



Universidad de Concepción
Dirección de Posgrado
Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía
Magister en Análisis Geográfico

Trabajo Final Investigación para optar al grado de Magíster en Análisis Geográfico

Tendencias espaciotemporales de temperatura, su relación con factores topográficos y el espesor de nieve

Autora

Belén Carmen Cartes Vega

Profesor Guía

Alfonso Fernández, Ph.D.

Concepción, Chile 2023

Agradecimiento

El trabajo presentado se enmarca en el proyecto FONDECYT 1201429 y es guiado por el docente Ph.D Alfonso Fernández, a quien agradezco su apoyo, guía y confianza en el trabajo realizado, reconociendo lo como una figura inspiradora en el camino de la investigación.

Finalmente agradezco a mi familia, a mi madre Gilda Vega Olivero por todo su amor y esfuerzo para educarme, y a mi pareja Carmina Tapia Figueroa, quien en este proceso de formación ha sido esencial, brindándome apoyo, contención y cariño para surcar la carga académica y laboral.

Resumen

La tesis buscó evaluar la relación entre descriptores topográficos de las cuencas y la temperatura, considerando sus impactos sobre la acumulación de nieve. El área de estudio comprendió parte de la cordillera y precordillera de los Andes entre las latitudes 31,6 °S a los 39,7 °S, área conformada por 30 subcuencas. Los datos climáticos para el análisis se obtuvieron de las climatologías cuadrículadas CR2met v2.0 y ERA 5 Land, mientras que las variables topográficas fueron extraídas de un modelo de elevación ALOS PALSAR. Los resultados es posible dividirlos en análisis temporal, de distribución espacial, y relación entre variables y modelo estadístico. Mediante el cálculo de la pendiente de Sen se observó que la $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ (sumatoria anual de días sobre 0°C para temperatura media y mínima, respectivamente) de los intervalos de 1999-2019 presentan más subcuencas con pendiente de Sen positiva y valores mayores que el intervalo de 1979-1999, lo que indica una aceleración en el aumento de días sobre 0°C en el segundo intervalo. El aumento es mayor para la $\sum d_{Tmin>0}$, donde aproximadamente 33% de las subcuencas presenta pendiente de Sen negativo en el primer intervalo y para 1999 al 2019 solo 16% de las subcuencas mantiene valores negativos. Adicionalmente es posible indicar una relación positiva entre las pendientes de Sen y la altura de las subcuencas. En el caso del espesor de nieve 19 subcuencas presenta pendiente negativa, 11 muestran pendiente de Sen igual a 0 y solo una pendiente de Sen positiva para el periodo de 1979-1999. Mientras de 1999-2019 todas las subcuencas presentan pendientes negativas, valores que reflejan una disminución acelerada del espesor de nieve. Los valores más bajos de la $\sum d_{Tm>0}$ se concentran en la cordillera de los Andes, particularmente entre los 33,3°S a 33,5°S y en alturas entre los 3.960 m.s.n.m a los 6.591 m.s.n.m, con valores que oscilan entre 102 a 108 días. Existe una disminución notoria en la $\sum d_{Tm>0}$ al sur de los 34,0°S, donde el promedio es de 344 días y mínimas de 267 días sobre 0°C al año. Para el caso de la $\sum d_{Tmin>0}$ los valores mínimos van de 49 a 120 días y se concentran en las mismas latitudes mencionadas, mas no presenta una diferencia marcada al norte y sur de los 34°S.

Las zonas donde se encuentran glaciares muestran una $\sum d_{Tm>0}$ (promedio para 1979 al 2019) entre 100 a 250 días y entre 46 a 227 días para la $\sum d_{Tmin>0}$. Y presentan una temperatura media que oscila entre 3 a 16°C, mientras la temperatura mínima va de 2,3 a 8 °C. Lo anterior se explica por la elevada altura en la que se ubican, la que va de 1.497 m.s.n.m a 6.591 m.s.n.m. Se puede concluir que a mayor altura menor variación entre las temperatura media y mínima. Mientras que el delta entre sumatorias de días sobre 0°C se correlaciona de manera negativa sobre alturas de 2.000 m.s.n.m y esta altura lo hace de manera positiva.

Los resultados también indican que la temperatura media, temperatura mínima, $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ tienen una relación negativa y significativa con la pendiente y altura. La orientación de ladera no presenta una relación clara. Si bien existen solo 2 categorías dominantes de orientación de ladera en las cuencas, no existe una diferencia entre categorías respecto al espesor de nieve o temperatura. Para todas las relaciones anteriores se aprecia que la temperatura media tiene mejor significancia y coeficiente de correlación que la temperatura mínima. En cuanto al espesor de nieve se aprecia una relación significativa con la pendiente, altura, temperatura media, la $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$. Sin embargo, la confección del modelo de regresión lineal múltiple para el espesor de nieve queda definida exclusivamente entre altura y la $\sum d_{Tm>0}$. Donde la primera variable tiene un coeficiente positivo y la segunda un coeficiente negativo. Es importante indicar que el modelo presenta un leve mejor ajuste si se reemplaza la altura por la pendiente. Sin embargo, físicamente es la altura la que explica de mejor manera la acumulación de nieve. La relación de espesor de nieve y pendiente se explica debido a la alta correlación de esta con la altura, y el leve aumento del R^2 en el modelo, se debe al efecto agregado de la rugosidad de la cuenca sobre el espesor de nieve.

Índice

1	Introducción	1
1.1	Área de estudio	2
1.2	Planteamiento del problema	3
2	Marco referencial	4
3	Objetivos	6
3.1	Objetivo General	6
3.2	Objetivos específicos	6
4	Materiales y métodos	7
5	Resultados	10
5.1	Variación temporal	10
5.2	Distribución espacial de la temperatura	17
5.3	Relieve y temperatura	22
5.4	Espesor de nieve y modelo predictivo	33
5.4.1	Comparación Modelo de regresión múltiple y ERA5-Land	38
6	Discusión	40
7	Conclusión	41
6.	Bibliografía	42

Índice de figura

Figura 1: Área de estudio. Con complejidad de relieve, Modelo de elevación ALOS PALSAR extraído de la plataforma ASF (ASF Data Search, s.f), estaciones meteorológicas con información de temperatura, extraída de Servicios Climáticos (meteochile.gob.cl) e inventario de glaciares (DGA, 2022).	3
Figura 2: Diagrama de flujo del procesamiento de datos de entrada (azul) y salida (rojo). El proceso comienza a la izquierda con las bases de datos, después de un procesamiento, análisis de datos exploratorio y cálculo de variables, se realiza un modelo lineal entre el espesor de nieve y las variables de temperatura y topografía, como la definición de patrones temporales y latitudinales de las variables.	8
Figura 3: Pendiente de Sen de $\sum d(T_{min}>0)$ y $\sum d(T_{min}>0)$, para los periodos: 1979 a 1999 y 1999 a 2019.....	11
Figura 4: Evolución de $\sum d_{Tm>0}$, $\sum d_{Tm>0}$ y espesor de nieve por subcuenca, para el periodo de 1979 al 1999.....	15
Figura 5: Evolución de $\sum d(Tm>0)$, $\sum d(Tm>0)$ y espesor de nieve por subcuenca, para el periodo de 1999 al 2019	17
Figura 6: Mapa de $\sum d_{Tm>0}$ (a) y $\sum d_{Tmin>0}$ (b). Sobrepuesto está el inventario de glaciares extraído de la DGA (2022).	20
Figura 7: a) Mapa de diferencia entre temperatura media y mínima anual. b) Mapa de diferencia entre la $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ con inventario de glaciares extraído de la DGA (2022).....	21
Figura 8: Gráficos de dispersión valores corresponden a los promedios de cada subcuenca para el periodo estudiado a) Altura vs Temperatura, b) Altura vs $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ y c) Altura vs Desviación estándar de las sumatorias de días.....	23
Figura 9: Gráficos de dispersión entre altura y temperatura media, para las subcuencas que presentan significancia.	28
Figura 10: Gráficos de dispersión entre temperatura media y categoría ladera en base a la exposición solar (Felicísimo, 1994).....	33
Figura 11: b) Mapa de espesor de nieve (m) promedio para 1979 al 2019. b) Modelo de elevación ALOS PALSAR. Con inventario de glaciares (DGA,2022) y área de estudio.....	34
Figura 12: Matriz de correlación de las posibles variables para el modelo de regresión lineal múltiple. *** valor-p menor a 0,005	37
Figura 13: b) Mapa de espesor de nieve (m) promedio para 1979 al 2019, ERA5-Land b) Mapa de espesor de nieve (m) en base a modelo de regresión lineal múltiple. c) Diferencia entre Producto ERA5-Land y Modelo de regresión lineal Múltiple.	40

Índice Tablas

Tabla 1	Exposición solar según orientación de ladera, extraído de Felicísimo (1994)	09
Tabla 2	Coefficiente de Pearson y significancia de la relación altura y sumatoria de días sobre 0°C (temperatura media y mínima) para los dos intervalos	11
Tabla 3	Valores de pendiente de Sen de la $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ para los intervalos de 1979-1999 y 1999-2019, con los valores promedios de altura y la latitud del centroide de la subcuenca (* representa tendencias con valor-p < 0,1).....	11
Tabla 4	Valores de pendiente de Sen para el espesor de nieve de 1979 – 1999 y 1999-2019, con los valores promedios de altura y la latitud del centroide de la subcuenca. (* representa tendencias con valor-p <0,1 y ** tendencias con valor-p <0,05).....	12
Tabla 5	Estadísticos para la relación de Tm-Tmin y altura, en diferentes condiciones.....	18
Tabla 6	Estadísticos para la relación de \sum días (Tm) - \sum días (Tmin) y altura, en diferentes condiciones.....	19
Tabla 7	Coefficientes de correlación y significancia entre altura vs temperatura media, mínima, $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ y su desviación estándar al interior de las subcuencas.....	22
Tabla 8	Coefficientes de correlación, valor-p y la pendiente de regresión en la relación temperatura mínima y media con pendiente y altura, al interior de las subcuencas. En negritas las subcuencas con valor-p < 0,05.....	24
Tabla 9	Resumen de valores promedios y moda (para variables categóricas) por subcuencas para el periodo de 1979 al 2019. Subcuencas ordenadas de manera decreciente por latitud. SD significa desviación estándar.....	34
Tabla 10	Resumen de los valores-p y coeficientes de correlación entre las diferentes variables y el espesor de nieve. Se presentan exclusivamente las relaciones con valores-p < 0,05.....	35
Tabla 11	Resumen de estadísticos de orientación de ladera.....	35

1 Introducción

El cambio climático se manifiesta, entre otros aspectos, por el aumento de las temperaturas atmosféricas y cambios en los patrones de precipitaciones (Samaniego et al., 2015). Particularmente en Chile se ha observado un importante déficit en las precipitaciones de la última década, escenario denominado como Megasequía (CR2 et al., 2015), que se traduce en un contexto de estrés hídrico.

El recurso hídrico presente en la Cordillera de los Andes es de suma importancia para el abastecimiento de agua en nuestro país, sostiene en gran medida el caudal base de cuencas a menor altura, especialmente en verano y en el valle central. Immerzeel et al., (2020) denomina “torres de agua” aquellas montañas con recurso hídrico en estado sólido, señalando Sudamérica como el lugar con mayor importancia volumétrica y vulnerabilidad frente al cambio climático. Por lo que es urgente planificar entorno al recurso hídrico en zonas de montaña. En Chile estos ambientes cobijan gran cantidad de los glaciares, y constituyen la principal zona de acumulación de nieve. Villanelo (2015) define zonas de montaña como todo relieve sobre los 2.500 m.s.n.m o aquel sobre los 300 m.s.n.m, y que cuente con una pendiente y rugosidad determinada. Autor indica que el 63,8% del territorio nacional corresponde a zonas de montaña.

La modelación de acumulación y fusión de nieve constituye una herramienta útil para la planificación del recurso hídrico, pudiendo contribuir en la predicción de desastres hidrometeorológicos, como los ocurridos en 1986 en la región del Maule, donde se registran intensas precipitaciones pluviales sobre los 1.500 m.s.n.m, en sectores cubiertos de nieve produciendo deshielo y grandes inundaciones, con 6 víctimas fatales o el 2017 en Chaitén, donde ocurre una remoción en masa o aluvión, gatillado por fuertes precipitaciones que removieron rocas y hielo (SERNAGEOMIN, 2017). Estos fenómenos tienen en común la ocurrencia de lluvia sobre nieve. Sobota et al., (2020) explica que estos producen un aumento en el número de capas de hielo y una disminución en la densidad de la nieve.

De acuerdo con la DGA (2009) nuestro país cuenta con una de las mayores y más diversas reservas glaciares a nivel mundial, representando el 3,8% del área total del planeta, excluyendo Antártica y Groenlandia. Por tanto, la cordillera de los Andes representa una de las principales reservas de agua dulce, y gran cantidad de actividades productivas dependen de ella, como la minería, agricultura, industria forestal y de producción de energía.

El relieve influye sobre la temperatura y los patrones de precipitación, el principal efecto es la disminución de la temperatura del aire con el aumento de la altura, la que se estima tiene un gradiente promedio para la tropósfera de 6°C/km. Además de que los relieves altos producen precipitaciones producto de la obstrucción de masas de aire saturadas en vapor de agua, provocando su ascensión y posterior condensación del agua.

A nivel nacional el estudio de González-Reyes et al., (2017) analizan los patrones espaciales y temporales de la variabilidad hidroclimática entre los 30° a 37°S en los Andes, identificando dos subregiones hidroclimáticas. Ubicadas al norte y al sur de los 34°S, donde al norte la variabilidad interanual asociada con ENSO es ligeramente más fuerte, mientras la oscilación decenal del Pacífico (PDO) y/o el índice de oscilación del Pacífico interdecadal (IPO) muestra patrones similares en ambas subregiones.

Por otra parte, Saavedra et al., (2017) realiza una caracterización en base a la climatología de la nieve en la Cordillera de los Andes entre las latitudes 8° y 39°S. Definiendo 5 regiones, observando que en las latitudes tropicales (9° a 23°S) la cobertura de nieve se encuentra restringida a las elevaciones más altas, con una fuerte tasa de cambio con la elevación. En esas regiones, la diferencia en la altura mínima de nieve a ambos lados de la cordillera es mínimo. En las latitudes medias (al sur de 23°S), la elevación mínima de la capa de nieve disminuye, y la tasa de cambio con la elevación es más gradual. La diferencia entre la altura mínima de nieve a ambos lados de la cordillera es mayor, siendo más bajas en el lado oeste, producto de las precipitaciones a Sotavento inducidas por el orógeno.

El presente estudio busca analizar la distribución de temperatura y variables derivadas de esta, su relación con la cobertura de nieve y relieve, entre las latitudes 31,6°S a 39,7°S en ambientes de montaña. Permitiendo identificar patrones latitudinales, altitudinales y temporales en estas variables.

1.1 Área de estudio

El área de estudio abarca parte de la cordillera y precordillera de los Andes entre las latitudes 31,6 °S a los 39,7 °S aproximadamente (Figura 1). Está conformada por 30 subcuencas definidas por la DGA (2016) donde la altura media de las subcuencas tiene valores entre 547,1m.s.n.m a 3.138,4 m.s.n.m, y el promedio es de 1.621,2 m.s.n.m. Dentro de estas cuencas existen 3.482 glaciares y glaciaretos, los que abarcan 990,29 km² de superficie (DGA, 2022).

Las regiones administrativas que comprende el área de estudio van desde la región de Coquimbo a La Araucanía, la población de estas representa el 83,2% del total en el país. Y las actividades económicas principales son la minería, industria silvo-agropecuaria, industria forestal, generación de electricidad, agricultura y turismo (ODEPA, 2020, 2019, 2017 y 2018), siendo estas dependientes en diferentes grados del recurso hídrico de alta montaña.

En el área de estudio la mayor parte de la lluvia son producida por sistemas frontales que cruzan el continente. Durante el invierno austral (junio, julio y agosto) las precipitaciones se ven intensificadas por el desplazamiento del anticiclón subtropical del Pacífico hacia el norte, el cual presentara una velocidad más baja que en el verano austral y transportara mayor humedad (Espinoza et al., 2020). Las variabilidades atmosféricas y oceánicas de mayor relevancia son: El Niño Oscilación del Sur (ENSO: El Niño–Southern Oscillation) y La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).

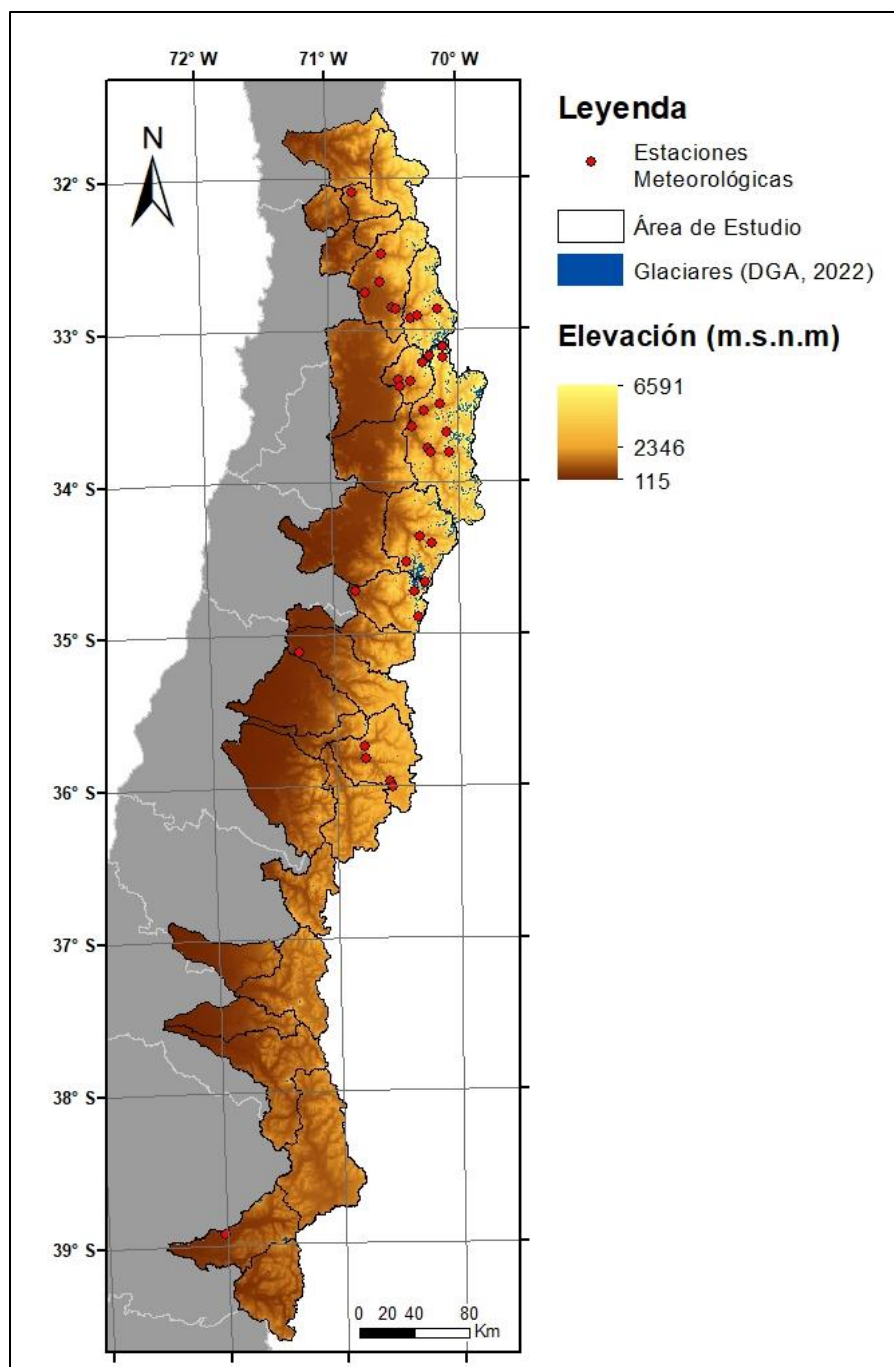


Figura 1: Área de estudio. Con complejidad de relieve, Modelo de elevación ALOS PALSAR extraído de la plataforma ASF (ASF Data Search, s.f), estaciones meteorológicas con información de temperatura, extraída de Servicios Climáticos (meteochile.gob.cl) e inventario de glaciares (DGA, 2022).

1.2 Planteamiento del problema

El calentamiento global ha aumentado las temperaturas en la troposfera, Burger et al., (2018) señala que en las últimas décadas existe un aumento sostenido de las temperaturas en la depresión intermedia y

cordillera de los Andes, calculado aproximadamente en 0,25°C/década. El incremento constante de las temperaturas ocasiona el desplazamiento de la isoterma 0°C a zonas de mayor altura, es decir, de la altura con temperatura 0°C, además de otros fenómenos asociados a la temperatura como es la ocurrencia de nieve (Miranda, 2019).

En los Andes, se ha detectado un ascenso de la isoterma 0°C, este ascenso ha generado que precipite en forma de lluvia en sectores donde se había acumulado nieve, lo que favorece su derretimiento (Carrasco et al, 2011). En Chile, algunas las proyecciones climáticas indican que la precipitación líquida aumentará, generando aumento de inundaciones y aluviones (MOP, 2017). Por tanto, la planificación entorno al recurso hídrico de montaña depende en gran medida la cuantificación que se hace del proceso de fusión (Orozco, 2010).

En particular, la fusión de nieve es un elemento crítico en la estabilidad de los caudales bases de cuencas a menor altura. Este proceso es complejo y está influenciada no solo por variables sinópticas, sino que también por la altitud, pendiente, vegetación, rugosidad de la superficie, radiación y el intercambio de energía entre nieve-aire (Barros y Lettenmaier, 1994). Además, la fusión de nieve muestra una alta variabilidad especial debido al patrón de distribución de la variable de precipitación y los efectos topográficos (Kling et al., 2006). Herrero (2007) indica que el proceso de fusión de nieve es el resultado de la interacción entre ciertos flujos de energía conocidos y cuantificables entre la atmósfera, la nieve y el suelo subyacente.

La hipótesis que sostiene esta investigación es que las variables topográficas, altura, pendiente y orientación de ladera, influirán en de manera significativa en la distribución de la temperatura, procesos de acumulación y fusión de nieve.

2 Marco referencial

Muchos estudios han demostrado que la temperatura es un buen predictor de la fusión y acumulación de nieve, y por lo tanto su análisis permite determinar la disponibilidad hídrica en zonas de montaña. Existen diferentes formas de calcular la fusión y acumulación de nieve, pero el enfoque grado-día, también llamado temperatura-índice, es particularmente popular. Este enfoque asume que la cantidad de nieve y hielo que se derrite es proporcional a la temperatura del aire circundante, cuando esta supera una temperatura crítica generalmente 0°C, aunque puede variar entre 4 y -2 °C (Orozco, 2010). Braithwaite y Olesen (1995) expresan esta relación de la siguiente manera:

$$\text{Ecuación 1: } a_t = \alpha + \beta T_t + \varepsilon_t, T_t \geq 0^\circ\text{C}$$

Donde

α : Ablación diaria

a : representa la fusión con temperatura del aire igual a 0°C.

β : Factor grado día o degree day factor ($\text{mmwe d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), describe el aumento de la ablación con la temperatura.

ε_t : es el error

La ecuación (1) implica que la ablación está controlada en parte por la temperatura del aire y en otra medida por un término independiente.

El autor para un periodo determinado establece la ablación de la siguiente forma

$$\text{Ecuación 2: } A_N = \sum_{t=1}^N H_t a_t$$

Donde

A_N : Ablación (mmwe)

T_t : temperatura media del aire ($^\circ\text{C}$)

$$H_t = 1,0 \text{ si } T^\circ \geq 0^\circ \text{ C}$$

$$H_t = 0,0 \text{ si } T^\circ < 0^\circ \text{ C}$$

Si se combinan la ecuación 1 y 2 se obtiene

$$\text{Ecuación 3: } A = a \sum_{t=1}^{t=N} H_t + \beta \sum_{t=1}^{t=N} H_t T_t$$

La primera sumatoria corresponde a la suma de días sobre 0°C , mientras la segunda es la suma positiva de grados-día (PDD) para el período N. Si se desea obtener la tasa de ablación en el periodo N, se debe seguir la siguiente ecuación

$$\text{Ecuación 4: } \frac{A}{N} = a \left(\frac{N^*}{N} \right) + \beta \left(\frac{PDD}{N} \right)$$

Donde:

N^*/N = frecuencia de días con temperatura sobre el punto de fusión en el periodo N.

PDD/N = Temperatura media positiva en el periodo N

Este método en la actualidad es ampliamente utilizado debido a su sencillez y buenos resultados, pues simplifica gran parte de los procesos de balance de energía en la fusión de nieve. De este método se desprende que la cantidad de días con temperatura sobre el punto de fusión puede ser un índice climático útil para estudiar las condiciones hidroclimáticas de montaña.

Por otra parte, el relieve interactúa con la atmosfera, teniendo repercusiones en las corrientes de aire, temperaturas y precipitaciones del sector, lo que tendría influencia en los procesos de acumulación y fusión de nieve. Por ejemplo, a medida que se aumenta la altura, disminuye la temperatura del aire, fenómeno conocido como gradiente vertical de temperatura. Acuña et al., (2015) establecen el gradiente vertical de temperatura en la tropósfera equivalente a $6^\circ\text{C}/\text{Km}$ de altura. Sin embargo, este no es

uniforme he incluso en ocasiones se puede observar el fenómeno de inversión térmica (Pepin y Kidd, 2006).

Quervain (1904) introduce el concepto de “Mass Elevation Effect” (MEE) que explica la tendencia de varios parámetros relacionados con la temperatura, como la línea de árboles y línea de nieve, a ocurrir en elevaciones más altas en ambientes de montaña que en sus márgenes exteriores. Pepin et al. (2015) señala que en ambientes de montaña las variaciones de temperatura son mayores que ambientes a menor alturas, lo que denomina calentamiento dependiente de la altura, y discute diferentes mecanismos que lo favorecen, entre ellos el calor liberado por las precipitaciones o el factor del albedo en la radiación, entre otros. Yao et al., (2022) sugiere la necesidad de estudiar la relación de parámetros topográficos, como de pendiente, rugosidad y orientación de ladera con la temperatura.

Por tanto, existirá una altura en que el aire presentara temperatura igual a 0°C, la que es conocida como isoterma 0°C (Dirección Meteorológica de Chile, 2015). Esta altura tiene a coincidir con el límite entre la ocurrencia de precipitaciones en estado sólido o líquido (Miranda, 2019).

Las precipitaciones muestran gradientes más locales, condicionados por el relieve circundante, los que al obstruir masas de aire húmedo inducen precipitaciones, estas caerán en forma solida o líquida dependiendo de la temperatura del aire. Además, la orientación de ladera determina las horas de exposición solar diarias que recibe la superficie, lo que afectará directamente los procesos de fusión de nieve. Adicionalmente, la pendiente del terreno condiciona la estabilidad de un manto de nieve. Castro et al., (2010) indica que las inclinaciones típicas para el desarrollo de avalanchas de nieve varían entre 28° y 50°, por tanto, este factor condicionará zonas de depósito de avalancha y zonas de desprendimiento.

3 Objetivos

3.1 Objetivo General

Evaluar la relación entre descriptores topográficos de las cuencas y la temperatura, considerando sus impactos sobre la acumulación de nieve.

3.2 Objetivos específicos

- a) Determinar patrones espacio-temporales de la temperatura a nivel de cuenca.
- b) Establecer relaciones estadísticas entre los patrones de temperatura y las características topográficas promedio de las cuencas.
- c) Analizar las implicancias de las relaciones temperatura-topografía en la acumulación de nieve.

4 Materiales y métodos

El efecto del relieve local como aristas, cumbres, quebradas y hondonadas altera la dirección de los vientos e incluso la cantidad de precipitaciones de un determinado sector, por lo que se evaluara el grado de significancia del relieve en la distribución de nieve y temperaturas.

El diagrama de flujo de la Figura 2 muestra las etapas seguidas. Una limitación que enfrenta este tipo de estudio es la falta de estaciones meteorológicas con registro de más de 20 años en ambientes de montaña, debido a la dificultad de su instalación y monitoreo. Como solución se propone el uso de climatologías, lo que permiten relacionar espacialmente diferentes variables en zonas donde no se cuenta con datos de observación.

Se obtuvo el espesor de nieve a partir del producto cuadrulado ERA5-Land, este resulta de la asimilación de datos de la climatología ERA5. Considera 50 variables que describen los ciclos del agua y la energía sobre la tierra y cuenta con datos desde 1950 al 2021, tiene una escala temporal por hora y una resolución espacial de aproximadamente 9 km (Muñoz-Sabater et al., 2021). La variable de interés para el presente trabajo es la profundidad de nieve, la cual se encuentra en unidad de metros, Muñoz-Sabater et al., (2021) indica que los resultados del espesor de nieve de Era5-Land son mejores que su predecesor para montañas de altitud media, inferior a 3.300 msnm.

Mientras las temperaturas se obtuvieron del producto CR2MET v2.0, que corresponde a una climatología cuadrulada de frecuencia diaria y mensual, con resolución de aproximadamente 5,5 km, cuenta con información de temperatura (media, mínima y máxima) y precipitaciones, desde 1979 a 2019 para todo Chile. El producto CR2MET v2.0 se basa en parte en una reducción estadística de los datos de reanálisis de ERA-Interim, considerando una serie de parámetros topográficos y corrigiendo los datos con datos observados, para ello generaron una interpolación espacial entre las estaciones meteorológicas. En el caso de la temperatura además se utilizaron estimaciones de la temperatura de la superficie terrestre (LST) de las recuperaciones del satélite MODIS (Alvarez-Garreton et al., 2018).

También se incorporó análisis de variables de relieve, calculadas a partir de un modelo de elevación digital (MDE) ALOS PALSAR, este producto se obtiene de la nave espacial ALOS (Advanced Land Observation Satellite) o DAICHI por su nombre en japonés, el satélite se encontró funcionando desde el 2006 al 2011. El paquete de modelos digitales de elevación ALOS distribuidos por Alaska Satellite Facility incluye productos de 30 metros de resolución espacial y otro de 12,5 metros (Meza, 2020). El MDE utilizado fue construido como un mosaico de diferentes modelos de elevación digital ALOS PALSAR del año 2010 al 2011, proyectados en el sistema WGS 84 / UTM zona 19°S y con una resolución 12,5m.

Se realizó una compilación de variables derivadas de las bases de datos mencionadas, el análisis de distribución de cada una de las variables y la aplicación de pruebas paramétricas y no paramétricas para la determinación de correlación y grado de significancia existente entre las variables, como de su variación en el tiempo. También se realizó la construcción de un modelo de regresión múltiple, para estudiar la relación estadística entre espesor de nieve y las de más variables calculadas.

Este análisis consideró el período 1979 – 2019. La decisión de analizar esta ventana se debió a dos criterios: la extensión de los datos grillados CR2MET V.2 y que desde 1980 se ha detectado un aumento continuo de la tasa de pérdida glaciar (Zemp et al., 2019). Para evaluar la variación temporal de la temperatura mínima y media, y del espesor de nieve se utilizó el estimador de pendiente de Sen, que corresponde a un estimador no paramétrico, útil para determinar la existencia de tendencias estadísticas cuando la distribución no es normal, debido a que tiene una mayor resistencia a los valores atípicos (Sen, 1968), entregando valores de variación más representativos de las series de tiempo. Con el objetivo de identificar una aceleración o desaceleración en los cambios de temperatura y espesor de nieve se realizó este procedimiento para los intervalos de tiempo: 1979 al 1999 y de 1999 al 2019. Los valores de pendientes de Sen fueron calculados como un promedio de la cuenca para los intervalos indicados.

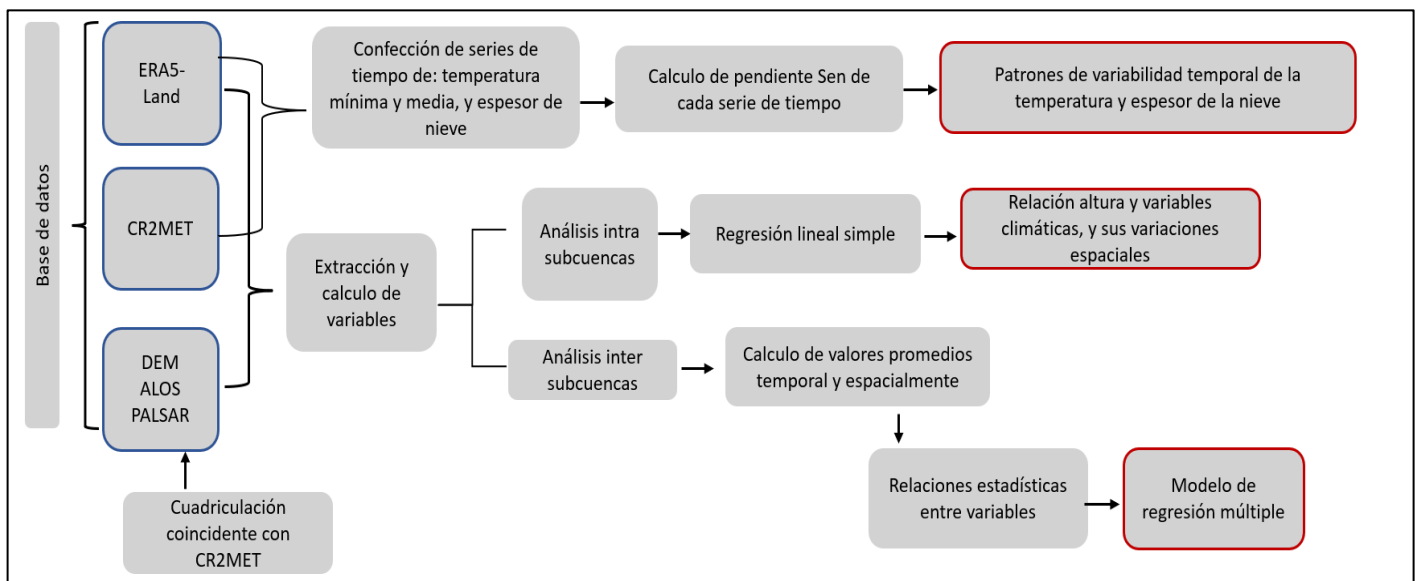


Figura 2: Diagrama de flujo del procesamiento de datos de entrada (azul) y salida (rojo). El proceso comienza a la izquierda con las bases de datos, después de un procesamiento, análisis de datos exploratorio y cálculo de variables, se realiza un modelo lineal entre el espesor de nieve y las variables de temperatura y topografía, como la definición de patrones temporales y latitudinales de las variables.

Los productos mencionados se utilizaron en primera instancia para la obtención de las temperaturas medias y mínimas, y precipitación. De ellas se derivaron otro conjunto de variables, a saber, la sumatoria anual de días con temperatura sobre 0°C, la que se abrevia desde ahora como $\sum d_{Tm>0}$, para la temperatura media y $\sum d_{Tmin>0}$ en el caso de la temperatura mínima. Para ello se generó un conjunto de ráster con los valores de Ht (ecuación 3), de manera diaria, es decir, un conjunto de ráster binarios. Posteriormente se realizó la sumatoria de los ráster diarios para obtener un ráster con la sumatoria anual de días sobre 0°C. Adicionalmente se calculó la desviación estándar de la sumatoria anual de días por píxel, es decir, la diferencia entre el valor del píxel y el valor promedio de la subcuenca, lo que permite identificar cuales subcuencas experimentan mayores variaciones en $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$, y en que zonas ocurren estas.

Las climatologías utilizadas en este estudio son de acceso liberado y se encuentran en formato NetCDF. Fueron procesadas en primera instancia con el software R y posteriormente con QGIS. En R se realizó la compilación de la información en intervalos de tiempo determinado, es decir, en valores mensuales o anuales, y se realizaron operaciones de reclasificación y sumatoria. En Qgis se calcularon valores promedios por subcuencas a partir de los ráster exportados en la primera etapa, y además se aplicaron geoprocetos al modelo de elevación digital para obtener datos de pendiente y orientación de ladera. Para permitir la comparación entre los datos de variables climáticas y de relieve, es necesario remuestrear el DEM al tamaño de celda de la salida del CR2MET v2.0, mediante un promedio simple.

Es importante destacar que el análisis espacial se realizó de manera inter e intra-subcuenca. Para el análisis al interior de cada subcuenca se construyó una malla de puntos separados por 10 km entre sí (resolución ERA5 Land), con lo cual se realizó un muestreo de todas las variables, en el caso de las variables climáticas fue necesario generar un conjunto de ráster con los valores promedios entre 1979 al 2019. La base de dato generada es fácilmente filtrable según altura o latitud y adicionalmente en Qgis se realizó un filtro espacial, de acuerdo con la coincidencia o no con glaciares (DGA,2022) dentro de un píxel. De este modo fue posible observar las relaciones entre variables para ambientes sobre o bajo una altura determinada, y en presencia o no de glaciares.

Mientras que para el análisis inter-subcuenca se realizó una comparación de los valores promedios de cada subcuenca, para variables climáticas, de relieve y espesor de nieve.

Los parámetros de relieve que se analizaron para el modelo de regresión múltiple fueron:

- a) Pendiente del terreno: Se define como el grado de inclinación de la superficie con respecto a su proyección horizontal, en dirección al escurrimiento del flujo de agua. Es de esperar que mientras mayor sean los valores de pendiente menor será el espesor de nieve que se puede acumular debido a la inestabilidad que genera el relieve.
- b) Orientación de ladera: En un punto puede definirse como el ángulo existente entre el vector que señala el Norte y la proyección sobre el plano horizontal del vector pendiente (Felicísimo, 1994). Para analizar los resultados se emplearon las siguientes categorías:

Tabla 1: Exposición solar según orientación de ladera, extraído de Felicísimo, 1994.

Categoría		Rango de Acimut de ladera	
Nombre	Codificación	Angulo mínimo	Angulo máximo
Soleada	4	0,0	44,99
Semi-Sombría	2	45,0	89,99
Sombría	1	90,0	224,99
Semi Soleada	3	225,0	269,99
Soleada	4	270,0	360,09

En el hemisferio sur las laderas orientadas en dirección norte y noroeste tienden a percibir mayor radiación solar, por lo que es de esperar que en estas los procesos de fusión de nieve sean mayores que

en resto. Por lo que el valor promedio de cada subcuenca se reclasifica para pasar estas variables categóricas a continuas, desde 0 para superficies planas hasta 4 para laderas de solana.

- c) Altura: Se calculó como el promedio de altura (m.s.n.m) de cada subcuenca. Este parámetro condiciona en gran medida la temperatura del aire y por tanto es de esperar que con su aumento disminuya la temperatura favoreciendo la precipitación en estado sólido.
- d) Latitud: Corresponde a la latitud del centroide de cada subcuenca.

Para poder establecer relaciones entre estas variables y los patrones espaciotemporales de temperatura (y derivadas de esta), precipitación, relieve y espesor de nieve, se desarrolló un modelo de regresión múltiple que considera como variable dependiente el espesor de nieve y a las demás como variables independientes o predictoras.

Para determinar el grado de correlación existente entre dos variables y posteriormente construir el modelo de regresión múltiple, es necesario conocer la distribución de las variables, a fin seleccionar la prueba no paramétrica a aplicar entre las variables. Se aplicó la prueba *Shapiro-Wilks*, que permite identificar si la variable tiene distribución normal, lo que permite decidir si corresponde aplicar una prueba de Pearson o una prueba no paramétrica como el coeficiente de correlación de Spearman.

El análisis de la distribución y pruebas de correlación se realizaron con R, al igual que el modelo de regresión lineal múltiple. La función que se utilizó para seleccionar la menor cantidad de variables del modelo estadístico es “Step” del paquete “Stats”. Esta utiliza el criterio de información de Akaike (1974), que corresponde a una medida de calidad relativa para un modelo estadístico, se obtiene a partir de la suma de cuadrados de los residuos y de un factor que penaliza la inclusión de variables.

5 Resultados

5.1 Variación temporal

Se analizaron temporalmente las variaciones de espesor de nieve y sumatoria anual de días sobre 0°C, considerando dos intervalos, el primero de 1979 a 1999 y de 1999 al 2019. En el caso de la $\sum d_{T_m > 0}$, se observa que 18 subcuencas en el primer periodo presentan pendientes de Sen negativa y para el segundo periodo solo 4 subcuencas presentan pendiente de Sen negativa. La mayoría de las subcuencas experimenta un aumento en las pendientes de Sen del primer al segundo periodo, y solo 4 subcuencas presentan una disminución. Es decir, aproximadamente 87% de las subcuencas presentan una tendencia a aumentar la $\sum d_{T_m > 0}$ más rápidamente en el segundo intervalo que en el primero.

Existe una tendencia a que las subcuencas de mayor altura presenten valores de pendiente de Sen mayores, y también mayor diferencia entre intervalos. La relación Altura y Pendiente de Sen tiene un mejor coeficiente de correlación y significancia para 1999 al 2019 que para 1979 al 1999, y para los cálculos en base a la temperatura mínima. Las medidas estadísticas y su representación se observan en la Tabla 2 y Figura 3.

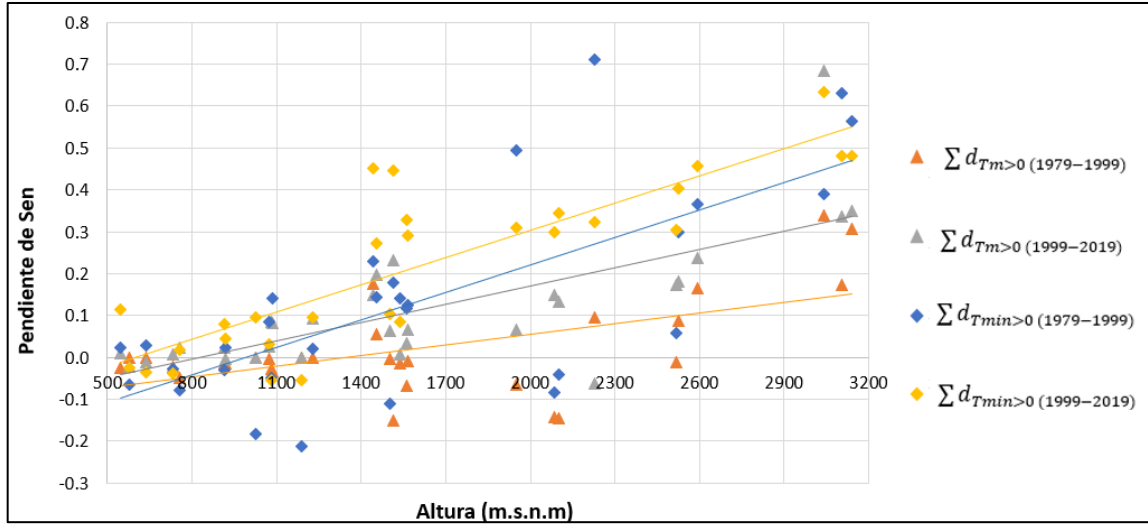


Figura 3: Pendiente de Sen de $\sum d(T_{m>0})$ y $\sum d(T_{min>0})$, para los periodos: 1979 a 1999 y 1999 a 2019.

Tabla 2: Coeficiente de Pearson y significancia de la relación altura y sumatoria de días sobre 0°C (temperatura media y mínima) para los dos intervalos.

	1979-1999		1999-2019	
	Coeficiente de correlación	Valor-p	Coeficiente de correlación	Valor-p
$\sum d_{T_m>0}$	$6,67 \times 10^{-1}$	$5,73 \times 10^{-5}$	$7,13 \times 10^{-1}$	$9,95 \times 10^{-6}$
$\sum d_{T_{min}>0}$	$6,87 \times 10^{-1}$	$2,72 \times 10^{-5}$	$7,94 \times 10^{-1}$	$1,66 \times 10^{-7}$

Para la $\sum d_{T_{min}>0}$ se observa que aumentan las subcuencas con pendientes de Sen positivas, para 1979 a 1999 se registra un 33,3% de las subcuencas con pendientes de Sen negativa y para el segundo intervalo solo 16,6% de las subcuencas presentan pendiente negativa. Existe un aumento del valor de las pendientes de Sen, pero es menos contundente que en el caso de $\sum d_{T_m>0}$, destacando que 9 subcuencas presentan un comportamiento distinto, donde la pendiente de Sen disminuye del primer al segundo intervalo.

No es posible observar una relación entre la pendiente de Sen y las latitudes. Adicionalmente es posible indicar que las pendientes de Sen de $\sum d_{T_{min}>0}$ es mayor en magnitud, que las pendientes de Sen de $\sum d_{T_m>0}$, en ambos periodos.

Tabla 3: Valores de pendiente de Sen de la $\sum d_{T_m>0}$ y $\sum d_{T_{min}>0}$ para los intervalos de 1979-1999 y 1999-2019, con los valores promedios de altura y la latitud del centroide de la subcuenca (* representa tendencias con valor-p < 0,1).

N°	Subcuencas	Temperatura media		Temperatura mínima		Altura	Latitud
		1979-1999	1999-2019	1979 -1999	1999-2019		
1	Choapa Medio	-0,004	0,064	-0,110	0,104	1500,00	31,80

2	Choapa Alto	0,339	0,683*	0,391	0,633*	3040,00	31,98
3	Petorca Medio	0,000	0,00	-0,213	-0,055	1190,10	32,20
4	Petorca Alto	-0,145	0,133	-0,040	0,345	2099,20	32,17
5	Ligua Alto	-0,144	0,148	-0,085	0,299	2084,20	32,33
6	Ligua Medio	0,000	0,00	-0,184	0,095	1026,20	32,48
7	Aconcagua Medio	-0,011	0,173	0,059	0,303	2518,60	32,65
8	Aconcagua Alto	0,308	0,351	0,563*	0,482	3138,39	32,83
9	Mapocho Bajo	-0,013	-0,003	0,024	0,044	919,85	33,28
10	Mapocho Alto	0,087	0,182	0,300	0,403	2525,07	33,30
11	Maipo Alto	0,173	0,336	0,632*	0,482	3105,84	33,71
12	Maipo Medio	-0,028	0,085	-0,050	-0,055	1082,95	33,82
13	Cachapoal Alto	0,165	0,237	0,367	0,458	2592,39	34,33
14	Cachapoal Bajo	-0,022	0,008	-0,028	-0,039	730,90	34,37
15	Tinguiririca Alto	0,175	0,149	0,228	0,452	1443,19	34,78
16	Río Teno	-0,009	0,066	0,126	0,291	1565,81	35,02
17	Río Lontue	0,056	0,196	0,144	0,272	1455,12	35,24
18	Río Claro	-0,024	0,011	0,022	0,115	547,13	35,41
19	Maule Medio	-0,001	0,093	0,020	0,095	1229,93	35,64
20	Maule Alto	0,095*	-0,062*	0,712	0,323	2226,70	35,81
21	Loncomilla	-0,048	0,024	-0,078	0,018	755,96	35,98
22	Melado	-0,064	0,065*	0,493	0,310	1949,10	36,16
23	Ñuble Alto	-0,067	0,034	0,116	0,329	1560,00	37,10
24	Itata Alto	0,000	-0,021	-0,064	-0,024	576,31	37,10
25	Laja Alto	-0,015	0,007	0,14	0,085	1537,63	37,28
26	Duqueco	0,000	-0,012	0,029	-0,035	638,12	37,52
27	Biobío entre Ranquil y Duqueco	-0,004	0,026	0,085	0,031	1074,14	37,86
28	Biobío Alto	-0,152	0,231	0,1787	0,447	1512,47	38,41
29	Río Allipén	-0,015	0,023	-0,029	0,079	913,63	38,93
30	Pucón	-0,034	0,081	0,140	0,190	1070,15	39,29

Se observa que los valores de pendiente de Sen para el espesor de nieve (Tabla 4) son considerablemente menores que los de $\sum d_{Tm>0}$ o $\sum d_{Tmin>0}$, debido a que las variables presentan magnitud de valor muy diferentes. Se observa que en el periodo de 1979 a 1999 aproximadamente el 60% de las subcuencas presenta Pendiente de Sen negativa y un 37% igual 0, estas últimas se encuentran en subcuencas con altura promedio entre los 576,3 m.s.n.m a 1.455,1 m.s.n.m. Estas no variaron para el periodo de 1999 al 2019.

Tabla 4: Valores de pendiente de Sen para el espesor de nieve de 1979 – 1999 y 1999-2019, con los valores promedios de altura y la latitud del centroide de la subcuenca. (* representa tendencias con valor-p <0,1 y ** tendencias con valor-p <0,05).

N°	Subcuencas	Espesor de nieve promedio (m) (1979-2019)	1979-1999	1999-2019	Altura (m.s.n.m)	Latitud (°S)
1	Choapa Medio	0,049	-0,002	-0,001	1500,0	31,80
2	Choapa Alto	0,273	-0,008	-0,007**	3040,0	31,98
3	Petorca Medio	0,000	0,000	0,000	1190,1	32,20
4	Petorca Alto	0,060	-0,002	-0,001	2099,2	32,17
5	Ligua Alto	0,396	-0,008	-0,004	2084,2	32,33
6	Ligua Medio	0,000	0,000	0,000	1026,2	32,48
7	Aconcagua Medio	0,132	-0,005	-0,004*	2518,6	32,65
8	Aconcagua Alto	0,602	-0,023	-0,012	3138,34	32,83
9	Mapocho Bajo	0,012	0,000	0,000	919,9	33,28
10	Mapocho Alto	0,254	-0,009	-0,008**	2525,1	33,30
11	Maipo Alto	1,149	-0,002	-0,003**	3105,8	33,71
12	Maipo Medio	0,076	-0,002	-0,002**	1083,0	33,82
13	Cachapoal Alto	1,104	-0,039**	-0,015	2592,4	34,33
14	Cachapoal Bajo	0,018	0,000	0,000	730,9	34,37
15	Tinguiririca Alto	0,768	-0,039**	0,002	1443,1	34,78
16	Río Teno	0,534	-0,016**	-0,010	1565,8	35,02
17	Río Lontue	0,419	0,000	-0,009	1455,1	35,24
18	Río Claro	0,023	0,000	-0,000	547,1	35,41
19	Maule Medio	0,218	-0,005	-0,004	1229,9	35,64
20	Maule Alto	0,835	-0,029**	-0,016	2226,7	35,81
21	Río Loncomilla	0,056	0,000	-0,001	756,0	35,98
22	Río Melado	0,709	-0,016	-0,013	1949,1	36,16
23	Ñuble Alto	0,341	-0,005	-0,006	1560,0	37,10
24	Río Itata Alto	0,008	0,000	0,000	576,3	37,10
25	Río Laja Alto	0,396	-0,008	-0,004	1537,6	37,28
26	Río Duqueco	0,034	0,000	0,000	638,1	37,52
27	Biobío entre Ranquil y Duqueco	0,175	0,000	0,001	1074,1	37,86
28	Biobío Alto	0,363	-0,007	0,001	1512,45	38,41
29	Río Allipén	0,101	0,000	0,001	913,6	38,93
30	Pucón	0,167	0,001	0,000	1070,2	39,29

En la figura 4 se agrupan los gráficos de evolución de la $\sum d_{Tm>0}$, $\sum d_{Tmin>0}$ y espesor de nieve para el periodo de 1979 a 1999. Si bien las subcuencas con menor cantidad de días sobre 0° no coinciden para la temperatura media y mínima, las subcuencas con valores más altos si coincide.

Se observa que la amplitud de los *peak* de sumatoria de días es mayor en la $\sum d_{Tmin>0}$ que en la $\sum d_{Tm>0}$. Además, estas variaciones son mayores mientras más altura presente la cuenca.

Los años en que presentan menor sumatorias de días sobre 0°C coinciden para la temperatura media y mínima y corresponden, en orden creciente con respecto al número de días, a 1983, 1984, 1988 y 1992. Por su parte, los años con mayor cantidad de días sobre 0°C coinciden solo parcialmente para ambas sumatorias, con $\sum d_{T_{min}>0}$ en los años 1982, 1986, 1997 y 1991, en orden creciente, mientras que para $\sum d_{T_m>0}$ esto ocurre en 1994, 1986, 1979 y 1985.

Las subcuencas con los valores más altos de espesor de nieve (m) corresponden a Maipo Alto, Cachapoal Alto, Tinguiririca Alto y Maule Alto, estas subcuencas se ubican entre los 33,7°S a 35,8°S y en alturas desde los 3.105,8 m.s.n.m a los 1.443,2 m.s.n.m. Si bien es posible establecer una relación positiva entre la altura y el espesor de nieve, se observa que al sur de los 33°S se presentan espesores de nieve más potentes que en el norte a alturas similares o más bajas. Los años donde ocurre el mayor espesor son 1982, 1980, 1987, 1984 y 1997 en orden decreciente, mientras los menores espesor de nieve se registran en 1990, 1985, 1996 y 1988.

Es de espera que los años de aumento de espesor de nieve coincidan con los años de disminución de días sobre 0°C, pero esto no ocurre para todos los años. Pero si es posible identificar periodos caracterizados por una disminución o aumento de estas variables, donde su naturaleza es inversa.

Las ventanas caracterizadas por un aumento en el espesor de nieve y disminución de $\sum d_{T_m>0}$ son: 1979 a 1984, 1986 a 1988 y 1990 a 1993. Mientras las caracterizadas por aumento de $\sum d_{T_m>0}$ y disminución de espesor de nieve: 1984 -1986, 1988 a 1990 y 1993 a 1993. Es importante indicar que los aumentos y disminuciones dentro de las ventanas en general ocurren en escalones, donde no necesariamente los *peak* de espesor de nieve y $\sum d_{T_m>0}$, pero si se observa una tendencia contraria de las variables dentro de las ventanas de tiempo mencionadas.

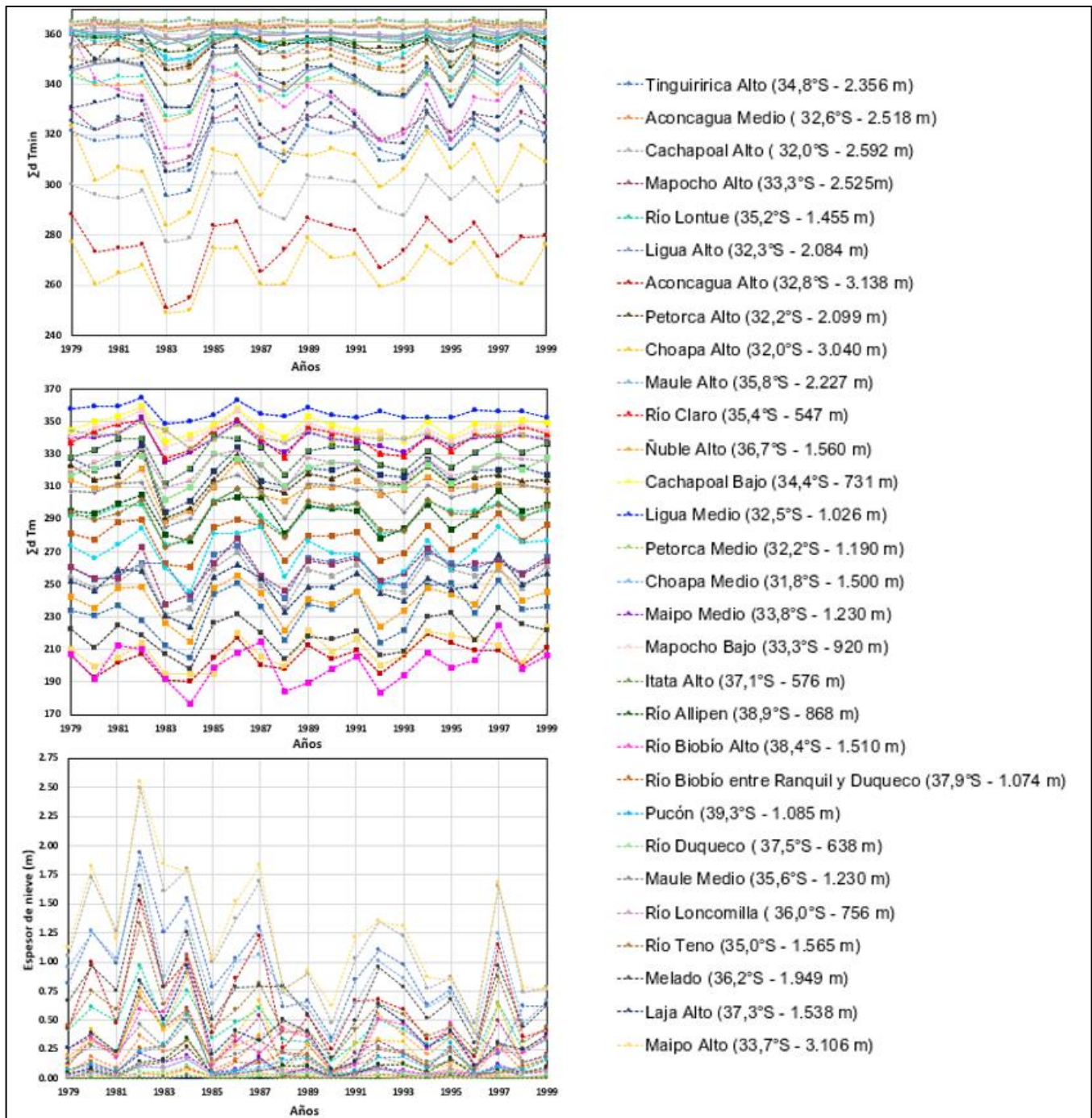


Figura 4: Evolución de $\sum d_{T_{m>0}}$, $\sum d_{T_{min>0}}$ y espesor de nieve por subcuenca, para el periodo de 1979 al 1999.

La figura 5 muestra los gráficos de evolución de la $\sum d_{T_{m>0}}$, $\sum d_{T_{min>0}}$ y espesor de nieve para el periodo de 1999 al 2019. Para la temperatura mínima corresponde a la subcuenca Río Biobío Alto, mientras que para la temperatura media es la subcuenca Maipo Alto. Mientras las cuencas con mayor cantidad de $\sum d_{T_{m>0}}$ y $\sum d_{T_{min>0}}$ tienden a coincidir, para ambas la subcuenca con menor sumatoria corresponde a Ligua Medio (32,5°S - 1.026 m.s.n.m). Los años en que existe menor sumatorias de días sobre 0°C coinciden para la temperatura media y mínima y corresponden, en orden creciente de días, a 2007, 2017,

2005 y 2002. Se observa que los años con mayor cantidad de días sobre 0°C también coinciden para $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$, correspondiendo a: 2006, 2003, 2012 y 2016, en orden creciente de días. Por su parte, las subcuencas con los valores más altos de espesor de nieve (m) para el segundo periodo corresponden a Cachapoal Alto, Maipo Alto, Maule Alto y Río Melado. Aproximadamente 60% de las subcuencas presentan pendientes de Sen negativas y el 30% valores iguales a 0 (estas tienen altura igual o inferior a 1070 m.s.n.m), y 57% de las subcuencas experimento un aumento leve en la pendiente de Sen. Los años donde existe un mayor espesor de nieve corresponden al 2005, 2002, 2016 y 2008, estos coinciden o se encuentran desfasados por un año respecto a los mínimos de $\sum d_{Tmin>0}$.

Al norte de los 37,5°S las subcuencas presentan pendientes negativas o igual a 0, excepción de la subcuenca Tinguiririca Alto. Mientras al sur se observan valores positivos.

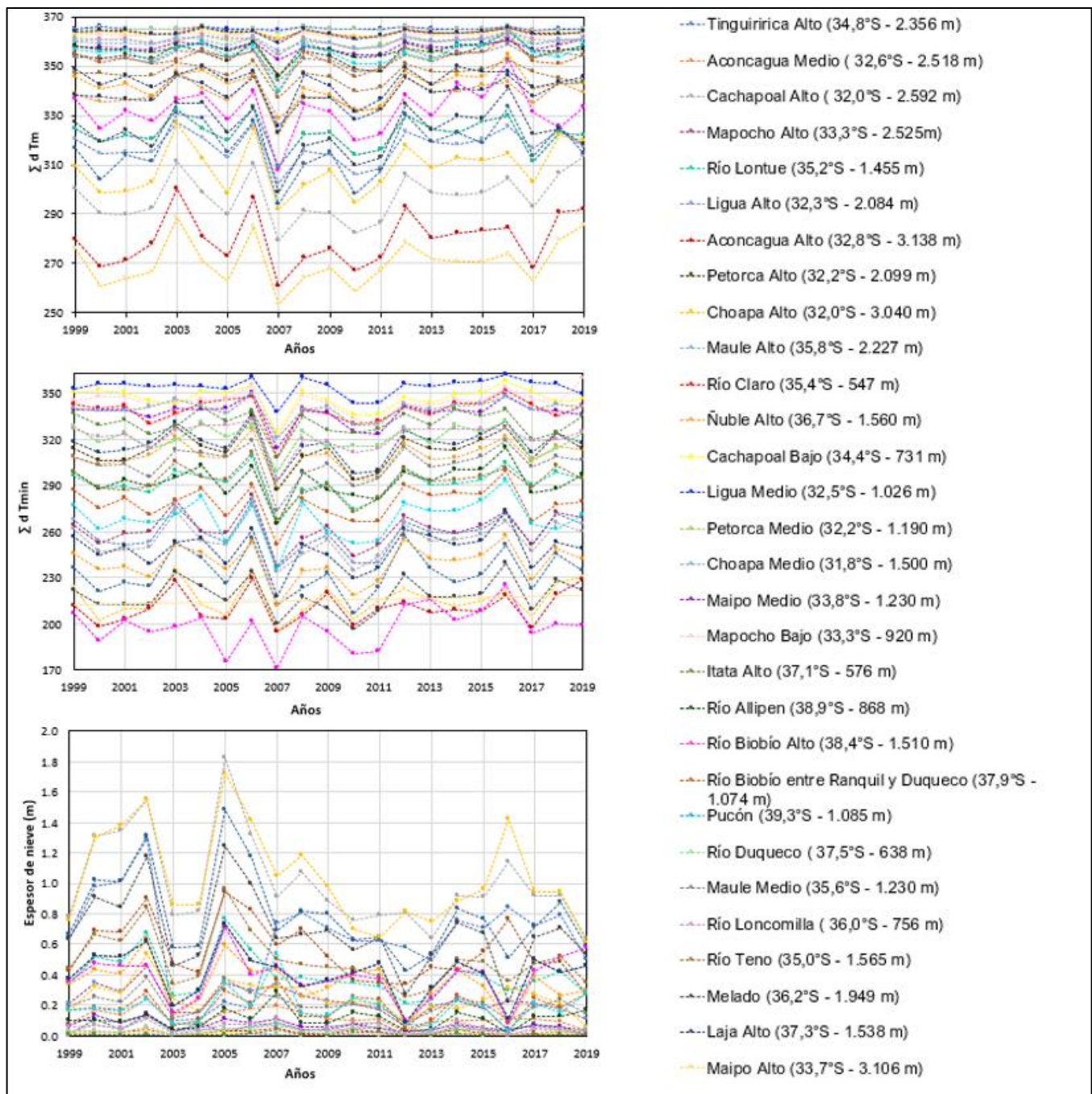


Figura 5: Evolución de $\sum d(T_m > 0)$, $\sum d(T_m > 0)$ y espesor de nieve por subcuenca, para el periodo de 1999 al 2019

5.2 Distribución espacial de la temperatura

En la figura 6 se puede observar la distribución espacial de $\sum d_{T_m > 0}$ y $\sum d_{T_{min} > 0}$. Los valores más bajos se encuentran en la cordillera de los Andes, particularmente entre 33,3°S a 33,5°S, donde el promedio anual de $\sum d_{T_m > 0}$, oscila entre 102 a 108 días, en alturas entre los 3.960 m.s.n.m a los 6.591 m.s.n.m. Existe una disminución notoria en la $\sum d_{T_m > 0}$ al sur de los 34,0°S, donde el promedio es de 344 días y

mínimas de 267 días sobre 0°C al año, mientras al norte el promedio es de 315 días y mínimas de 102 días al año. Probablemente este fenómeno se relaciona con la diferencia de altura del macizo de los Andes, ya que al sur de esta latitud las alturas máximas son de 2.886 msnm, un número ampliamente menor que en el norte.

Para la $\sum d_{T_{min}>0}$ no se presenta el mismo patrón latitudinal, si bien la menor cantidad de días sobre 0°C se concentran en las mismas latitudes que para $\sum d_{T_m>0}$, al norte y sur de los 34,0° no se observan diferencias tan pronunciadas. Presentando un promedio al norte de 263 días y al sur de 257 días.

Se aprecia que los glaciares consignados en el inventario nacional (DGA, 2022) se concentran en áreas con $\sum d_{T_m>0}$ y $\sum d_{T_{min}>0}$ entre 100 a 250 días y 46 a 227 días respectivamente. La temperatura media en estas zonas oscila entre los 3 a 16°C y la mínima va de 2,3 a 8,0 °C. Se observa en la figura 7 la distribución de la diferencia entre temperatura media y mínima ($T_m - T_{min}$), notando que esta oscila de los 0,49°C a los 10,3°C. Y las menores diferencia de temperatura ocurren en zonas con glaciares o próximas a estos, entre las latitudes 33,4°S a 34,7°S y en alturas entre 3.071 m.s.n.m a 6.591 m.s.n.m. Al analizar celda a celda (5 km x 5 km) los valores $T_m - T_{min}$ y altura, se comprueba una relación lineal con coeficiente negativo y valor-p < 0,05 (significativa). Este análisis se realizó considerando 4 muestras; superficie cubierta por glaciares, superficie sobre los 2.000 m.s.n.m y sin glaciares, superficie con altura menor a 2.000 m.s.n.m y el área total. Algunas de las características y estadígrafos se presentan en la tabla 5.

Tabla 5: Estadísticos para la relación de $T_m - T_{min}$ y altura, en diferentes condiciones.

	Altura promedio (m.s.n.m)	Promedio de $T_m - T_{min}$ (°C)	Mínimo de $T_m - T_{min}$ (°C)	Coefficiente de correlación	Valor-p
Área total	1.558,4	7,20	0,40	-7.70×10^{-1}	$< 2,20 \times 10^{-16}$
Área con Glaciares	2.994,1	4,30	0,40	-6.40×10^{-1}	$1,52 \times 10^{-4}$
Área sin glaciares y altura > 2.000 msnm	2.625,2	5,1	0,62	-4.10×10^{-1}	$8,80 \times 10^{-8}$
Área con altura < 2.000 m.s.n.m	1.098,6	7,9	3,53	-4.90×10^{-1}	$< 2,20 \times 10^{-16}$

* Los glaciares dentro del área de estudio se ubican sobre los 1.400 msnm.

Se observa que aumenta el valor - p en terrenos con glaciares, aunque se mantiene una relación significativa entre la altura y la diferencia entre temperaturas. Esta variación probablemente responde a la altura de dichos ambientes, y no a la presencia de glaciares, al comparar la significancia de los ambientes de altura similar, pero sin presencia de glaciares se observa que el valor-p es solo 4 orden de magnitud menor. Mientras al considerar zonas de alturas promedio 1.558 m.s.n.m el valor-p disminuye considerablemente, lo que confirma que la significancia mejora en zonas de menor altura.

En la figura 7 se observa que se repite en la distribución de $\sum \text{días } (T_m) - \sum \text{días } (T_{min})$ la ocurrencia de mínimas en zonas coincidentes con glaciares entre los 31,7°S a 34°S, con valores entre 8 a 18 días al año. Destaca además que a partir de los 35°S aumenta la diferencia entre las sumatorias, se observando al norte de esta latitud un promedio de 56 días al año y al sur de 89 días al año. Otra diferencia respecto al delta de temperatura es que en la diferencia de sumatoria solo en magnitud si no en dirección para los 3 casos anteriormente estudiados, se observa que para el área total la relación es significativa y presenta

una correlación lineal positiva, para la superficie ocupada por glaciares, la relación es significativa, pero de coeficiente negativo. Mientras la superficie con altura sobre los 2.000 m.s.n.m y sin presencia de glaciares no muestra una relación significativa.

Tabla 6: Estadísticos para la relación de \sum días (Tm) - \sum días (Tmin) y altura, en diferentes condiciones.

	Altura promedio (m.s.n.m)	Promedio de \sum días Tm - \sum días Tmin (días/año)	Mínimo de \sum días Tm - \sum días Tmin (días/año)	Coefficiente de correlación	Valor-p
Área total	1.558,4	74,16	8,6	$3,8 \times 10^{-1}$	$2,2 \times 10^{-16}$
Área con Glaciares	2.994,1	77,7	8,6	$-6,7 \times 10^{-1}$	$4,6 \times 10^{-5}$
Área sin glaciares y >2.000 msnm	2.625,2	82,2	21,9	$-5,0 \times 10^{-2}$	$5,4 \times 10^{-1}$
Área con altura < 2000 m.s.n.m	1.098,6	71,8	18,0	$6,4 \times 10^{-1}$	$2,2 \times 10^{-16}$

En resumen, se observa que a mayor altura menor variación entre las temperatura media y mínima. Mientras que el delta entre sumatorias de días sobre 0°C de la temperatura media y mínima se relaciona de diferente manera para alturas sobre y bajo los 2.000 m.s.n.m. En el primer caso se correlacionan de manera negativa y para el segundo de manera positiva.

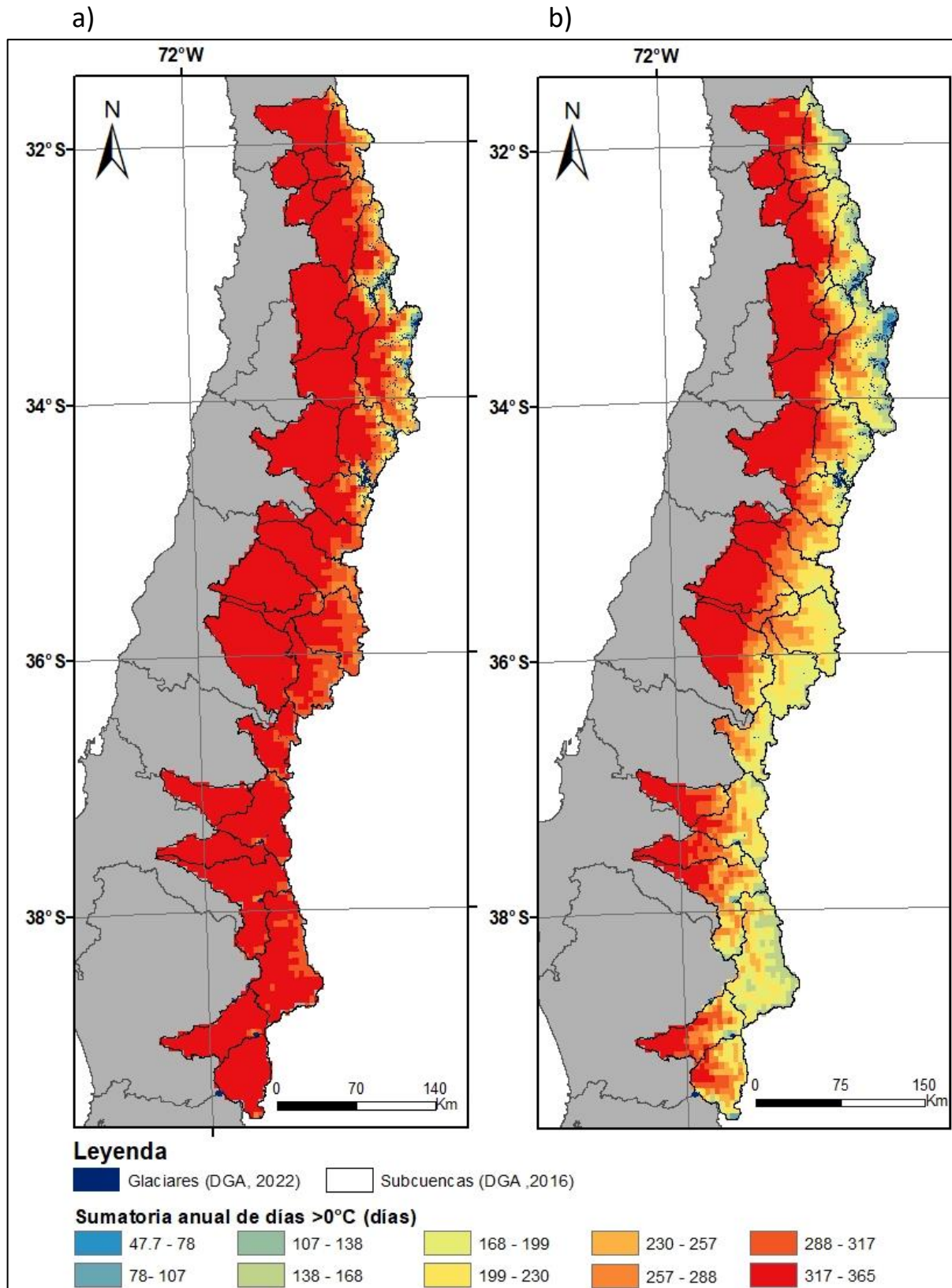


Figura 6: Mapa de $\sum d_{Tm>0}$ (a) y $\sum d_{Tmin>0}$ (b). Sobrepuesto está el inventario de glaciares extraído de la DGA (2022).

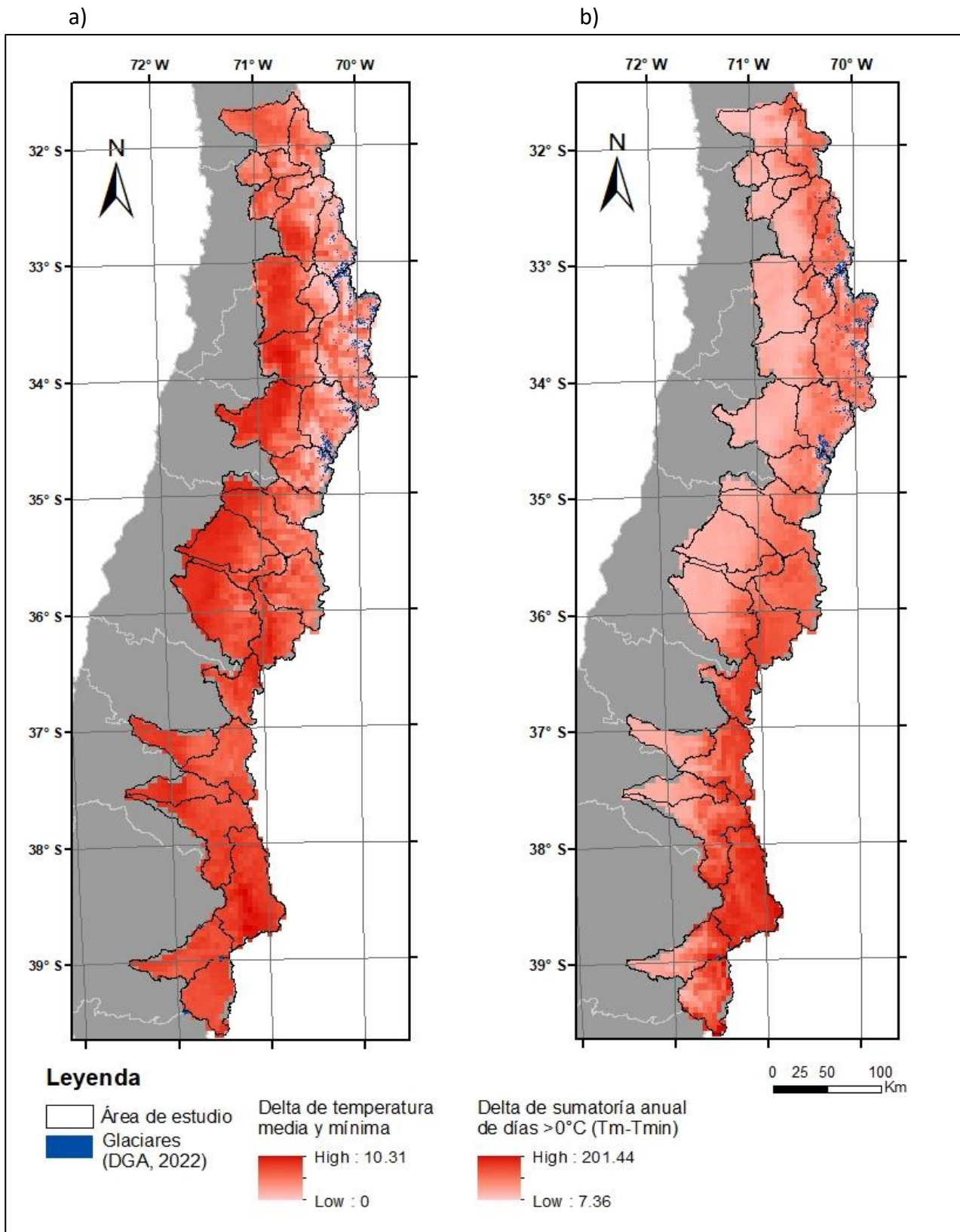


Figura 7: a) Mapa de diferencia entre temperatura media y mínima anual. b) Mapa de diferencia entre la $\sum d_{T_m > 0}$ y $\sum d_{T_{\min} > 0}$ con inventario de glaciares extraído de la DGA (2022).

5.3 Relieve y temperatura

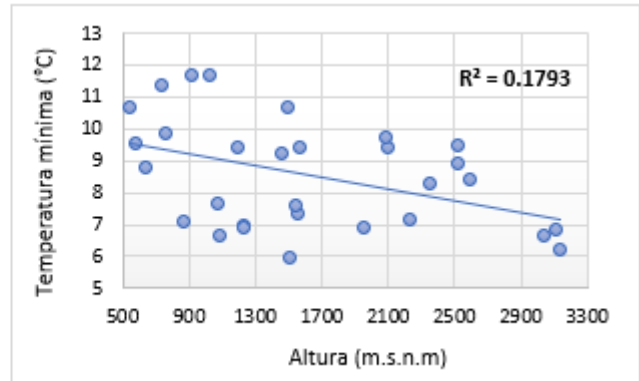
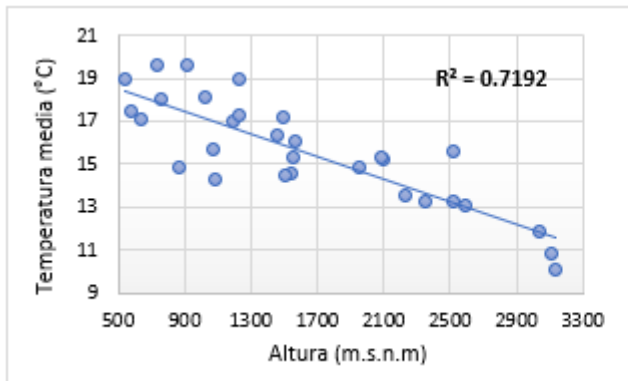
En la figura 8 y tabla 7 se analizan los efectos de la altura sobre la temperatura media y mínima, la sumatoria anual de días > 0°C y su desviación estándar en el tiempo, definiendo este último parámetro como la desviación máxima observada en cada subcuena respecto al promedio de 1979 al 2019. El análisis se realizó considerando los valores promedio de cada subcuena. Se aprecia que a mayor altura menor temperatura mínima y media, destacando que la temperatura media presenta una correlación y significancia más fuerte que la temperatura mínima. Se observa que la relación entre sumatoria de días sobre 0°C y la altura presenta un valor – p más pequeño que con la temperatura, además de coeficiente de correlación de mayor magnitud (y valor negativo).

En cuanto a la desviación estándar de la $\sum \text{días } (T_{min})$ se observan valores desde 0,01 día/año a 33,6 día/año, siendo la subcuena Pucón la que presenta mayor desviación estándar, en general no existe un buen ajuste con la altura. Mientras la desviación estándar de la $\sum \text{días } (T_m)$ oscila entre 0 días/año y 41,2 día/año (subcuena Aconcagua). Y presenta una relación significativa con la altura de coeficiente positivo.

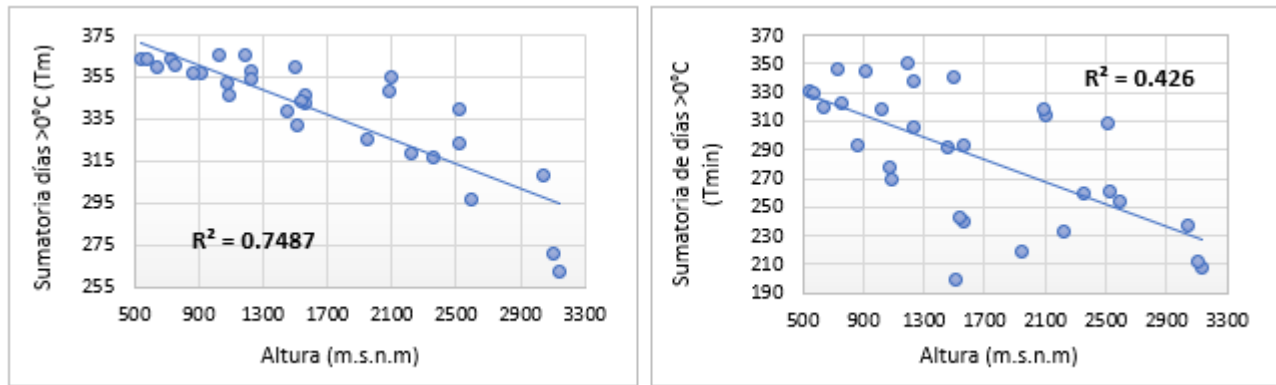
Tabla 7: Coeficientes de correlación y significancia entre altura vs temperatura media, mínima, $\sum d_{T_m>0}$ y $\sum d_{T_{min}>0}$ y su desviación estándar al interior de las subcuenas.

VARIABLES RELACIONADAS CON ALTURA	COEFICIENTE DE CORRELACIÓN	SIGNIFICANCIA (VALOR-P)
Temperatura media	$-8,5 \times 10^{-1}$	$3,3 \times 10^{-9}$
Temperatura mínima	$-4,2 \times 10^{-1}$	$2,0 \times 10^{-2}$
$\sum d_{T_m>0}$	$-8,7 \times 10^{-1}$	$6,8 \times 10^{-10}$
$\sum d_{T_{min}>0}$	$-6,5 \times 10^{-1}$	$9,3 \times 10^{-9}$
Desviación estándar de la $\sum d_{T_m>0}$	$3,7 \times 10^{-1}$	$4,0 \times 10^{-2}$
Desviación estándar de la $\sum d_{T_{min}>0}$	$-4,0 \times 10^{-3}$	$9,8 \times 10^{-1}$

a)



b)



c)

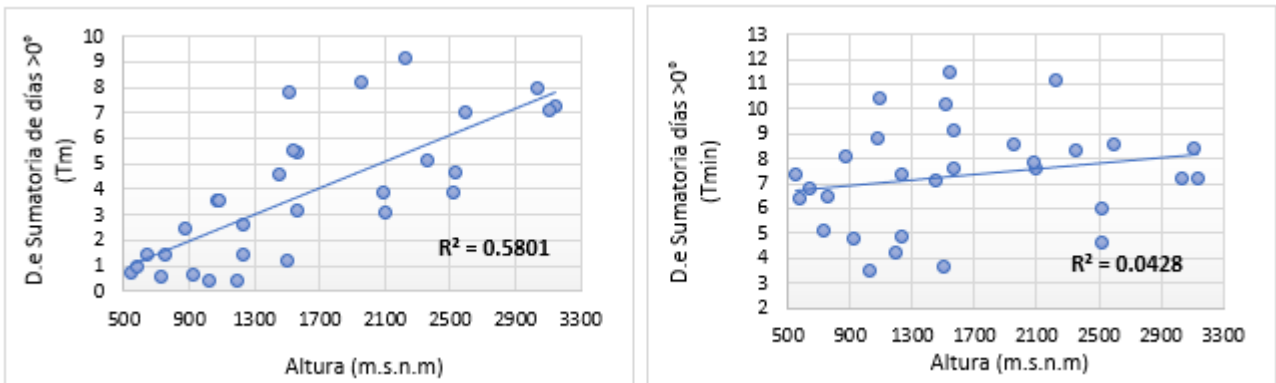


Figura 8: Gráficos de dispersión valores corresponden a los promedios de cada subcuenca para el periodo estudiado a) Altura vs Temperatura, b) Altura vs $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$ y c) Altura vs Desviación estándar de las sumatorias de días.

Si se analiza a nivel intra-cuenca la relación de la altura, pendiente y orientación de ladera con la temperatura media y mínima, se detecta que la temperatura y altura muestran los valores más contundentes de significancia, con coeficientes de correlación negativos, donde solo 2 subcuencas presentan valor-p mayor a 0,005, el que indicaría que no existe un ajuste en la relación de las variables. Mientras la relación de pendiente y temperatura igualmente presenta una correlación negativa, pero de menor valor absoluto, y en esta relación son 6 subcuencas las que no presentan un valor-p que asegure la relación entre variables. En ambos casos la temperatura media presenta mayor correlación con las variables de relieve.

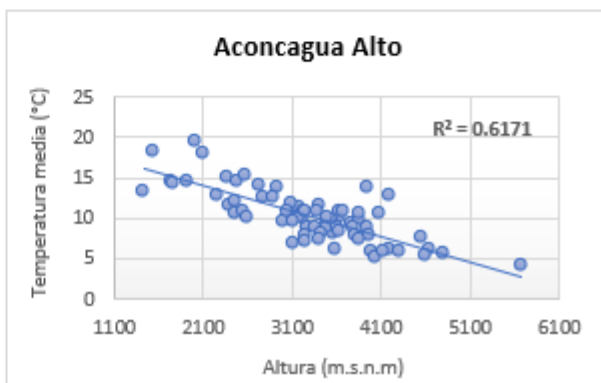
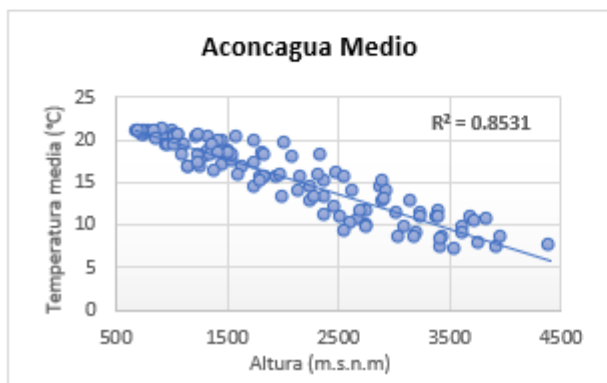
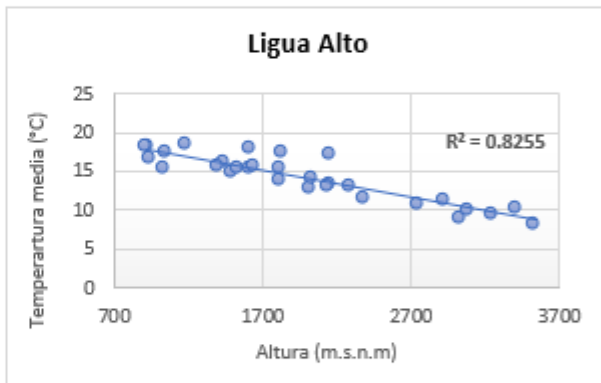
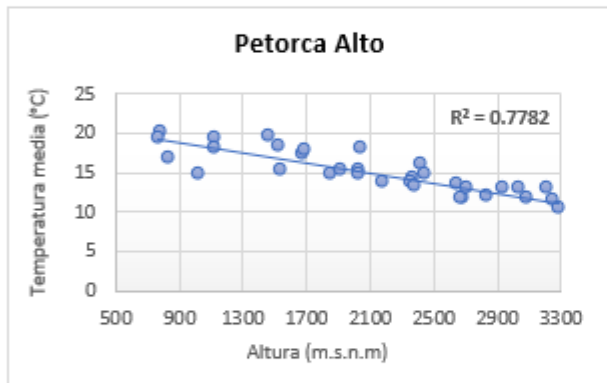
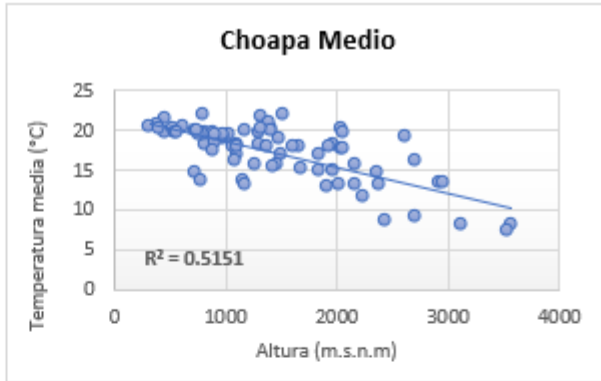
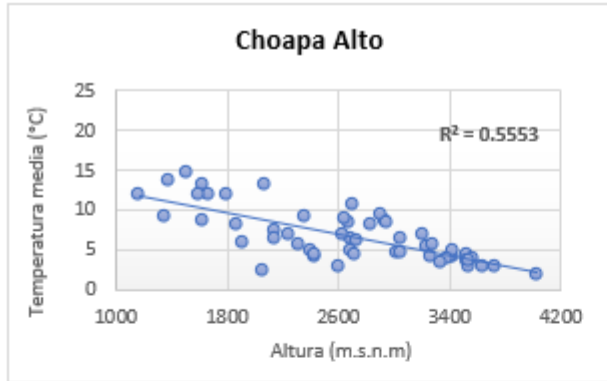
Se observa que las subcuencas que no tienen un buen ajuste entre las relaciones se presentan al norte de los 35°S, a excepción de la subcuenca Río Biobío Alto.

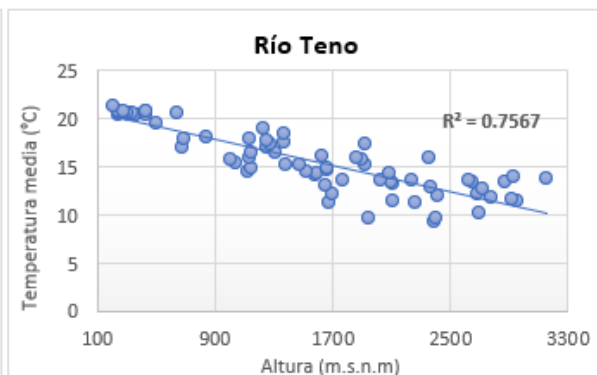
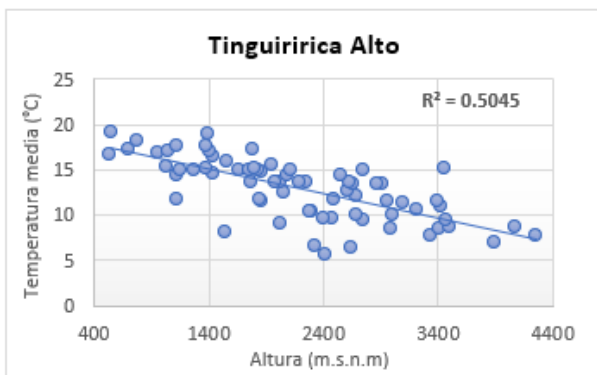
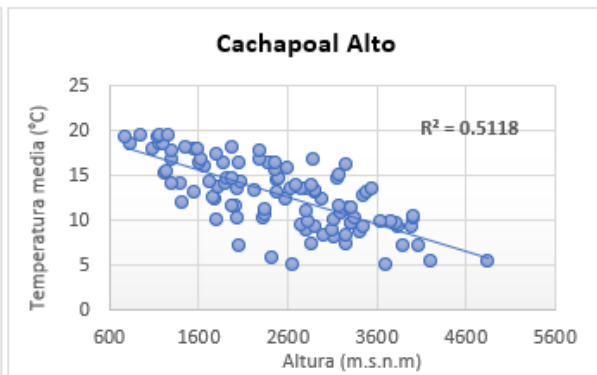
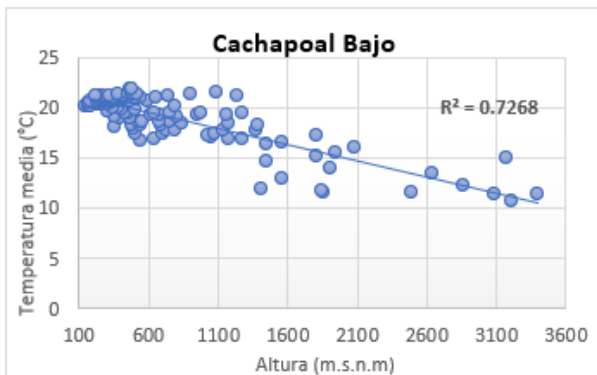
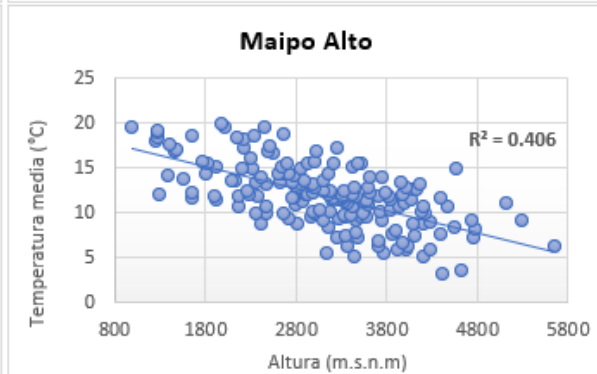
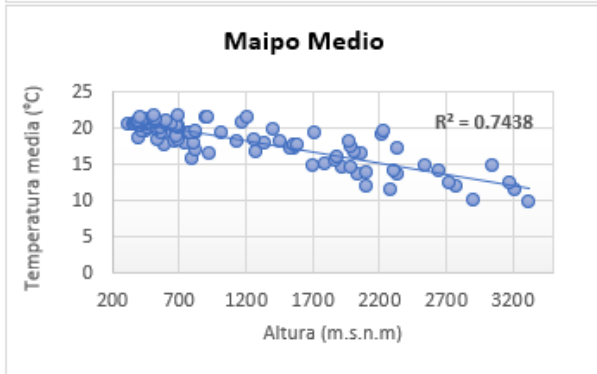
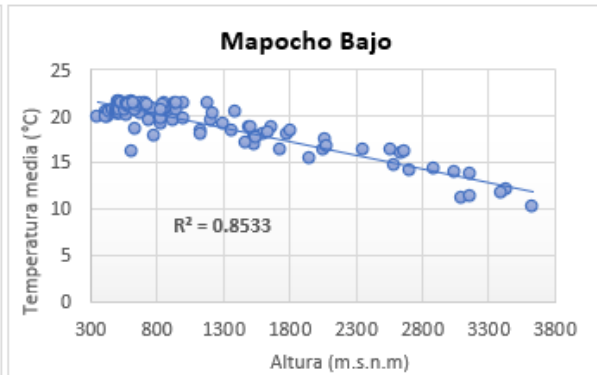
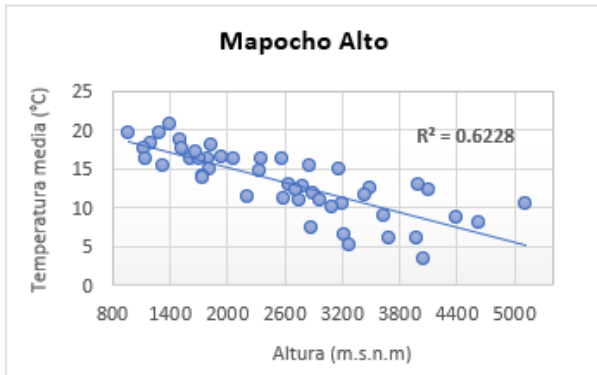
Tabla 8: Coeficientes de correlación, valor-p y la pendiente de regresión en la relación temperatura mínima y media con pendiente y altura, al interior de las subcuencas. En negritas las subcuencas con valor-p < 0,05.

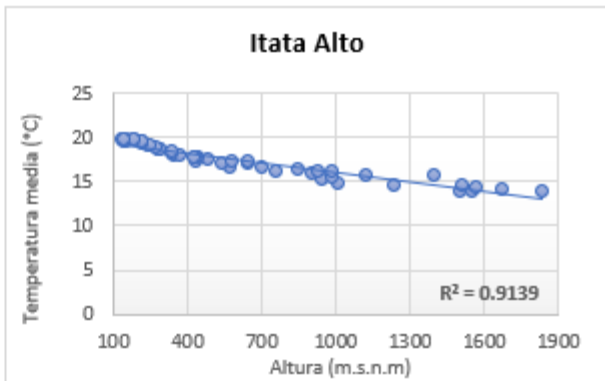
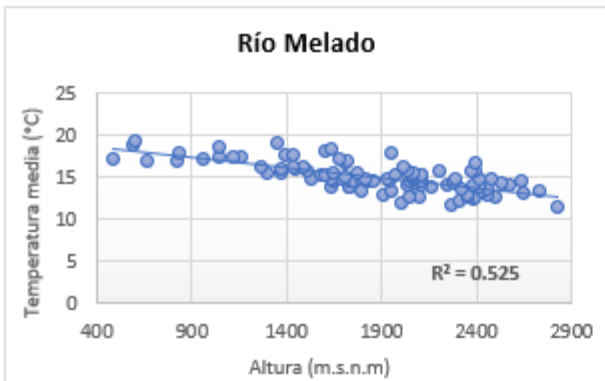
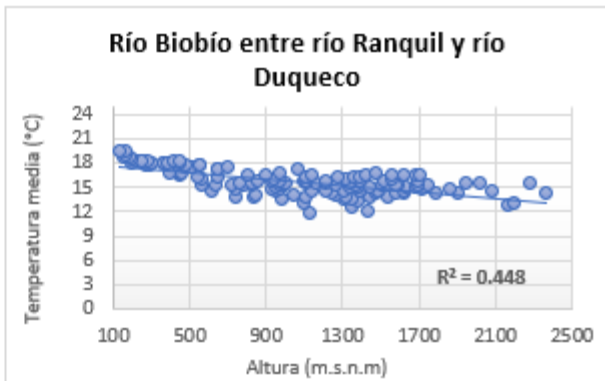
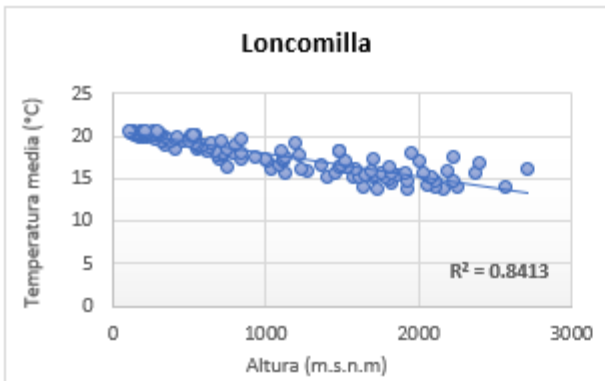
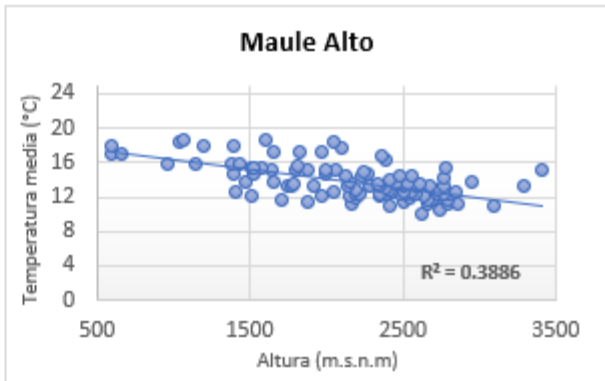
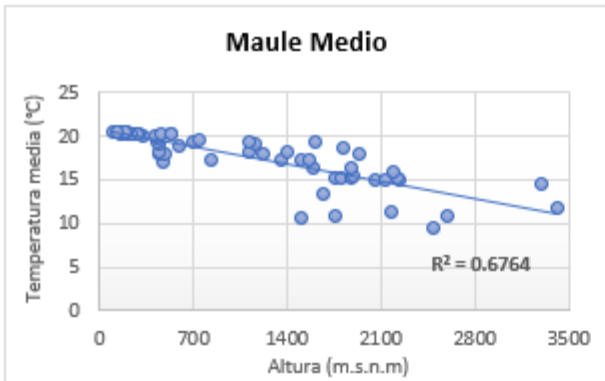
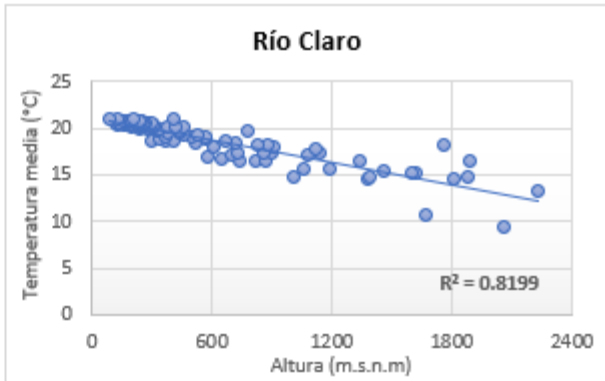
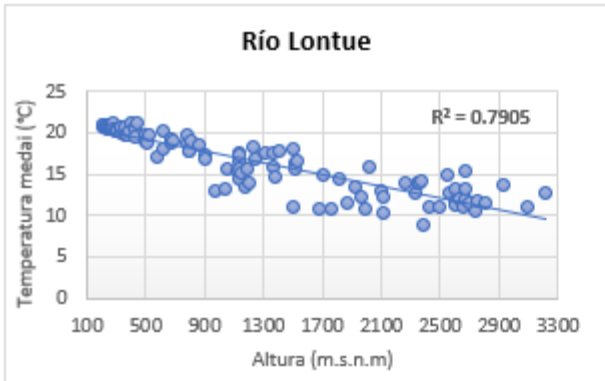
Subcuencas	Temperatura media y Pendiente			Temperatura mínima y Pendiente			Temperatura media y Altura			Temperatura mínima y Altura		
	Cor	Valor p	m	Cor	Valor p	m	Cor	Valor p	m	Cor	Valor p	m
Choapa Medio	-0,32	1 x 10⁻²	-0,18	-0,3	1,0 x 10⁻²	-0,23	-0,72	3,0 x 10⁻¹³	-161,1	-0,68	0,00	-203,5
Choapa Alto	0,07	6,4 x 10 ⁻¹	-0,02	0,07	6,4 x 10 ⁻¹	-0,02	-0,74	1,3 x 10⁻¹⁰	-135,5	-0,75	0,00	-176,7
Petorca Medio	0,42	4,0 x 10 ⁻²	0,61	0,32	1,7 x 10 ⁻¹	1,02	-0,09	6,7 x 10 ⁻¹	-52,0	-0,14	5,2 x 10 ⁻¹	-153,4
Petorca Alto	-0,22	1,8 x 10 ⁻¹	-0,33	-0,10	5,6 x 10 ⁻¹	-0,11	-0,88	0,00	-0,003	-0,82	0,00	-2,0 x 10⁻³
Ligua Medio	-0,38	3,0 x 10⁻²	-0,4	0,03	8,6 x 10 ⁻¹	-0,11	-0,03	8,5 x 10 ⁻¹	-14,8	0,21	2,3 x 10 ⁻¹	250,8
Ligua Alto	-0,44	1,0 x 10⁻²	-0,23	-0,46	1,0 x 10⁻²	-0,33	-0,91	4,0 x 10⁻¹²	-234,3	-0,92	0,00	-326,2
Aconcagua Medio	-0,27	0,0	-0,13	-0,23	2,0 x 10⁻²	-0,19	-0,92	2,2 x 10⁻¹⁶	-208,0	-0,90	0,00	-357,6
Aconcagua Alto	0,01	9,4 x 10 ⁻¹	0,02	0,15	1,9 x 10 ⁻¹	0,19	-0,79	2,2 x 10⁻¹⁶	-3,0 x 10⁻³	-0,67	0,00	-1,0 x 10⁻³
Mapocho Bajo	-0,71	0,0	-0,64	-0,49	0,0	-0,96	-0,92	2,2 x 10⁻¹⁶	-3,0 x 10⁻³	-0,77	0,00	-1,0 x 10⁻³
Mapocho Alto	-0,32	2,0 x 10⁻²	-0,18	-0,19	1,8 x 10 ⁻¹	-0,18	-0,79	2,7 x 10⁻¹¹	-198,4	-0,76	0,00	-332,5
Maipo Alto	-0,12	1,2 x 10 ⁻¹	-0,07	-0,02	8,1 x 10 ⁻¹	-0,02	-0,64	2,2 x 10⁻¹⁶	-229,61	-0,61	0,00	-203,4
Maipo Medio	-0,65	0,0	-0,73	-0,35	0,0	-0,16	-0,86	2,2 x 10⁻¹⁶	-3,0 x 10⁻³	-0,65	0,00	-1,0 x 10⁻³
Cachapoal Bajo	-0,79	0,0	-0,96	-0,63	0,0	-0,27	-0,85	2,2 x 10⁻¹⁶	-3,0 x 10⁻³	-0,82	0,00	-1,0 x 10⁻³
Cachapoal Alto	-0,22	2,0 x 10⁻²	-0,1	-0,14	1,4 x 10 ⁻¹	-0,11	-0,72	2,2 x 10⁻¹⁶	-180,2	-0,72	0,00	-286,6
Tinguiririca Alto	-0,38	0,0	-0,28	-0,31	1,0 x 10⁻²	-0,1	-0,71	4,0 x 10⁻¹²	-2,0 x 10⁻³	-0,75	0,00	-2,0 x 10⁻³
Río Teno	-0,64	0,0	-0,95	-0,48	0,0	-0,35	-0,87	2,2 x 10⁻¹⁶	-3,0 x 10⁻³	-0,81	0,00	-2,0 x 10⁻³
Río Lontue	-0,54	0,0	-0,27	-0,4	0,0	-0,34	-0,89	2,2 x 10⁻¹⁶	-232,0	-0,90	0,00	-391,8
Río Claro	-0,81	0,0	-0,48	-0,57	0,0	-0,66	-0,91	2,2 x 10⁻¹⁶	-230,1	-0,88	0,00	-424,9
Maule Medio	-0,63	0,0	-0,36	-0,53	0,0	-0,49	-0,82	1,4 x 10⁻¹⁵	-227,2	-0,86	0,00	-387,0
Maule Alto	0,28	0,0	0,2	0,3	0,0	0,32	-0,62	7,4 x 10⁻¹³	-192,6	-0,75	0,00	-290,4
Río Loncomilla	-0,66	0,0	-0,55	-0,48	0,0	-0,53	-0,92	2,2 x 10⁻¹⁶	-3,0 x 10⁻³	-0,82	0,00	-2,0 x 10⁻³
Río Melado	0,11	2,6 x 10⁻¹	0,08	0,30	0,0	0,28	-0,72	2,2 x 10⁻¹⁶	-171,0	-0,59	0,00	-208,5
Ñuble Alto	-0,21	1,1 x 10⁻¹	-0,22	0,15	2,5 x 10⁻¹	0,13	-0,62	1,7 x 10⁻⁷	-2,0 x 10⁻³	-0,68	0,00	-0,002
Itata Alto	-0,85	0,0	-0,44	-0,76	0,00	-0,65	-0,96	2,2 x 10⁻¹⁶	-4,0 x 10⁻³	-0,88	0,00	-0,002
Laja Alto	-0,35	0,0	-0,34	-0,24	1,0 x 10⁻²	-0,25	-0,72	2,2 x 10⁻¹⁶	-298,8	-0,66	0,00	-285,7
Río Duqueco	-0,83	0,0	-0,6	-0,73	0,00	-0,76	-0,90	2,2 x 10⁻¹⁶	-289,9	-0,82	0,00	-372,2
Río Biobío entre río Ranquil y Duqueco	-0,71	0,0	-0,56	-0,69	0,00	-0,64	-0,67	2,2 x 10⁻¹⁶	-269,0	-0,73	0,00	-293,1
Río Biobío Alto	0,01	9,5 x 10 ⁻¹	0,006	0,12	1,3 x 10 ⁻¹	0,192	-0,41	1,6 x 10⁻⁷	-147,5	-0,14	9,0 x 10 ⁻²	-72,06
Allipén	-0,49	0,0	-0,73	-0,46	0,00	-0,66	-0,82	2,2 x 10⁻¹⁶	-2,0 x 10⁻³	-0,79	0,00	-2,0 x 10⁻³
Pucón	-0,32	0,0	-0,42	-0,24	3,5 x 10⁻²	-0,40	-0,64	1,1 x 10⁻¹⁰	-2,0 x 10⁻³	-0,69	0,00	-2,0 x 10⁻³

Se presentan a continuación los gráficos de dispersión entre altura y temperatura media, para todas las subcuencas con valor-p menor a 0,005 (figura 9). El coeficiente de correlación al interior de la subcuenca es mayor a menor altura promedio de esta. Todas las pendientes de regresión al interior de

las cuencas son negativas, encontrando dos grupos, donde el primero tienen valores de 0 a 0,003 y segundo de -135 a -298,9 aproximadamente. Donde el primer grupo muestra un mejor ajuste de los puntos a la regresión que en aquellas cuencas donde la pendiente de regresión es mayor. Sin embargo, no se observa un límite de altura o latitudinal que separe los grupos.







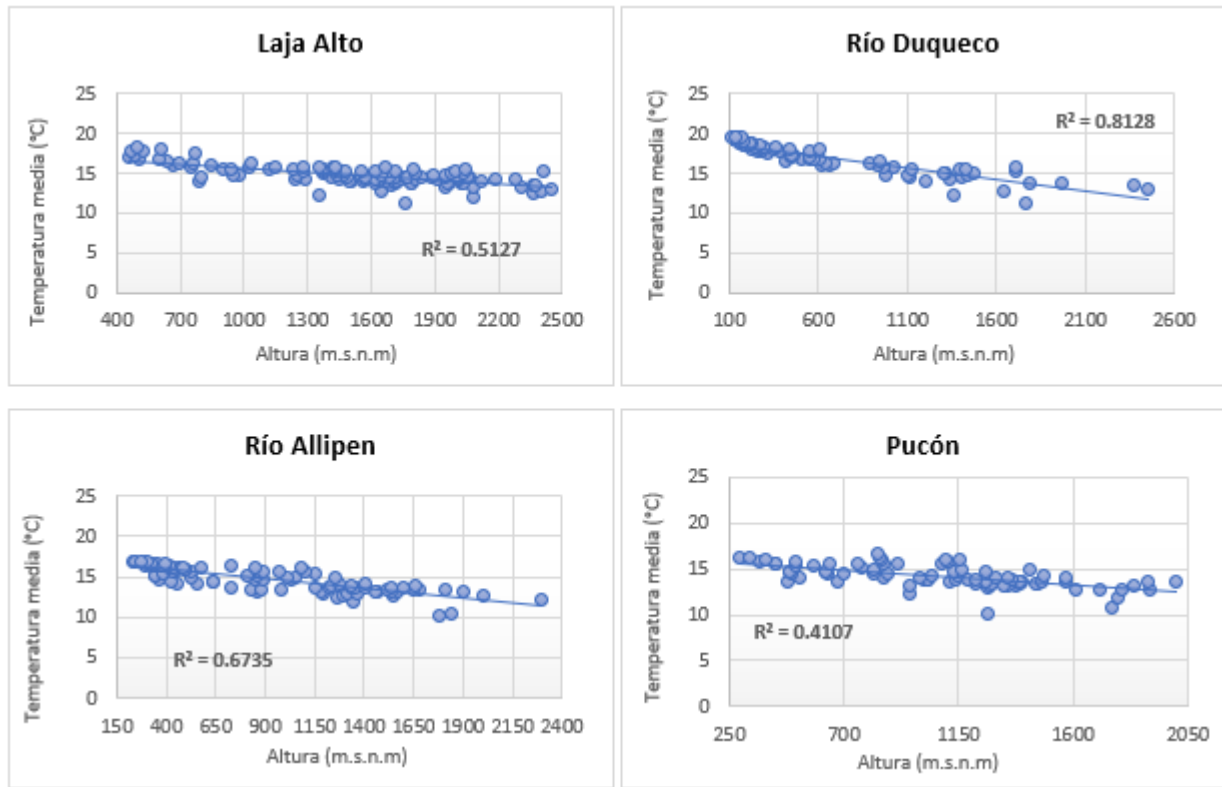
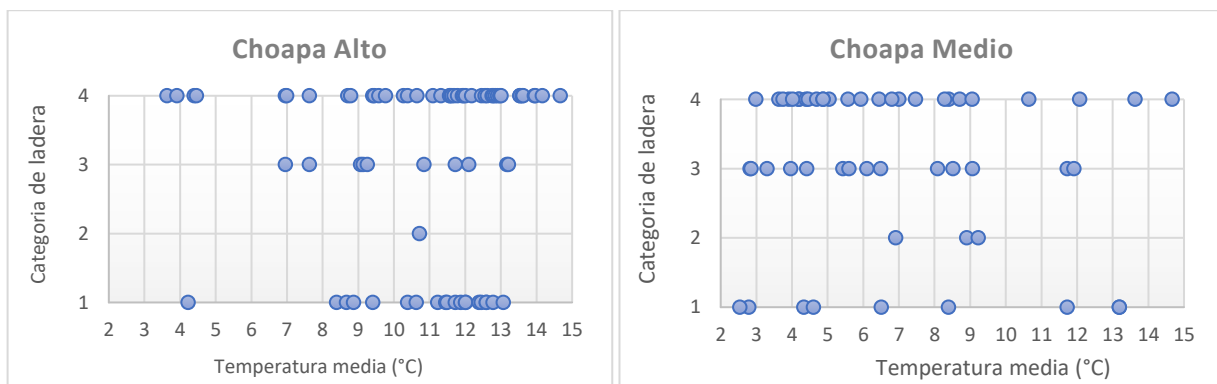
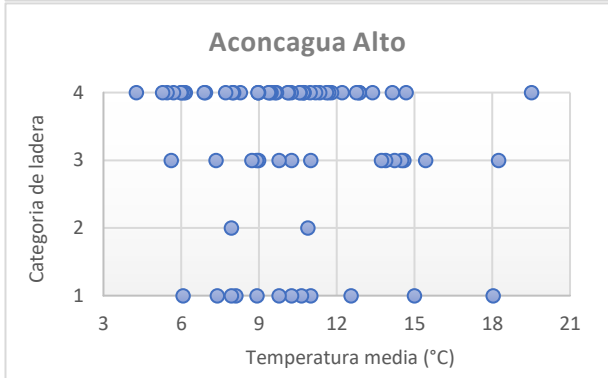
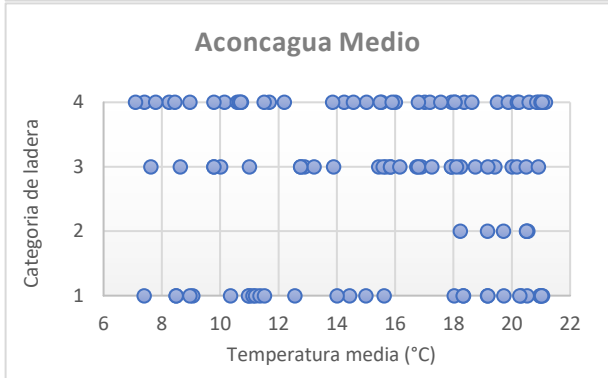
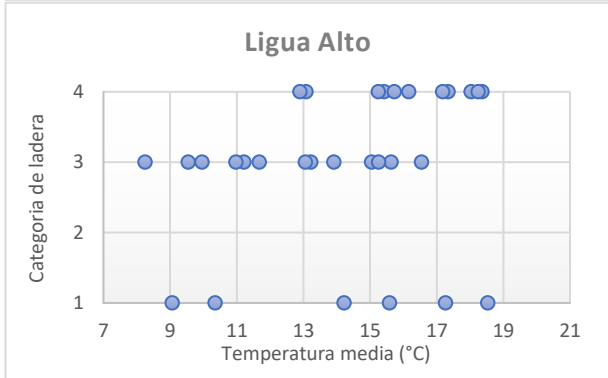
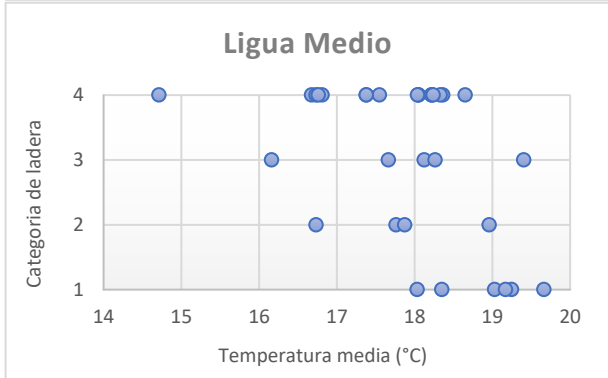
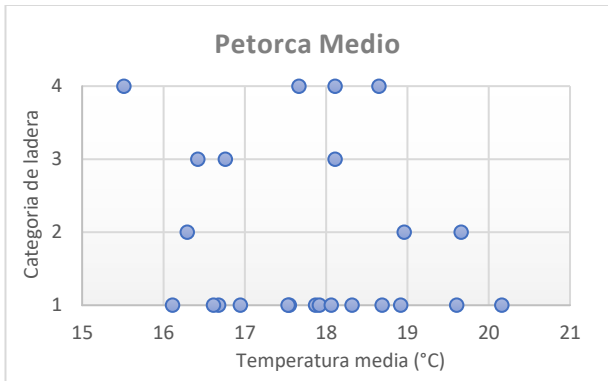
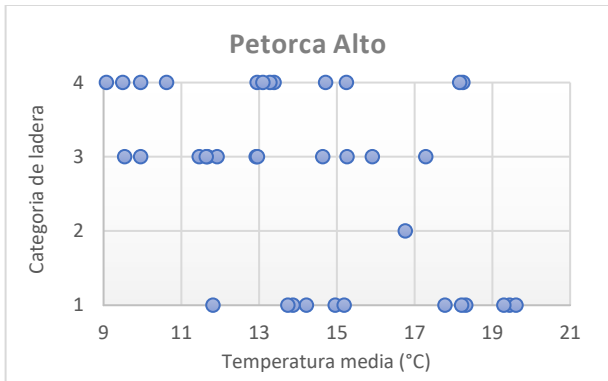
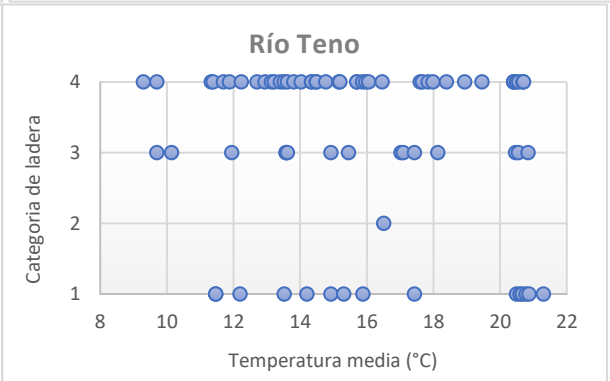
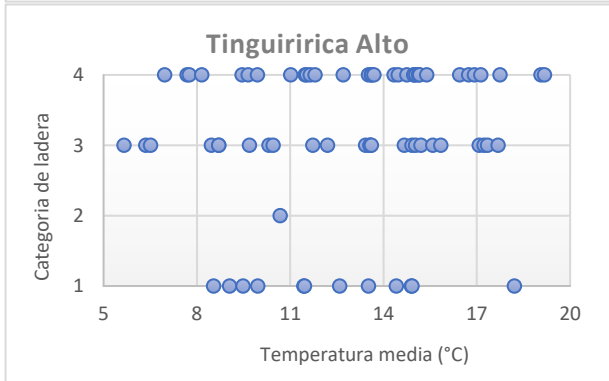
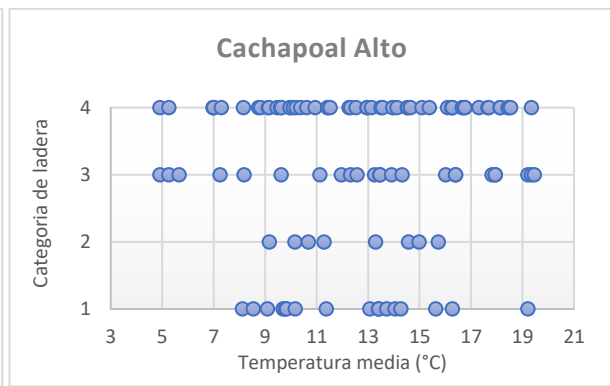
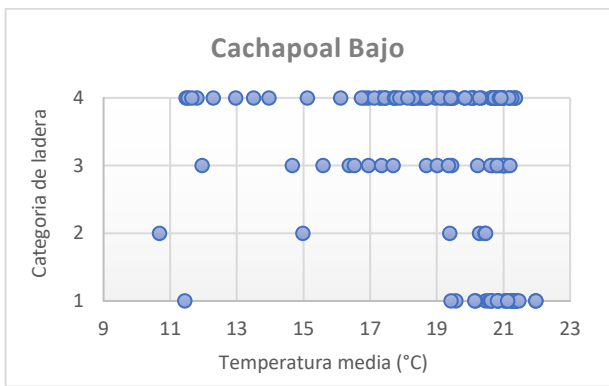
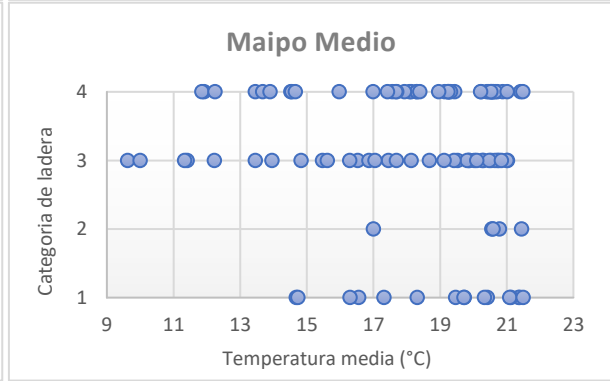
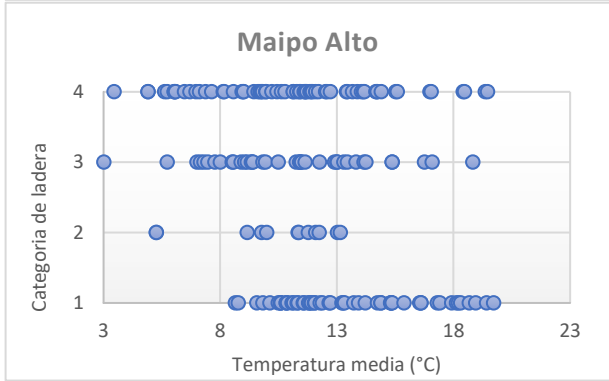
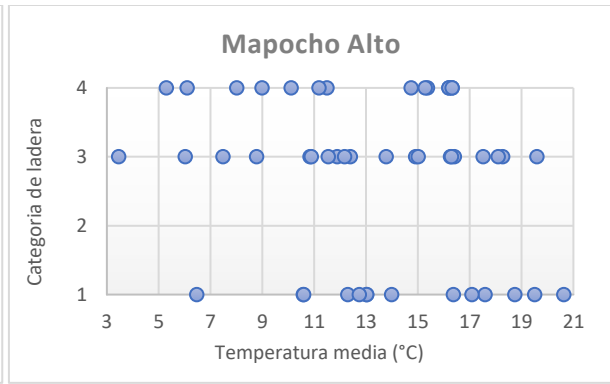
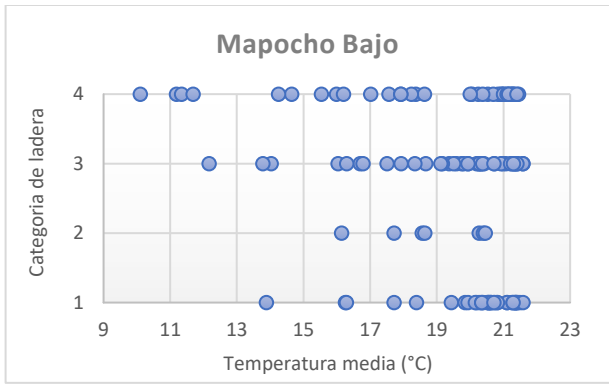


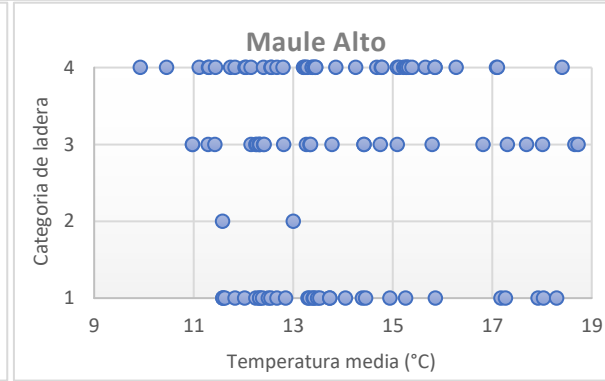
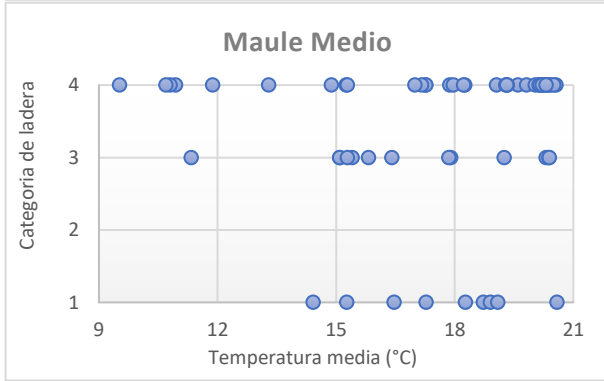
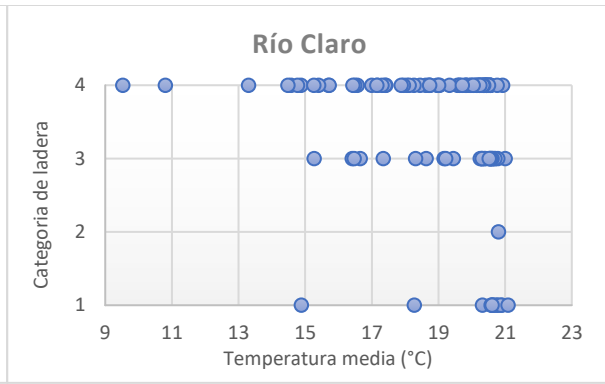
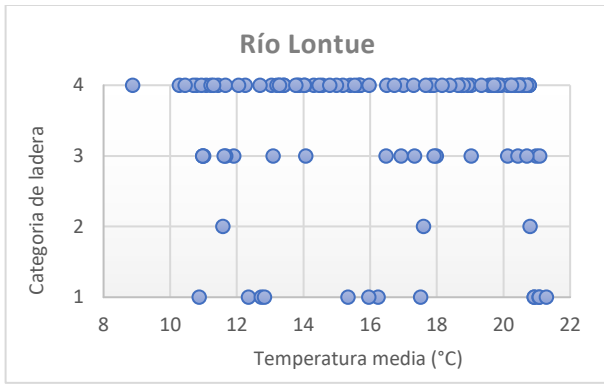
Figura 9: Gráficos de dispersión entre altura y temperatura media, para las subcuencas que presentan significancia.

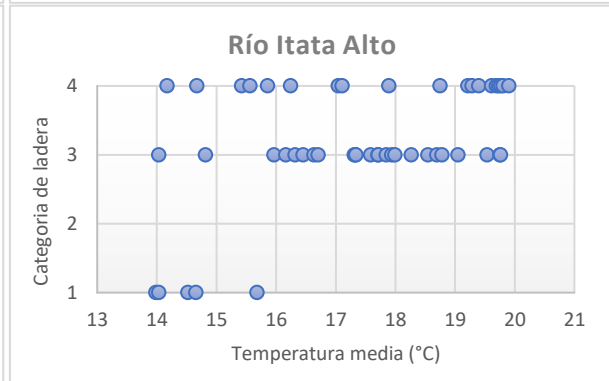
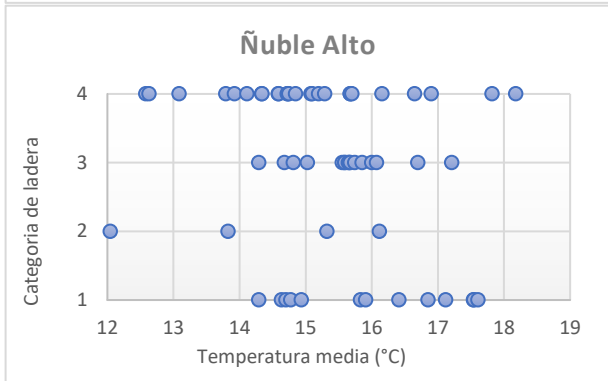
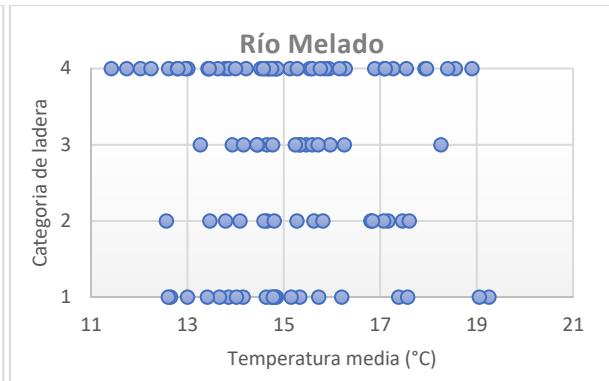
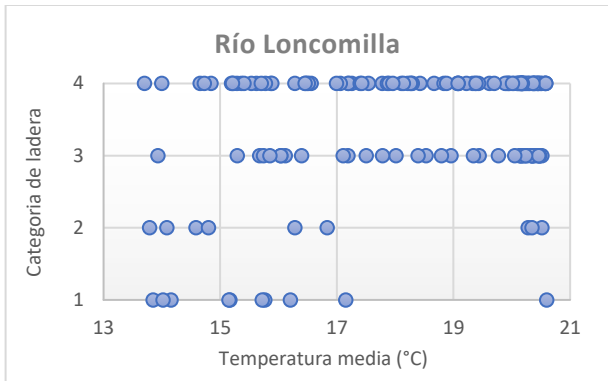
No es posible indicar una tendencia clara en la relación entre orientación de ladera y la temperatura media, sin embargo, es posible señalar que 25 de 30 subcuencas presentan rangos más amplios de temperatura durante el año, en las laderas con orientación N-NE, catalogadas por Felicísimo (1994) como soleadas (codificadas como 4). Mas es insuficiente para sostener alguna implicancia entre la orientación de la ladera y la temperatura. En la figura 10 se grafican el valor de orientación de ladera, en función a su exposición solar vs la temperatura media.











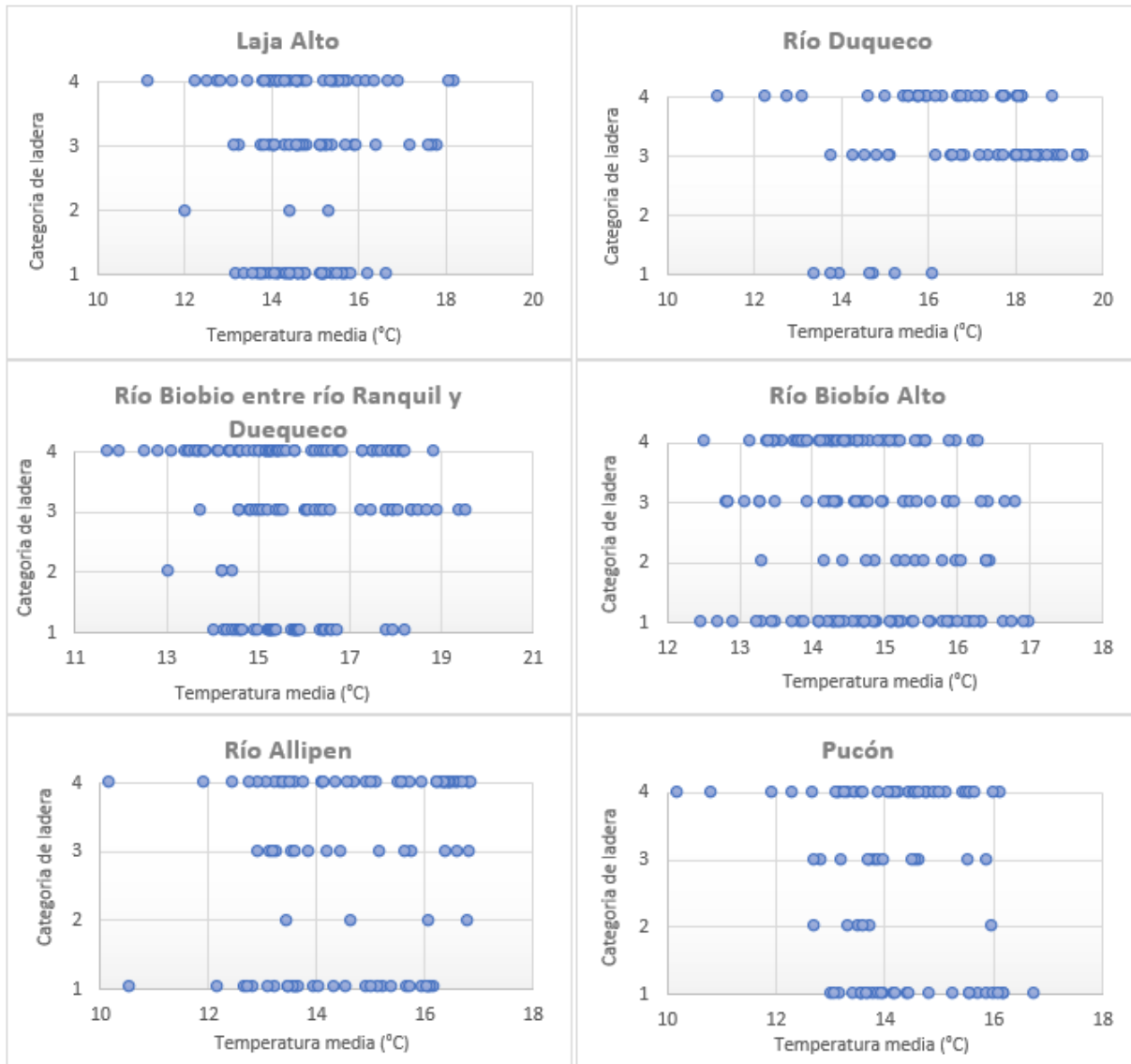


Figura 10: Gráficos de dispersión entre temperatura media y categoría ladera en base a la exposición solar (Felicísimo, 1994).

5.4 Espesor de nieve y modelo predictivo

Se observa en la figura 11 la distribución espacial del promedio de espesor de nieve de 1979 al 2019, en metros, extraídos desde ERA5 Land. Los valores de espesor de nieve van desde 0 a 2,24 m/año, donde los máximos de 1,77 a 2,24 m/año se concentran entre los 34,0°S a 34,9°S y en alturas sobre los 1.700 m.s.n.m. Al norte de los 34°S y al sur de los 35°S, se observan valores similares de espesor de nieve, sin embargo, la altura promedio al norte de los 34°S es 2.027 m.s.n.m, mientras al sur de los 35°S es de 1.234 m.s.n.m. Por lo que se inferir que las precipitaciones solidas al sur de los 35°S ocurren desde menor altura que en la zona norte de área.

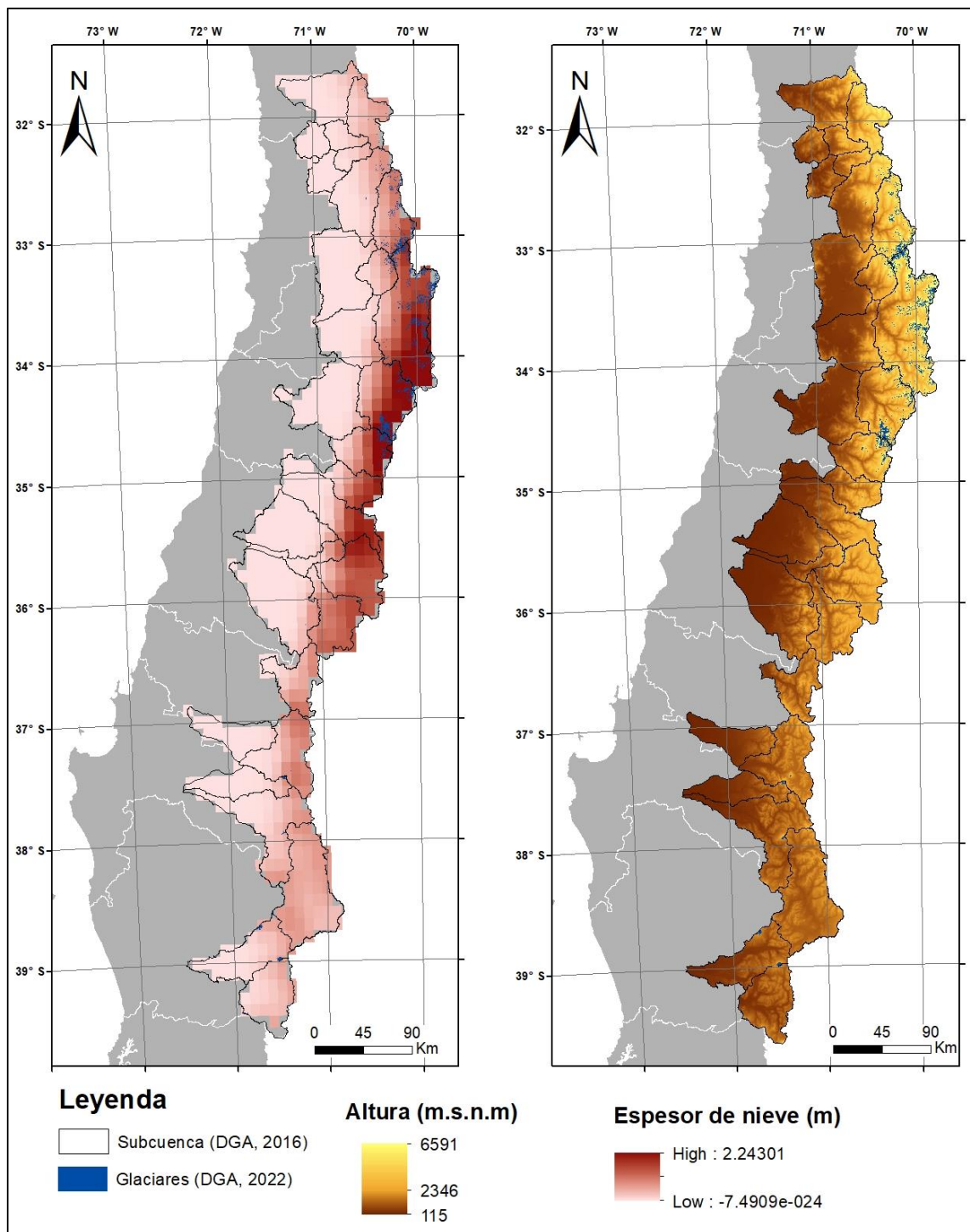


Figura 11: b) Mapa de espesor de nieve (m) promedio para 1979 al 2019. b) Modelo de elevación ALOS PALSAR. Con inventario de glaciares (DGA,2022) y área de estudio.

Con el fin de determinar la influencia de las demás variables, climáticas y de relieve, sobre la distribución espacial de espesor de nieve, se construyó una base de datos con los valores promedios de diferentes

variables para cada subcuenca (Tabla 9). Con esta información se analizó la significancia y dirección de la relación entre las variables y el espesor de nieve.

Tabla 9: Resumen de valores promedios y moda (para variables categóricas) por subcuencas para el periodo de 1979 al 2019. Subcuencas ordenadas de manera decreciente por latitud. SD significa desviación estándar.

Subcuenca	Espesor de nieve (mmwe)	Orientación (°)	Altura (m.s.n.m)	Latitud (°S)	Precipitación (mm/a)	Pendiente (°)	Temperatura media			Temperatura mínima		
							T m (°C)	$\sum d_{Tm>0}$	SD Sumaria	$\sum d_{Tmin>0}$	SD Sumatoria	T min (°C)
Choapa Medio	0,05	1	1.500	31,8	17,0	20,5	17,2	359,9	1,2	340,5	3,7	10,7
Choapa Alto	0,27	4	3.040	32,0	20,2	23,5	11,9	308,6	8,0	236,6	7,2	6,7
Petorca Alto	0,06	4	2.099	32,2	21,9	21,7	15,2	354,8	3,1	313,7	7,6	9,4
Petorca Medio	0,00	4	1.190	32,2	22,0	20,9	17,0	365,1	0,4	351,0	4,2	9,4
Ligua Alto	0,40	4	2.084	32,3	25,9	22,3	15,3	348,3	3,9	318,0	7,9	9,7
Ligua Medio	0,00	1	1.026	32,5	24,2	20,6	18,1	365,2	0,4	318,0	3,5	11,7
Aconcagua Medio	0,13	4	2.518	32,6	24,5	20,2	15,6	339,4	3,9	309,3	6,0	9,5
Aconcagua Alto	0,60	4	3.138	32,8	26,7	28,5	10,1	261,9	7,3	207,6	7,2	6,2
Mapocho Bajo	0,01	1	920	33,3	28,9	11,5	19,6	356,7	11,9	344,5	4,8	11,7
Mapocho Alto	0,25	1	2.525	33,3	35,0	23,8	13,2	323,2	4,7	260,4	4,6	8,9
Maipo Alto	1,15	4	3.106	33,7	68,5	27,8	10,9	270,6	7,1	212,1	8,5	6,8
Maipo Medio	0,08	1	1.230	33,8	52,0	15,6	19,0	357,7	1,4	337,9	4,9	7,0
Cachapoal Alto	1,10	4	2.592	34,3	113,2	27,3	13,0	296,7	7,0	253,7	8,6	8,4
Cachapoal Bajo	0,02	1	731	34,4	62,5	13,4	19,6	363,5	0,6	347,0	5,1	11,4
Tinguiririca Alto	0,7	4	2.356	34,8	130,7	25,9	13,3	317,3	5,1	258,9	8,4	8,3
Río Teno	0,53	4	1.565	35,0	99,4	20,6	16,0	346,7	3,2	292,56	7,6	9,4
Río Lontue	0,42	4	1.455	35,2	105,1	16,4	16,4	338,9	4,6	292,08	7,2	9,2
Río Claro	0,02	1	547	35,4	98,5	8,8	19,0	363,6	0,7	331,64	16,8	10,7
Maule Medio	0,22	1	1.230	35,6	143,1	17,7	17,3	353,7	2,6	305,13	7,4	6,9
Maule Alto	0,84	4	2.227	35,8	135,5	21,7	13,5	290,2	9,1	233,17	11,2	7,2
Loncomilla	0,06	1	756	36,0	137,0	14,4	18,0	360,6	1,4	322,03	6,5	9,9
Melado	0,71	4	1.949	36,2	165,7	24,2	14,9	360,6	8,2	219,43	8,6	6,91
Ñuble Alto	0,34	1	1.560	36,7	188,7	23,8	15,3	342,4	5,5	239,59	9,1	7,32
Itata Alto	0,01	1	576	37,1	147,3	10,0	17,4	363,5	0,9	330,31	6,4	9,6
Laja Alto	0,40	4	1.538	37,3	189,3	20,4	14,6	343,8	5,5	242,74	11,5	7,6
Duqueco	0,03	1	638	37,5	161,5	13,2	17,1	360,1	1,4	320,24	6,9	8,8
Biobío entre Río Ranquil y Duqueco	0,18	1	1.074	37,9	200,4	19,5	15,7	352,5	3,5	278,46	8,8	7,7
Biobío Alto	0,36	4	1.510	38,4	172,8	16,3	14,5	332,0	7,8	199,16	10,2	5,9
Río Allipén	0,10	4	868	38,9	204,1	15,0	14,9	356,8	2,5	293,12	8,1	7,1
Pucón	0,17	1	1.085	39,3	242,7	19,1	14,3	346,8	16,9	268,99	10,4	6,7

Se obtiene que el espesor de nieve tiene una relación positiva con la pendiente y la altura, mientras que negativa con la temperatura media, $\sum d_{Tm>0}$ y $\sum d_{Tmin>0}$. Los valores-p y coeficiente de correlación se resumen en la tabla 10.

Tabla 10: Resumen de los valores-p y coeficientes de correlación entre las diferentes variables y el espesor de nieve. Se presentan exclusivamente las relaciones con valores-p < 0,05.

Variables	Cor	Valor-p
Altura	0,70	$1,92 \times 10^{-5}$
Pendiente	0,70	$1,36 \times 10^{-5}$
Temperatura media	-0,71	$7,82 \times 10^{-6}$
$\sum d_{Tm>0}$	-0,82	$2,85 \times 10^{-8}$
$\sum d_{Tmin>0}$	-0,74	$3,55 \times 10^{-6}$

Particularmente para la variable de orientación de ladera es necesario realizar un análisis cualitativo previo a uno matemático. Existen solo dos modas para las subcuencas, estas son: categorías 1 (sombria) y 4 (soleada). Es posible indicar que este binarismo en la variable se deba a los lineamientos de las estructuras que dominan el orógeno de los Andes. Mas es necesario resaltar que al interior de las subcuencas la diferencia en porcentaje entre la categoría 1 y 4 es baja.

Tabla 11: Resumen de estadísticos de orientación de ladera.

Categoría	N° de subcuencas	Espesor de nieve promedio	Desviación estándar	Varianza
Sombria (1)	14	0,089	0,121	0,015
Soleada (4)	16	0,354	0,288	0,083

Debido a la pequeña diferencia que existe en la frecuencia relativa de las categorías 1 y 4 al interior de las subcuencas como también a la varianza del espesor de nieve por categoría de orientación de ladera, es que se decidió excluir esta variable de la confección del modelo de regresión múltiple para el espesor de nieve.

Se observa en la matriz de correlación (figura 12) que las variables de temperatura o derivadas de esta presentan una alta correlación entre sí, de forma similar las variables de relieve se relacionan entre sí. Para reducir el efecto de colinealidad en el modelo de regresión lineal múltiple, se realiza un modelo lineal múltiple previo al definitivo, el cual es construido con todas las variables de la tabla 11, el que permitirá analizar la significancia de cada variable en el modelo.

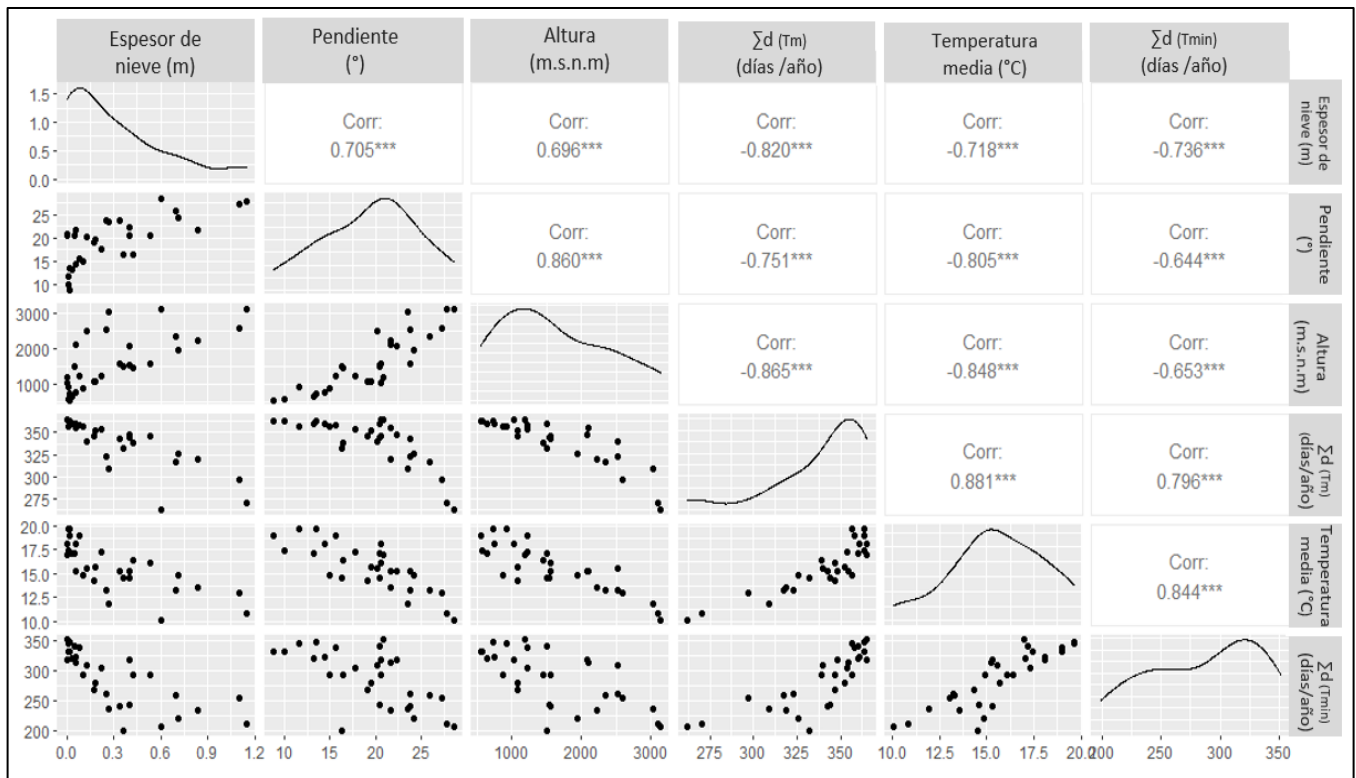


Figura 12: Matriz de correlación de las posibles variables para el modelo de regresión lineal múltiple. *** valor-p menor a 0,005

El primer modelo es construido con todas las variables que presentan una relación significativa con el espesor de nieve y con una muestra de 30 (datos promedios por subcuena). La ecuación que describe el modelo 1 es la siguiente:

$$\text{Ecuación 2: } E_N = 3,061 - 9,07 \times 10^{-3} \sum d_{T_m > 0} + 2,54 \times 10^{-2} \Delta + 5,16 \times 10^{-2} T_m - 8,98 \times 10^{-5} h - 2,14 \times 10^{-4} \sum d_{T_{min} > 0}$$

Donde:

E_N = Espesor de nieve (m)

$\sum d_{T_m > 0}$ = Sumatoria de días sobre 0°C, en base a la temperatura media

Δ = Pendiente (°)

T_m = Temperatura media

h = Altura (m.s.n.m)

$\sum d_{T_{min} > 0}$ = Sumatoria de días sobre 0°C, en base a la temperatura mínima

El que presenta 24 grados de libertad, un R^2 ajustado igual a 0,68 lo que expresa que el modelo es capaz explicar un 68% de la variabilidad del espesor de nieve, y un valor-p = $2,4 \times 10^{-6}$, es decir, se afirma que el modelo no es producto del azar. Si bien la significancia y R^2 del modelo son buenas, muchos de sus coeficientes parciales de regresión son próximos a 0,0 lo que indica que podrían no estar contribuyendo

al modelo. Adicionalmente, es posible observar algunas incongruencias respecto al efecto de las variables en el espesor de nieve, por ejemplo, el coeficiente de la temperatura media es positivo, lo que no se condice con lo esperado físicamente.

Mediante la formula "Step" de R se seleccionan las variables que presentan mayor relevancia en el modelo, obteniendo que el espesor de nieve puede ser descrito exclusivamente por la pendiente y $\sum d_{Tm>0}$. El modelo 2 es descrito por la siguiente ecuación.

$$\text{Ecuación 3: } E_n = 2,79 - 0,008(\sum d_{Tm>0}) + 0,013\Delta$$

Donde:

E_n = Espesor de nieve (m)

$\sum d_{Tm>0}$ = Sumatoria anual de días sobre 0°C, en base a la temperatura media

Δ = Pendiente (°)

El segundo modelo presenta 27 grados de libertad y es descrito por 2 variables independientes. Además, cuenta con un R^2 de 0,67 y un valor -p de $1,3 \times 10^{-7}$.

Sin embargo, es necesario realizar un análisis a las variables seleccionadas, pues matemáticamente hemos destacado la variable precipitación y altura, que si bien tiene una correlación alta entre ambas sabemos que su relación cambia con la latitud, las precipitaciones liquidas de un sector estarán relacionadas con las precipitaciones solidas.

Por otro lado, físicamente es más fácil explicar el aumento del espesor de nieve con la altura que con la pendiente, pues esta relación entre pendiente y espesor de nieve probablemente este fundamentada en la relación que ambas variables (espesor de nieve y pendiente) guardan con la altura.

De este modo un tercer modelo, descrito por $\sum d_{Tm>0}$, precipitación y la altura, se expresa de la siguiente forma

$$\text{Ecuación 4: } E_n = 2,51 - 0,0074 (\sum d_{Tm>0}) + 0,0001 h + 0,0013 P$$

El resultado es un modelo con 26 grados de libertad, descrito por 3 variables y un R^2 de 0,70. La diferencia del R^2 es pequeña y físicamente tiene más sentido describir el espesor de nieve dentro de una cuenca en función de la altura, precipitación y sumatoria de días sobre 0°C al año que relación a su pendiente y días sobre 0°C.

5.4.1 Comparación Modelo de regresión múltiple y ERA5-Land

El siguiente capítulo aborda una comparación entre el modelo generado y la predicción realizada por ERA5-Land. Para esto se realizó una operación matemática entre los productos de sumatoria de días sobre 0°C anuales para la temperatura media, el modelo de elevación y las precipitaciones anuales siguiendo la Ecuación 4. Obteniendo un espesor de nieve promedio anual, importante hay que indicar que este ejercicio se utilizan los ráster anuales

promedios para el periodo analizado (1979-2019). En caso de contar con espesores de nieves de un año específico se puede replicar la metodología.

Se observa que los valores oscilan en un rango similar para el modelo de regresión lineal múltiple los espesores van de los 0,00 m a 2,17 m, mientras en el producto ERA5-Land van desde 0,00 m a 2,24 m. Donde las mayores diferencias se observan en las subcuencas de Maipo Alto y Cachapoal Alto, ubicadas entre las latitudes 34,1°S a 34,7°S, que, si bien presenta una altura promedio de 2.525 msnm y 2.592 msnm respectivamente, no son las subcuencas de mayor altura.

En general existe una sobre estimación en la zona norte y subestimación en la zona central por parte del modelo de regresión múltiple en relación con el producto ERA5-Land. Las diferencias se atenúan entre ambos productos al sur, a partir de los 37,0°S se observa una sobreestimación del modelo de regresión lineal múltiple, pero que no supera los 30 cm de espesor de nieve.

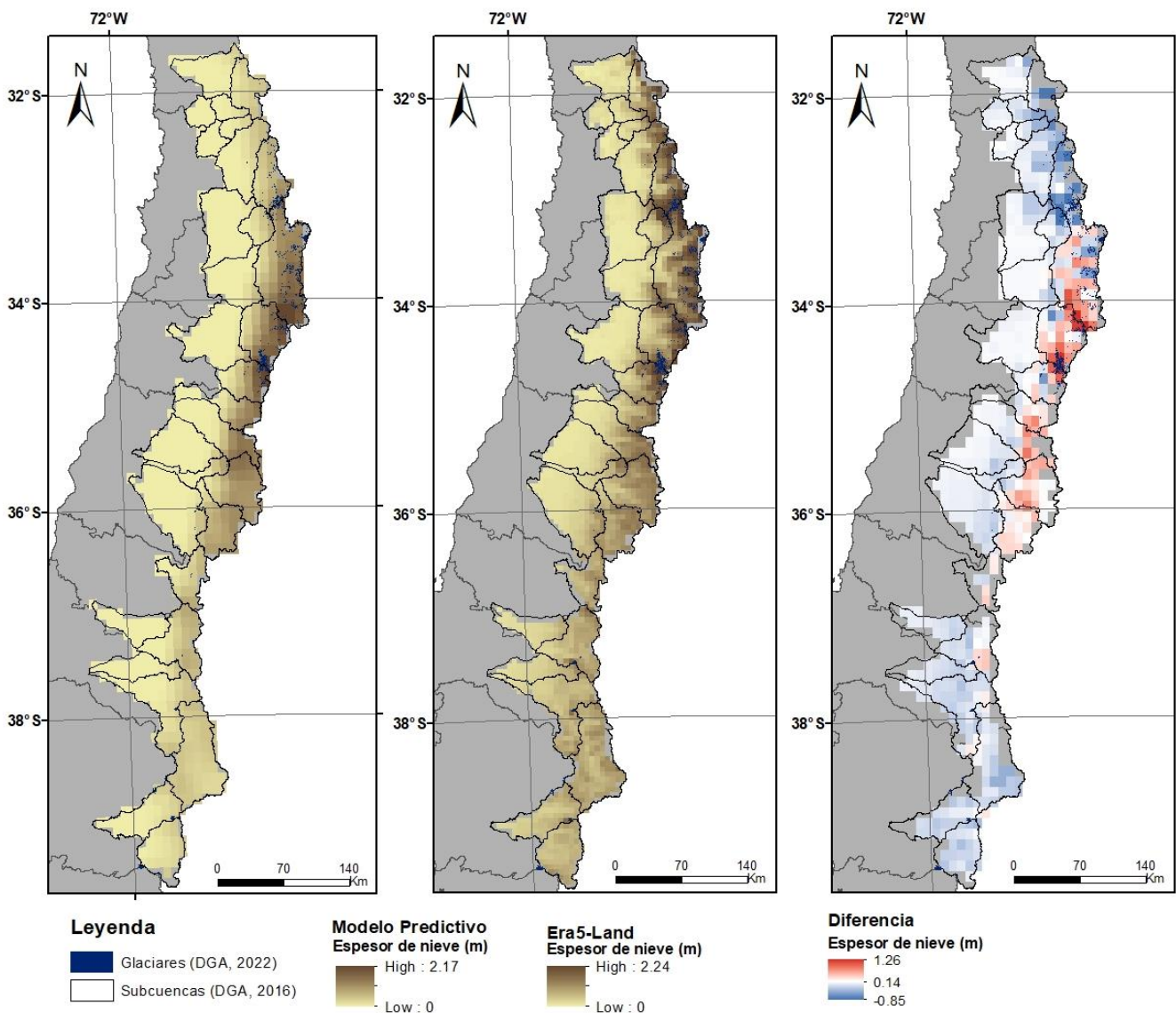


Figura 23: b) Mapa de espesor de nieve (m) promedio para 1979 al 2019, ERA5-Land b) Mapa de espesor de nieve (m) en base a modelo de regresión lineal múltiple. c) Diferencia entre Producto ERA5-Land y Modelo de regresión lineal Múltiple.

6 Discusión

Se observa una aceleración en el aumento de temperatura y sumatoria anual de días sobre 0°C, además de una disminución acelerada del espesor de nieve desde 1999 al 2019. El cálculo de la pendiente de Sen para los intervalos de 1979-1999 y 1999-2019, muestra que las cuencas con mayor altura promedio presentan las pendientes más altas (mayor cambio en el tiempo). Esto se condice con lo señalado por los autores Pepin et al., (2015) y Yao et al., (2022) que analizan la relación de relieve y temperatura, donde sugieren que las tasas de calentamiento se incrementan con la altura. Sin embargo, es importante destacar que esta relación no es la misma para ambos periodos, siendo mucho más fuerte en el intervalo de 1999 al 2019

También se observa que existe un quiebre del patrón de distribución $\sum d_{Tm>0}$, a los aproximadamente 34,8°S; al sur de esta latitud la mínima es de 248 días, mientras al norte es de 100 días, las que se encuentran entre los 33,7° a 31,9°S aproximadamente. Para la $\sum d_{Tmin>0}$ los valores mínimos se encuentran en las mismas latitudes que para la sumatoria derivada de la temperatura media, pero no existe una latitud límite que condicione la distribución de esta variable. Mientras puede haber diferentes explicaciones a esta tendencia, la diferencia altitudinal de norte a sur de la cordillera de los Andes estaría jugando un papel determinante en la temperatura. González-Reyes et al., (2017) identifica dos subregiones hidroclimáticas, ubicadas al norte y al sur de los 34°S, donde la variabilidad interanual asociada con el ENSO es ligeramente más fuerte al norte, lo que podría estar condicionando las tendencias en la temperatura.

Se observa que a mayor altura menor variación entre las temperatura media y mínima, mientras que el delta entre sumatorias de días sobre 0°C de la temperatura media y mínima se comporta de manera distinta dependiendo de la altura, sobre los 2.000 m.s.n.m se correlacionan de manera negativa con la altura, y por debajo de los 2.000 msnm de manera positiva.

De la relación de la temperatura con el relieve, es posible observar que existe una correlación significativa con la altura y la pendiente, mas no es posible relacionar la orientación de ladera con la temperatura, si bien sabemos que la orientación de ladera condiciona la cantidad de horas de radiación solar que recibe una superficie, no se observó correlación con dicha variable.

En este sentido es necesario discutir la resolución y exactitud de las bases de datos, en primer lugar, la última versión CR2MET v2.0 se encuentra validada en gran parte del país, mostrando un desempeño satisfactorio. Mas, las precipitaciones exhiben un ajuste deficiente respecto a los valores observados, con un coeficiente de determinación (R^2) de 0,5 en promedio, mientras las temperaturas presentan un R^2 cercano a 1 y un error cuadrático para la macrozona centro y sur de Chile de 1 °C (DGA, 2017). Si bien autores previamente han demostrado la representatividad de esta variable, no lo han hecho de manera local para zonas montañosas, y la falta de datos de observación es una gran limitante, Schumacher et

al., (2020) realizan una búsqueda y selección de datos instrumentales desde los 500 msnm y entre los 32°S a 38°S, indicado solo existen 48 estaciones meteorológicas con al menos el 90% de los datos disponible desde 1996. Además del escaso número de estaciones, la distribución al interior del área de interés no es uniforme, y aproximadamente el 95% de las estaciones se concentra entre las latitudes 32,5 °S a los 34,5°S. Este punto cobra relevancia si se considera que la base de datos CR2MET esta confeccionada en base a la regionalización de los datos del ERA-interim, utilizando entre otra información datos de estaciones meteorológicas. En segundo lugar, la resolución temporal utilizada durante este trabajo es anual, para el análisis temporal, mientras para el espacial es un promedio de los valores anuales de 1979 al 2019. Esto puede encubrir efectos de las variabilidades climáticas con durabilidades menores a un año.

7 Conclusión

En este trabajo de estudiaron las variaciones espaciales y temporales de la temperatura y espesor de nieve y sus relaciones con descriptores del relieve. Temporalmente destaca la abrupta aceleración en el aumento de días sobre 0 °C y la disminución del espesor de nieve, desde 1999 en adelante. Se analizaron las variaciones latitudinales y altitudinales de las variables, observando patrones que son discutidos y atribuidos principalmente a las diferencias altitudinales existentes en el área de estudio. Adicionalmente se relacionaron las variables climáticas y de relieve, identificando correlaciones y generando un modelo estadístico predictivo para el espesor de nieve, descrito por la sumatoria de días sobre 0 °C (en base a la temperatura media) y la altura, el que es capaz de explicar 65% de la variabilidad del espesor de nieve extraído del ERA5 Land.

Se concluye que pese a las limitantes que se mencionan en la discusión, el estudio encontró patrones espaciotemporales que sugieren cambios significativos entre las montañas de Chile centro y centro Sur. El uso de productos grillados aporta a solucionar parcialmente la falta de datos observacionales, permitiendo realizar un estudio espacial de la variable temperatura y sus repercusiones en el espesor de nieve, interacción con el relieve y variación en el tiempo para el área de estudio.

Finalmente se reconoce la necesidad de recolectar datos de manera sistemática en ambientes de montaña, que permita validar o corregir las climatologías.

6. Bibliografía

Acuña, D. & Robles, D. (2015) MANUAL DE METEOROLOGÍA Y DE GESTIÓN DE LA INFORMACIÓN CLIMÁTICA. PA00N1N1.pdf (usaid.gov)

Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J. & Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22(11), 5817–5846, doi:10.5194/hess-22-5817-2018, 2018.

ASF Data Search. (s. f.). Recuperado 12 de mayo de 2023, de [https://search.asf.alaska.edu/#/?zoom=8.925¢er=-70.943,-34.195&polygon=POLYGON\(\(-71.378%20-33.8131,-71.2448%20-33.8131,-71.2448%20-33.6413,-71.378%20-33.6413,-71.378%20-33.8131\)\)&dataset=ALOS&resultsLoaded=true&granule=ALPSRP250616490-L2.2](https://search.asf.alaska.edu/#/?zoom=8.925¢er=-70.943,-34.195&polygon=POLYGON((-71.378%20-33.8131,-71.2448%20-33.8131,-71.2448%20-33.6413,-71.378%20-33.6413,-71.378%20-33.8131))&dataset=ALOS&resultsLoaded=true&granule=ALPSRP250616490-L2.2)

Akaike H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control* AC19(6): 716–723

Barros, A.P. & Lettenmaier, D.P., (1994). Dynamic Modeling of Orographically Induced Precipitation. *Rev. Geophys.* 32, 265-284.

Braithwaite, R. J (2022). Positive degree-day factors for ablation on the greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology*, 41 (137).

Burger, F., Brock, B., & Montecinos, A. (2018). Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Glob. Planet. Change*, 162, 136–147. doi: 10.1016/j.gloplacha.2018.01.005

Carrasco, J., Cassasa, G., Pizarro, R & Saravia M. (2011). Impactos del Cambio Climático, Adaptación y Desarrollo en las Regiones Montañosas de América Latina.

Castro, D., Mery, J. P., Aravena, R., & Sanhueza, C. (2010). Técnicas para contener el manto de nieve en la zona de inicio de avalanchas. *Revista de la construcción*, 9(2), 39-52. <https://doi.org/10.4067/S0718-915X2010000200005>

Dirección General de Aguas (2022) Inventario Público de Glaciares, actualización 2022. DGA MOP

Dirección General de Aguas (2017), Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile, Realizado por: Universidad de Chile & Pontificia Universidad Católica de Chile.

Dirección General de Aguas (2016) Atlas del agua. 24 pp. Santiago de Chile.

Dirección Meteorológica de Chile (DMC), (2015). Comportamiento de la altura de la isoterma 0°C en Chile. Santiago, Chile.

Dirección General de Aguas (2009). Estrategia Nacional de Glaciares. 290 pp. Santiago de Chile.

Espinoza, J. C., Garreaud, R., Poveda, G., Arias, P. A., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., Viale, M., & Scaff, L. (2020). Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Frontiers in Earth Science*, 8. <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00064>

Felicísimo, A.M. (1994). Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en ciencias ambientales 118 pp. (<http://www.etsimo.uniovi.es/feli/pdf/libromdt.pdf>)

Centro de Investigación del Clima y la Resiliencia (CR2). (2015). Informe a la Nación: La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro. Chile

González-Reyes, A, McPhee, J., Christie, D., Le Quesne, C., Szejner, P., Masiokas, M., Villalba, R., Muñoz, A., and Crespo, S. (2017). Spatiotemporal Variations in Hydroclimate across the Mediterranean Andes (30°–37°S) since the Early Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology* 18 (7): 1929–1942pp. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0004.1>

Herrero, J. (2007) Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Granada, España. Tesis doctoral del programa Dinámica de Flujos Biogeoquímicos y sus Aplicaciones. <http://www.ugr.es/~herrero>

Immerzeel, W., Lutz, A., Andrade, M., Bahl, A., Biemans, H., Bolch, T., Hyde, S., Brumby, S., Davies, B., Elmore, A., Emmer, A., Feng, M., Fernández, A., Haritashya, U., Kargel, J., Koppes, M., Kraaijenbrink, P., Kulkarni, A., Mayewski, P., & Baillie, J. (2020). Importance and vulnerability of the world's water towers. *Nature*, 577. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1822-y>

Meza, J. (2020), Análisis comparativo de los modelos digitales de elevaciones SRTM y MDE-Ar 2.0 para la identificación de áreas de peligrosidad por inundaciones y anegamientos en un área urbana de llanura. *Geografía Digital*, 17(33), 44-60 pp.

Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N., Zsoter, E., & Buontempo, C., & Thépaut, J. (2021). ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13 (9)

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2020). Región de la Araucanía, informe regional 2020. Araucania.pdf (odepa.gob.cl).

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2020). Región Metropolitana, informe regional 2020. Metropolitana-.pdf (odepa.gob.cl)

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2019). Región de Ñuble, informe regional 2019. Nuble.pdf (odepa.gob.cl).

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2019). Región del Biobío, informe regional 2019. Biobio.pdf (odepa.gob.cl).

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2018). Región del Maule, informe regional 2018. Maule.pdf (odepa.gob.cl).

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2018). Región del Libertador Bernardo O'Higgins, informe regional 2018. OHiggins.pdf (odepa.gob.cl)

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2018). Región de Coquimbo, informe regional 2018. Coquimbo.pdf (odepa.gob.cl).

Oficina de Estudios y Políticas Agrarias (Odepa). Ministerio de Agricultura (2018). Región de Valparaíso, informe regional 2018. Valparaiso.pdf (odepa.gob.cl).

Orozco Medina, I. (2010). Evaluación del submodelo de fusión de nieve del Modelo TETIS en las cuencas de alta montaña del río American y Carson dentro del proyecto DMIP2. Valencia, España.

Pepin, N., Bradley, R., Diaz, H., Baraer, M., Cáceres, B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M., Liu, X., Miller, J., Ning, L., Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M., & Yang, D. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5, 424-430. <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>

Pepin, N., & D. Kidd (2006) Spatial temperature variation in the eastern pyrenees. *Weather*, 61 (11), 300–310

Saavedra, F. A., Kampf, S. K., Fassnacht, S. R., & Sibold, J. S. (2017). A snow climatology of the Andes Mountains from MODIS snow cover data: A snow climatology of the Andes Mountains. *International Journal of Climatology*, 37(3), 1526-1539. <https://doi.org/10.1002/joc.4795>

Schumacher, V., Fernandez, F., Justino, F., y Nelci, A. (2020) WsRF High Resolution Dynamical Downscaling of Precipitation for the Central Andes of Chile and Argentina. *Frontiers in Earth Science*, 8 (328)

Sen, P. (1968). Estimación del coeficiente de regresión en base a la Tau de Kendall. *J Am Stat Assoc* 39: 1379-1389

SERNAGEOMIN (Chile). (2017). Principales desastres ocurridos desde 1980 en Chile. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/33168>

<https://www.sernageomin.cl/aluvion-villa-santa-lucia/>

Sobota, I., Weckwerth, P., & Grajewski, T. (2020). Rain-On-Snow (ROS) events and their relations to snowpack and ice layer changes on small glaciers in Svalbard, the high Arctic. *Journal of Hydrology*, 590, 125279. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125279>

Villanelo, J. (2015). Diagnóstico de las montañas de Chile. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.4001.7122>

Yao, Y., Suo, N., & Zhang, Y. (2022). Comparative analysis of the mass elevation effect and its implication for the treeline between the Tibetan and Bolivian plateaus based on solar radiation. *Journal of Mountain Science*, 19(4), 1082-1094. <https://doi.org/10.1007/s11629-021-6971-4>

Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S.U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S., and Cogley, J.G. (2019): Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, doi.org/10.1038/s41586-019-1071-0.