



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**DETERMINACIÓN DE LA ENERGÍA INTERNA DEL
MANTO DE NIEVE EN CHILE CENTRAL, A
PARTIR DE DATOS DE SENSORES EN TERRENO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

IGNACIO JOSÉ PRADO CERONI

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER
XIMENA VARGAS MESA

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: Ingeniero Civil, Mención
Ingeniería Hidráulica, Sanitaria y Ambiental.
POR: Ignacio José Prado Ceroni
FECHA: 22/05/2017
PROFESOR GUÍA: James McPhee Torres

DETERMINACIÓN DE LA ENERGÍA INTERNA DEL MANTO DE NIEVE EN CHILE CENTRAL, A PARTIR DE DATOS DE SENSORES EN TERRENO

El recurso hídrico hace mención a los cuerpos de agua existentes en el planeta y su estudio busca determinar su disponibilidad para que así el ser humano pueda aprovecharlo desde el uso más básico, representado como el consumo directo, hasta su utilización en las principales actividades económicas, sociales y culturales de la población. Una parte importante proviene de la nieve, llegando a existir localidades que dependen casi en su totalidad de esta fuente de agua potable, por lo que comprender los procesos de formación y derretimiento del manto de nieve se vuelve indispensable.

Uno de los factores determinantes al momento de estudiar estos procesos corresponde al balance de energía en el manto nival, en donde el aporte de los flujos turbulentos de calor intercambiados con la atmósfera y también las variaciones de energía interna han sido poco estudiados en ambiente de montaña, dada la complejidad que implican las pendientes en dichos terrenos, siendo que su contribución puede ser significativa. Así, esta memoria busca analizar las magnitudes y variaciones de estas componentes durante un período extenso, en el cual se realizó la campaña de mediciones en la zona de Valle Nevado, en la Región Metropolitana de Chile (33°21' S, 70°14' O, a 3038 m.s.n.m.). Para lo anterior se realizó la instalación de un anemómetro sónico con sensor de gases incorporado, una estación meteorológica estándar y sensores de luz y temperatura en profundidad del manto, con el fin de obtener la base de datos a utilizar.

El análisis de la información medida entre el 23 de agosto y el 5 de octubre de 2016 permitió realizar, por un lado una estimación de las variaciones de energía interna de la nieve mediante la aplicación de un modelo difusivo de temperatura en profundidad del manto de nieve, y por otro, determinar las series de tiempo de los flujos turbulentos que podrían tener un fuerte impacto en el balance de energía de la nieve. Además, el estudio de las forzantes medidas y el contraste con los flujos turbulentos permitió realizar un análisis cualitativo para así comprender de mejor manera las variaciones observadas en las series de tiempo de dichos flujos.

Finalmente se determinó el aporte de cada flujo al balance de energía, obteniendo que los flujos radiativos representan un 69% del total, el calor sensible un 13.8%, el calor latente un 9.8% y las variaciones de energía interna un 7.4%. La importancia de este trabajo radica, por un lado, en la determinación directa de los flujos turbulentos que usualmente son difíciles de cuantificar, y por otro, agregar al balance la componente asociada a las variaciones de energía interna que muchas veces se omite dada la complejidad que representa el hacer las mediciones.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, que siempre me incitaron a pararme y seguir adelante, además de poner la presión justa para que hiciera las cosas lo mejor posible...

A la Cata, que aguantó todas las mañanas, cansancio y el poco tiempo libre que me quedaba...

A mis hermanos, por el apoyo y sus palabras “ya queda nada, es el último empeño”...

A mis amigos curicanos, que poco me vieron en este tiempo pero siempre me apoyaron...

A los amigos de la u, que compartimos en las buenas notas y en las malas (más malas que buenas)...

A los profesores James, Beto y Ximena por toda la dedicación al trabajo...

A Jaime, Lucho y Marlene por todo el trabajo en la instalación experimental...

A Geovanni y a don Patricio, por su gran ayuda...

Al aikido y mis compañeros del dojo...

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Motivación.....	1
1.2	Objetivos.....	2
1.2.1	Generales.....	2
1.2.2	Específicos.....	2
1.3	Organización de la Memoria	3
2	MARCO TEÓRICO.....	4
2.1	Hidrología de Nieve en Cuencas de Montaña.....	4
2.1.1	Conceptos Generales de la Hidrología de Nieve	4
2.1.2	Teoría Básica de Intercambio de Energía	5
2.1.3	Efecto del Viento en el Manto.....	6
2.2	Energía Interna del Manto Nival.....	8
2.3	Extinción de la Radiación Solar en el Manto Nival	10
2.4	Covarianza Turbulenta para Flujos de Calor	13
2.4.1	Generalidades del Método	13
2.4.2	Teoría del Método de Covarianza Turbulenta	14
2.4.3	Temperatura del Aire en la Capa Límite Superficial	16
2.5	Métodos Predictivos de Derretimiento	19
2.5.1	Método del Índice de Temperatura Mejorado.....	20
2.5.2	Método Grado-Día Restringido.....	20
3	MÉTODOS Y DATOS DISPONIBLES.....	22
3.1	Zona de Estudio	22
3.2	Instalación Experimental	23
3.2.1	Covarianza Turbulenta	23
3.2.2	Sensores de Luz y Temperatura	25
3.2.3	Otros Equipos de Mediciones.....	28
3.2.4	Calicatas	30
3.3	Densidad de la Nieve	31

3.4	Estimación de la Profundidad de la Nieve	32
3.5	Determinacion del Albedo	39
4	ANÁLISIS DE RESULTADOS	41
4.1	Mediciones de Terreno	41
4.2	Flujos Radiativos.....	45
4.3	Flujos Turbulentos de Calor	45
4.3.1	Calor Sensible.....	46
4.3.2	Calor Latente	48
4.3.3	Correlación entre los Flujos Turbulentos de Calor y la Temperatura.....	53
4.4	Extinción de Luz en el Manto	54
4.5	Energía Interna del Manto y Balance de Energía	57
4.6	Calibración Modelo de Derretimiento de la Nieve	63
4.6.1	Método del Índice de Temperatura Mejorado	63
4.6.2	Método Grado-Día Restringido.....	66
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	69
5.1	Recomendaciones	71
6	BIBLIOGRAFÍA	74
	ANEXOS.....	77

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Detalle de instrumentos de la estación meteorológica y anemómetro sónico, Valle Nevado (2016).....	25
Tabla 3.2: Detalle de sensores de luz y temperatura, Valle Nevado (2016).	26
Tabla 3.3: Detalle de sensor de precipitaciones, Valle Nevado (2016).....	28
Tabla 3.4: Detalle de los piranómetros instalados en Valle Nevado.	29
Tabla 4.1: Valores de los parámetros calibrados del modelo ETI.....	64
Tabla 4.2: Valores de los parámetros calibrados del modelo RDD.	67
Tabla A.1: Relación entre la viscosidad cinemática y difusividad térmica con la temperatura del aire.....	76

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Interacción de los flujos energéticos con el manto nival. $Q_s \downarrow$ y $Q_s \uparrow$ hacen referencia a la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente. Análogamente, $Q_l \downarrow$ y $Q_l \uparrow$ hacen referencia a la radiación de onda larga incidente y reflejada respectivamente. Fuente: Elaboración propia.	6
Figura 2.2: Métodos de transporte de nieve por viento. Fuente: Adaptado de (DeWalle & Rango, 2008).	7
Figura 2.3: Decaimiento exponencial de la radiación en profundidad. El término I_z hace referencia a la intensidad del flujo a una profundidad z e I_0 corresponde a la intensidad del flujo transmitido en profundidad. Fuente: Elaboración propia.	11
Figura 2.4: Representación esquemática de la corrección de las series de datos a realizar. Fuente: Adaptado de Reba et al., (2009)	13
Figura 3.1: Ubicación de la estación meteorológica de Valle Nevado, Región Metropolitana, zona centro de Chile ($33^{\circ}21' S$, $70^{\circ}14' O$). Fuente: Elaboración propia.	22
Figura 3.2: Instalación experimental del anemómetro sónico y de la estación meteorológica. Agosto de 2016. Fuente: Elaboración Propia.	24
Figura 3.3: Soporte de sensores de luz y temperatura. En (A) se muestra el soporte con uno de los sensores; en (B) se muestra el soporte instalado en terreno, en donde la orientación de los sensores es hacia la zona que no se encuentra intervenida. Fuente: Elaboración propia.	26
Figura 3.4: Acercamiento del contacto entre la nieve y el soporte de los sensores de luz en profundidad. Fuente: Elaboración propia.	27
Figura 3.5: Distribución inicial de sensores de luz y temperatura (VN i) en profundidad. Fuente: Elaboración propia.	28
Figura 3.6: Pluviómetro instalado en estación Valle Nevado. Fuente: Elaboración propia.	29
Figura 3.7: Piranómetros instalados en estación Valle Nevado. Fuente: Tienda Li-Cor online.	30
Figura 3.8: Perfil vertical de densidad en Valle Nevado (alt. 3038 msnm). Región Metropolitana, Chile, 2016.	30
Figura 3.9: Perfil vertical de temperatura en Valle Nevado (alt. 3038 msnm). Región Metropolitana, Chile, 2016.	31
Figura 3.10: Densidad promedio de la nieve medida en calicatas y ajuste.	31

Figura 3.11: Algoritmo de modelamiento puntual de nieve. Fuente: Adaptado de (DeWalle & Rango, 2008).	33
Figura 3.12: Temperatura crítica para la separación de nieve/lluvia, y su relación con la humedad relativa. Fuente: Adaptado de (DeWalle & Rango, 2008).	33
Figura 3.13: Serie de tiempo del valor del SWE durante el período de muestreo (A) y serie de tiempo de la profundidad del manto durante la campaña (B). La línea azul corresponde a la estimación, y los puntos rojos son mediciones en terreno.	37
Figura 3.14: Serie de tiempo de la temperatura interna del manto nival.....	38
Figura 3.15: Serie de tiempo del contenido de frío del manto de nieve.	39
Figura 3.16: Serie de tiempo del albedo de la nieve, determinado mediante la información de los piranómetros.....	40
Figura 4.1: Series de tiempo de las variables medidas en campaña. En (A) se muestra la temperatura medida a 1.8 [m] sobre el suelo; en (B) la humedad relativa a 2.12 [m]; en (C) el viento medido por el anemómetro a 2.65 [m]......	42
Figura 4.2: Series de tiempo de las variables medidas en campaña. En (A) se muestra la presión atmosférica a 1.25 [m] sobre el suelo; en (B) la radiación solar incidente a 1.10 [m]; en (C) la radiación neta.....	43
Figura 4.3: Serie de tiempo de precipitaciones durante la campaña de muestreo.	44
Figura 4.4: Rosa de los vientos, indicando magnitud y dirección principal de los vientos medidos durante la campaña de muestreo.....	46
Figura 4.5: Flujo de calor sensible. Valores positivos indican transferencias de energía desde la atmósfera hacia la nieve, mientras que los valores negativos indican transferencias de energía desde la nieve hacia la atmósfera.	47
Figura 4.6: Series de tiempo de calor sensible (A), temperatura en la capa límite superficial (B).	48
Figura 4.7: Flujo de calor latente. Valores positivos indican ganancias de energía por parte de la nieve, mientras que los valores negativos indican pérdidas.....	48
Figura 4.8: En (A) la serie de tiempo del calor latente; en (B) la serie de tiempo de la temperatura del aire medida por el sistema del <i>Írgason</i> ; en (C) la serie de tiempo de la humedad relativa.	50
Figura 4.9: En (A) la serie de tiempo de calor latente; en (B) la serie de tiempo de la presión atmosférica (B); en (C) la serie de tiempo de la velocidad del viento medido por el sistema del <i>Írgason</i>	50

Figura 4.10: Evaporación de la nieve en el período de estudio, determinado del calor latente. En azul se muestra la tasa de evaporación en cada intervalo, mientras que la línea roja muestra la evaporación acumulada.	52
Figura 4.11: Evaporación diaria del período de estudio. Las barras rojas muestran aquellos días en que las mediciones no fueron completas dado que hubo errores de medición de los equipos.	53
Figura 4.12: Relaciones entre temperatura del aire y flujos turbulentos de calor. En (A) se muestra la relación con el calor sensible; en (B) se muestra la relación con el calor latente; en (C) se muestra la relación con la suma de ambos flujos.	53
Figura 4.13: Ejemplo de regresión para determinar el coeficiente de extinción de un caso real. La línea azul muestra el ajuste exponencial en el caso de usar los 5 sensores mientras que la curva roja muestra el ajuste usando sólo los 3 sensores superiores.	54
Figura 4.14: Coeficiente de extinción de la radiación, para cada intervalo de tiempo.	55
Figura 4.15: Profundidad de penetración de la radiación en el manto de nieve.	56
Figura 4.16: Serie de tiempo de la variación de energía interna del manto de nieve.	57
Figura 4.17: Flujos de energía acumulados en el período de estudio.	58
Figura 4.18: Se muestra la serie de tiempo de la energía de derretimiento del manto de nieve durante el período de estudio.	59
Figura 4.19: Derretimiento de la nieve en el período de estudio, determinado de la energía de derretimiento del balance de energía. En azul se muestra la tasa de derretimiento en cada intervalo, mientras que la línea roja muestra el derretimiento acumulado.	60
Figura 4.20: Derretimiento diario del período de estudio. Las barras rojas muestran aquellos días en que las mediciones no fueron completas dado que hubo errores de medición de los equipos.	61
Figura 4.21: Energía de derretimiento. En azul se consideran las variaciones de energía interna y en rojo se hace el supuesto que dichas variaciones son nulas.	62
Figura 4.22: Curva de frecuencia acumulada de los principales flujos de energía para el período de toma de datos.	62
Figura 4.23: Calibración del modelo de derretimiento mejorado ETI (eje y) vs derretimiento calculado mediante el balance de energía (eje x).	63
Figura 4.22: Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo ETI, realizando variaciones del 10% en torno del valor óptimo. En (A) se observa la sensibilidad ante variaciones de TF; en (B) se observa la sensibilidad ante variaciones de SRF.	64

Figura 4.23: Tasa de derretimiento calculada usando el método del balance de energía (línea azul) y el método ETI (línea roja) calibrado para Valle Nevado, 2016.	65
Figura 4.26: Calibración del modelo de derretimiento RDD (eje y) vs derretimiento calculado por el balance de energía (eje x).	66
Figura 4.27: Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo RDD, realizando variaciones del 10% en torno del valor óptimo. En (A) se observa la sensibilidad ante variaciones de a_r ; en (B) se observa la sensibilidad ante variaciones de mQ	67
Figura 4.28: Tasa de derretimiento calculada usando el método del balance de energía (línea azul) y método RDD (línea roja) calibrado para Valle Nevado, 2016.	68
Figura A. 1: Variación de la viscosidad cinemática (ν) y difusividad térmica (K_T) con la temperatura del aire seco, a una presión $P = 1000$ [hPa].....	76

1 INTRODUCCIÓN

1.1 MOTIVACIÓN

Dada las características geo-espaciales del país, el régimen hidrológico de Chile puede ser muy variado llegando a encontrarse cuencas hidrológicas que presentan un régimen más bien pluvial y otras con un marcado régimen nival, el cual puede llegar a ser muy difícil de estudiar y caracterizar dado el complejo comportamiento de la nieve. Esto incita a buscar y entender los factores que se ven involucrados tanto al momento de la formación del manto de nieve como al momento de su derretimiento, y así estimar la cantidad de agua en la cuenca para su posterior utilización ya sea en consumo humano, riego y/o generación de energía, entre otros, lo cual explica la gran importancia que tiene el estudio de la nieve dentro de la ingeniería civil.

Si bien los trabajos en nieve se han realizado ya por más de 50 años a nivel mundial, estos aún son considerados como estudios recientes dando a entender que aún hay mucho trabajo por hacer en el rubro (Sturm, 2015). La información recopilada hace mención a variados temas, desde el estudio de los granos de nieve hasta el derretimiento y posterior escurrimiento, pasando por la distribución de la nieve en el espacio, y también realizando estudios de energía en la superficie (Sturm, 2015), tanto en terrenos planos y homogéneos como en superficies complejas, más difíciles de estudiar. En cuanto a Chile, las condiciones del país son consideradas complejas ya que el ambiente de montaña involucra entornos con pendientes moderadas a grandes y terrenos poco homogéneos que a veces presentan vegetación, lo que hace que las propiedades de la nieve, como el espesor del manto, puedan variar mucho en pequeñas distancias, dando a entender que estos entornos se encuentran lejos de ser ideales (Eugster, Geissbühler, & Siegwolf, 2000; Hammerle et al., 2007; Turnipseed, Anderson, Blanken, Baugh, & Monson, 2003), por lo que se genera un incentivo a realizar estudios que involucren el comportamiento de la nieve en este tipo de escenarios.

La relación fundamental entre la nieve y la hidrología se produce cuando el agua líquida producto del derretimiento deja el manto y comienza a escurrir, creando arroyos que forman parte del ciclo hidrológico (Sturm, 2015). Esto ocurre cuando la suma de los flujos de energía se vuelve positiva, usualmente en temporadas más cálidas como la primavera (W. Helgason & Pomeroy, 2012; Sturm, 2015), por lo que la determinación y el entendimiento de estos flujos se vuelve muy importante para los estudios de nieve.

Cuando se estudian los procesos de derretimiento de la nieve mediante el método del balance de energía, existen componentes que muchas veces no son considerados, como el aporte de energía proveniente de las precipitaciones, ya que, en el lugar de estudio, el peso que tienen es muy bajo en comparación a otros (los flujos radiativos

suelen ser los que entregan un mayor aporte de energía), el efecto sólo se aprecia por breves períodos de tiempo (como la transferencia de calor entre el suelo y el manto nival, el cual ocurre a principios de la temporada de nieve, o cuando el espesor del manto es tal que la radiación solar vuelve a afectar la superficie bajo el manto) o incluso por la dificultad al momento de realizar las mediciones, lo cual puede resultar en errores al instante de realizar el cierre de la ecuación de balance de energía, pudiendo tomar valores entre 10% y 30% (Hammerle et al., 2007; W. Helgason & Pomeroy, 2012).

En aquellos casos en que las mediciones son difíciles de realizar, el uso de métodos de estimación puede entregar buenas aproximaciones para así reducir el error mencionado. Esto puede aplicarse al caso de las variaciones de energía interna del manto nival, el cual muchas veces es omitido ya que la dificultad de realizar las mediciones en terreno es grande y también los valores obtenidos son cercanos a cero (DeWalle & Rango, 2008; W. Helgason & Pomeroy, 2012).

Por otro lado, un factor de gran relevancia para los procesos de la nieve corresponde a las transferencias de energía que se generan producto del viento y otras forzantes meteorológicas, los cuales pueden llegar a cumplir un rol significativo en el balance energético. Estas forzantes permiten describir de manera cuantitativa a los flujos turbulentos de calor entre la nieve y la atmósfera, haciendo que el estudio del balance de energía sea más completo y representativo (DeWalle & Rango, 2008; W. D. Helgason, 2009).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Generales

El objetivo de esta memoria es lograr un mejor entendimiento del balance de energía aplicado a la nieve, mediante el análisis de los procesos asociados a los flujos turbulentos de calor, y también de la variación de la energía interna del manto nival, en la cuenca Alta del Río Mapocho, la cual presenta un régimen mixto del tipo nivo-pluvial.

1.2.2 Específicos

Los objetivos específicos de esta memoria son:

1. Reconocer y comprender los procesos que determinan la formación y el derretimiento del manto nival en Valle Nevado.
2. Relacionar el método “Eddy Covariance”, asociado a flujos turbulentos de calor, con el modelo de balance de masa y energía de la nieve, determinando de manera directa estos flujos y así obtener su importancia en el balance de energía.

3. Estimar las variaciones internas de energía del manto de nieve para así determinar si el aporte que tienen es significativo en el balance.
4. Determinar la energía de derretimiento de la nieve en función de los otros flujos de energía.
5. Calibración de dos modelos de derretimiento de base física que permitan determinar las tasas de derretimiento de la nieve.

1.3 ORGANIZACIÓN DE LA MEMORIA

Luego de este capítulo introductorio, en el capítulo 2 se presenta el marco teórico de la memoria en el cual se introduce al tema de hidrología de nieve en alta montaña y se mencionan las leyes que la gobiernan, principalmente el efecto del viento y el intercambio de energía, los cuales son temas clave para el desarrollo del trabajo. Se hace mención al método de covarianza turbulenta para determinar los flujos turbulentos de calor así como un método de estimación de las variaciones de energía interna del manto nival, y también se presenta la ecuación del balance de energía que permite estudiar la extinción de la radiación en profundidad.

El capítulo 3 describe la zona de estudio, ubicándola espacialmente y también dando a conocer los rangos y magnitudes de las forzantes principales. Luego, se menciona la instrumentación utilizada para así determinar los flujos turbulentos de calor y la energía interna de este estudio, y finalmente se determina la profundidad del manto nival.

El capítulo 4 hace mención tanto a la información obtenida de la campaña de mediciones como a la calculada siguiendo la metodología descrita en el capítulo 2. Comienza analizando las mediciones realizadas en terreno para luego describir cualitativa y cuantitativamente los flujos de energía más importantes, en particular los radiativos, turbulentos de calor y las variaciones de energía interna, para terminar con la realización del balance de energía puntual. Además, se realiza la calibración de dos modelos de derretimiento simple y se compara con las mediciones del balance de energía con el fin de buscar métodos más sencillos de estimación del derretimiento de nieve.

Finalmente, el capítulo 5 hace mención a las conclusiones de esta memoria en donde se comentan los aspectos más relevantes que se logran extraer del estudio, y también se entregan recomendaciones para futuros trabajos que puedan realizarse.

2 MARCO TEÓRICO

Este capítulo entrega las generalidades de los temas principales tratados en esta memoria, de acuerdo a la revisión bibliográfica realizada.

2.1 HIDROLOGÍA DE NIEVE EN CUENCAS DE MONTAÑA

2.1.1 Conceptos Generales de la Hidrología de Nieve

La existencia de nieve permite que en ciertas localidades se puedan desarrollar las diferentes actividades que requiere el ser humano, ya que la presencia de agua dulce se debe principalmente a esta fuente. Es así que entender los procesos principales que actúan en la dinámica del manto de nieve se ha convertido en un tema de gran interés para el hombre. La nieve se acumula en la temporada de invierno debido a las precipitaciones sólidas, la cual se caracteriza por una disminución en la temperatura y en la radiación solar, y permanece cubriendo el suelo hasta que ambos factores vuelven a aumentar, comenzando el período de derretimiento y con ello la generación de escorrentía de deshielo.

Es importante entender que este proceso dinámico también presenta variaciones intradiarias, haciendo posible la existencia de derretimiento y recongelamiento del agua en el manto sin que esta llegue a escurrir, entendiéndose con esto que no todo derretimiento se traduce en escurrimiento. Así se llega a que, con el paso del tiempo, la nieve se va compactando haciendo que la densidad varíe (es decir, se produce un cambio en la morfología de la nieve) tomando valores en torno a $450 [kg/m^3]$ para nieve a fines de la temporada y cercanos a $80 [kg/m^3]$ para la nieve fresca, lo cual lleva a entender que un cierto volumen de nieve a fines de invierno no representará la misma cantidad de agua que un volumen similar a principios del período de nieve. Una manera de caracterizarla es mediante el *equivalente en agua de nieve* o SWE (por sus siglas en inglés), el cual se define como

$$SWE = h \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (2.1)$$

donde h es la profundidad del manto nival, ρ_s es la densidad media del manto de nieve y ρ_w es la densidad del agua líquida, aproximadamente $1000 [kg/m^3]$ (DeWalle & Rango, 2008).

En las cuencas de montaña, la cantidad de nieve almacenada se mide principalmente por el espesor del manto y por la extensión del área cubierta, en donde dicha área depende de factores topográficos además de las forzantes meteorológicas (Martinec, Seidel, Burkart, & Baumann, 1991). En cuanto a la topografía, la orientación

de las caras de la montaña, la pendiente y la elevación son factores que afectan directamente a la exposición del manto a la radiación, lo que junto con las condiciones meteorológicas y la cubierta vegetal, son los encargados de determinar las características que tendrá el manto, y si este ya se encuentra en proceso de derretimiento. (DeWalle & Rango, 2008; Eugster et al., 2000).

2.1.2 Teoría Básica de Intercambio de Energía

El intercambio de energía entre el manto de nieve y la atmósfera es lo que finalmente determina si existe derretimiento o recongelamiento de la nieve, y también la existencia de evaporación y/o sublimación, y cuál será su magnitud. La Figura 2.1 muestra los flujos de energía que interactúan con la nieve, en donde los factores más relevantes corresponden al intercambio de radiación de onda corta (asociada a la radiación solar) y de onda larga (asociada a la emanación de radiación que producen los cuerpos, gases atmosféricos y nubes, entre otros), la cual ocurre en la superficie del manto. También, la transferencia de flujos turbulentos de calor, la cual se relaciona con el calor sensible (transferencia de calor entre dos cuerpos a diferentes temperaturas) y calor latente (intercambio de energía por los cambios de fase entre los distintos estados del agua), puede llegar a cumplir un rol significativo en este balance. Además, existen pequeños aportes de energía asociados a la alta temperatura de la precipitación líquida (la cual es alta en comparación con la temperatura de la nieve), o la transferencia de calor entre el manto y el suelo (la cual existe a principios de la temporada de nevadas hasta que la profundidad del manto es tal que la radiación solar puede atravesarla y así afectar al suelo nuevamente), que pueden aportar al balance. Finalmente, los cambios en la temperatura de la nieve y del contenido de agua derretida, también constituyen una forma de intercambio energético interno del manto, una manera de disipar los excesos de energía. Así, la siguiente ecuación corresponde a la ecuación general del balance de energía para el manto de nieve (DeWalle & Rango, 2008; W. Helgason & Pomeroy, 2012; Pomeroy & Essery, 1999)

$$\Delta Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g - Q_m \quad (2.2)$$

donde Q_{ns} corresponde a la radiación neta de onda corta, Q_{nl} a la radiación neta de onda larga, Q_h corresponde al calor sensible, Q_e es el calor latente, Q_r se asocia a la energía producto de la lluvia, Q_g al intercambio de calor con el suelo, Q_m a la pérdida de calor latente de fusión asociada a la nieve derretida que deja el manto, y ΔQ_i es la variación de energía interna del manto nival, donde los valores se expresan usualmente con las unidades $[W/m^2]$ (DeWalle & Rango, 2008; W. Helgason & Pomeroy, 2012; Pomeroy & Essery, 1999).

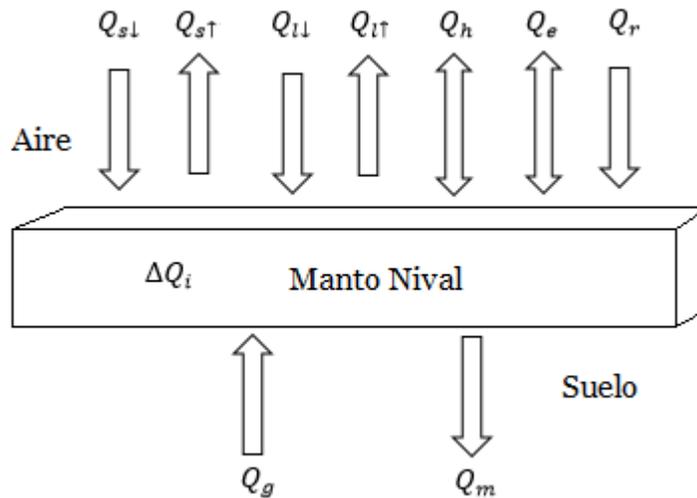


Figura 2.1: Interacción de los flujos energéticos con el manto nival. $Q_{s\downarrow}$ y $Q_{s\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente. Análogamente, $Q_{l\downarrow}$ y $Q_{l\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda larga incidente y reflejada respectivamente. Fuente: Elaboración propia.

Es importante mencionar que los términos de la ecuación (2.2) se definen positivos si estos generan un aumento de energía en el manto nival, según la convención usual utilizada en hidrología.

2.1.3 Efecto del Viento en el Manto

El viento corresponde a un factor muy importante en los procesos relacionados con la nieve, pudiendo afectar en la acumulación debido al efecto de transporte que puede generar, y también tiene peso en el derretimiento, contribuyendo con una ganancia o pérdida de energía al momento de realizar el balance energético. En cuanto al transporte de nieve por viento, éste puede llegar a afectar enormemente a las condiciones del manto nival, pudiendo actuar como un método de redistribución en el espacio, generar una pérdida de nieve por efecto de la sublimación dinámica (al levantar la nieve del suelo, la superficie de contacto con la atmósfera aumenta, llegando a registrarse pérdidas de hasta un 50% de las precipitaciones de invierno) e incluso afectar a la intercepción de nieve por efecto de la vegetación, todos factores que incurren fuertemente en el posterior derretimiento de la nieve acumulada (DeWalle & Rango, 2008). Este proceso ha sido abordado bajo el mismo enfoque clásico que el transporte hidráulico de sólidos, mediante una fracción en suspensión, otra moviéndose por saltación y por último, mediante arrastre de la nieve. La Figura 2.2 muestra los diferentes métodos de transporte que se observan.

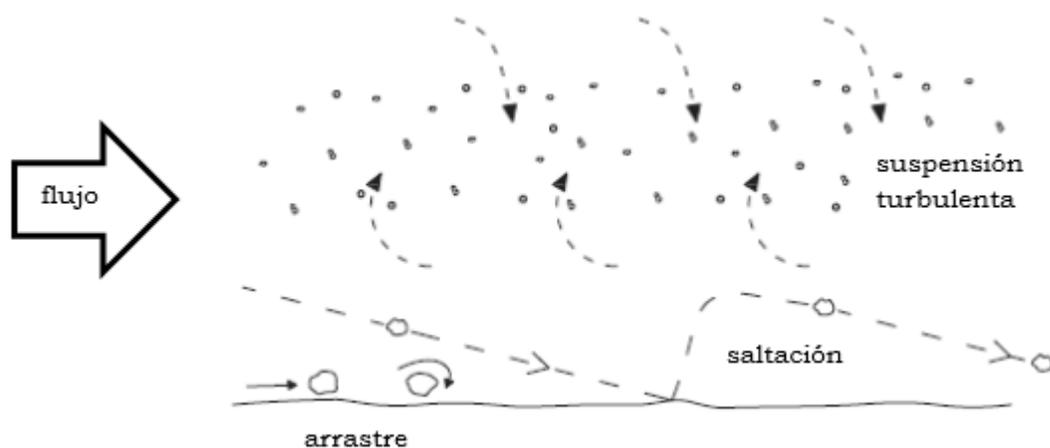


Figura 2.2: Métodos de transporte de nieve por viento. Fuente: Adaptado de (DeWalle & Rango, 2008).

En general, el transporte de nieve es dominado por la suspensión y, en menor medida, por el proceso de saltación, despreciándose por completo el proceso de transporte por arrastre (DeWalle & Rango, 2008).

Es importante mencionar que ciertos estudios han probado la existencia de altas tasas de sublimación dinámica en terrenos relativamente planos (Pomeroy & Essery, 1999), en donde existe un *fetch*¹ tal que permite generar el levantamiento de las partículas y la consiguiente sublimación de estas. Además, existen algunos estudios realizados en alta montaña, en donde se ha podido observar que este mismo efecto llega a ser muy importante, por ejemplo, en un estudio realizado en Canadá se observó que al no considerar esta sublimación de las partículas suspendidas, la acumulación de nieve puede verse sobreestimada hasta en un 30% (MacDonald, Pomeroy, & Pietroniro, 2010).

Además, el efecto del viento también se ve involucrado en el intercambio de calor latente y sensible con el manto nival, siendo proporcional a la magnitud de éste. Así, además de aportar en la redistribución y sublimación de la nieve, el viento es una componente de gran importancia en el balance de energía, y por lo tanto en el derretimiento/recongelamiento del manto, llegando a ser, en ocasiones, de más peso que los flujos radiativos (Reba, Link, Marks, & Pomeroy, 2009), de ahí el gran interés que existe por estudiar los flujos turbulentos de calor en la nieve.

Para entender de mejor manera los flujos turbulentos de calor, es necesario comprender qué es lo que cada uno de ellos representa. En primer lugar, el calor sensible se refiere a una transferencia convectiva de calor entre dos cuerpos que se encuentran a diferente temperatura, en este caso la nieve y la atmósfera, y depende principalmente de la magnitud y signo de la diferencia de temperatura entre ambos cuerpos, la velocidad

¹ Longitud donde el viento está actuando con uniformidad.

del viento, la rugosidad de la superficie y la estabilidad del aire. Por otro lado, el calor latente se entiende como la transferencia de energía que se produce por los cambios de fase del agua entre el manto de nieve y la atmósfera, el cual ocurre en la capa límite superficial, y puede ser mediante evaporación o sublimación dependiendo si existe agua líquida en el manto o si las temperaturas son tan bajas que la nieve se encuentra a temperaturas bajo 0 [°C]. El calor latente depende principalmente de las presiones de vapor del aire y presión de saturación en la superficie del manto, la velocidad del aire, la presión atmosférica, la rugosidad de la superficie y estabilidad del aire. Actualmente, el calor sensible y calor latente se modelan mediante el método “*bulk aerodynamic method*” según las ecuaciones (Pomeroy & Essery, 1999)

$$Q_h = \rho_a \cdot c_p \cdot C_h \cdot u_a \cdot (T_a - T_s) \quad (2.3)$$

$$Q_e = \frac{\rho_a \cdot 0,622 \cdot L}{P_a} \cdot C_e \cdot u_a \cdot (e_a - e_0) \quad (2.4)$$

donde C_h y C_e son los parámetros adimensionales de arrastre para calor sensible y latente respectivamente, los cuales se determinan de manera empírica, y hacen referencia a la rugosidad de la superficie y la estabilidad atmosférica, ρ_a [kg/m^3] es la densidad del aire, c_p [$J/kg \cdot ^\circ K$] corresponde al calor específico del aire, u_a [m/s] es la velocidad del viento a una altura z_a , T_a [$^\circ K$] es la temperatura del aire a una altura z_a , T_s [$^\circ K$] es la temperatura del aire en la superficie del manto, L [J/kg] corresponde al calor latente de vaporización o sublimación según sea el caso, P_a [Pa] es la presión atmosférica, e_a [Pa] es la presión de vapor atmosférica y e_0 [Pa] es la presión de vapor en la superficie del manto, la que generalmente se asume igual a la presión de vapor de saturación e_s [Pa] a la temperatura de la nieve, y se parametriza como

$$e_s = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{17.625 \cdot T_a}{T_a + 243.04}\right) \quad (2.5)$$

donde T_a [$^\circ C$] es la temperatura del aire.

2.2 ENERGÍA INTERNA DEL MANTO NIVAL

Las variaciones de la energía interna del manto nival responden a los cambios de temperatura que se producen al interior de la nieve dado que existen factores externos que producen un intercambio de energía con el sistema. Si bien estas variaciones de energía suelen omitirse dado que los valores generalmente son pequeños, el determinar estas variaciones puede hacer más certera la estimación del derretimiento de la nieve, llegando incluso a obtener un cambio en el signo del flujo, lo cual indicaría que el manto se encuentra en derretimiento en lugar de recongelamiento o viceversa.

Medir directamente la variación de energía interna resulta extremadamente difícil ya que los parámetros deben ser estudiados en profundidad, para cada uno de los diferentes estados del agua (hielo, agua líquida y aire). La información requerida correspondería a la densidad, la fracción de cada estado y la temperatura, además de considerar que existe una variación de la profundidad del manto (W. Helgason & Pomeroy, 2012).

La dificultad de realizar las mediciones descritas anteriormente lleva a buscar una manera análoga de determinar las variaciones de energía interna del manto, lo cual se logra considerando que las variaciones de la temperatura de la nieve responden a procesos difusivos de la siguiente manera (Anderson, 1976; Untersteiner, 1964)

$$\rho_s \cdot c_i \cdot \frac{\partial T_{snow}}{\partial t} = \rho_s \cdot c_i \cdot K \cdot \frac{\partial^2 T_{snow}}{\partial z^2} \quad (2.6)$$

donde T_{snow} [°K] es la temperatura interna del manto, t [s] es el tiempo, z [m] es la profundidad, ρ_s [kg/m³] es la densidad de la nieve, $c_i = 2100$ [W · s/kg · °C] es el calor específico del hielo y K [m²/s] es el coeficiente de difusión térmica. Integrando la ecuación (2.6) en el espesor H [m] del manto, considerando $z = 0$ [m] en la interfaz nieve-aire, se obtiene que

$$\rho_s \cdot c_i \cdot \frac{\partial(H \cdot \bar{T}_{snow})}{\partial t} = \rho_s \cdot c_i \cdot K \cdot \left. \frac{\partial T_{snow}}{\partial z} \right|_0^H \quad (2.7)$$

donde \bar{T}_{snow} [°C] es la temperatura promedio del manto nival. El lado izquierdo de la ecuación (2.7) puede separarse mediante la regla de la cadena indicando que existe un término asociado a las variaciones de temperatura y otro relacionado con la pérdida de masa de nieve, mientras que el término derecho representa los flujos de energía con el entorno. Así, se puede reescribir la ecuación (2.7) como

$$\rho_s \cdot c_i \cdot H \cdot \frac{\partial \bar{T}_{snow}}{\partial t} + \rho_s \cdot c_i \cdot \bar{T}_{snow} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = F(H) - F(0) \quad (2.8)$$

donde $F(H)$ [W/m²] corresponde a los flujos de calor con el suelo y $F(0)$ [W/m²] son los flujos de calor con la atmósfera. De la ecuación (2.8) se recupera el balance de energía explicado en la sección 2.1.2, y se rescata que las variaciones de energía del manto ΔQ_i [W/m²] quedan determinadas por el término

$$\Delta Q_i = \rho_s \cdot c_i \cdot H \cdot \frac{\partial \bar{T}_{snow}}{\partial t} \quad (2.9)$$

lo que mediante un esquema discreto, en donde se considera que $\partial \approx \Delta$, se puede determinar las variaciones de energía interna de la nieve en cada intervalo de mediciones como

$$\Delta Q_i = \rho_s \cdot c_i \cdot H \cdot \frac{\Delta \bar{T}_{snow}}{\Delta t} \quad (2.10)$$

2.3 EXTINCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR EN EL MANTO NIVAL

Cuando se trabaja con la ecuación de balance de energía, se toma en consideración que los flujos de energía involucrados son los existentes entre el manto de nieve y el aire/suelo, además de considerar que existe una variación interna de energía y una pérdida de calor latente de fusión asociada a la nieve derretida que deja el manto, como se observa en la ecuación (2.8). Sin embargo, se debe considerar que una parte de la radiación solar es absorbida por la nieve, siendo posible la transmisión de energía hacia capas inferiores, lo que se traduce en un calentamiento de la superficie que se encuentra bajo el manto cuando el espesor de la nieve es pequeño (Bitz & Lipscomb, 1999; DeWalle & Rango, 2008).

Es así que se vuelve relevante incorporar esta componente al balance de energía de la nieve, con el fin de poder realizar un análisis más completo. Para esto, Giddings & LaChapelle, (1961) fueron capaces de modelar la penetración de la radiación al manto nival, asumiendo que ésta responde a la segunda ley de Fick, asociada a un proceso difusivo de la temperatura con un término por absorción simultánea, siendo validada de manera experimental. Así, este enfoque permite realizar una modificación a la ecuación (2.2) del balance de energía, considerando la absorción de la radiación solar en el manto nival como un decaimiento exponencial (ver Figura 2.3), el cual queda representado como un sumidero en la ecuación (2.6) (Bitz & Lipscomb, 1999; Untersteiner, 1964)

$$\rho_s \cdot c_i \cdot \frac{\partial T_{snow}}{\partial t} = \rho_s \cdot c_i \cdot K \cdot \frac{\partial^2 T_{snow}}{\partial z^2} + b \cdot I_0 \cdot e^{-b \cdot z} \quad (2.11)$$

donde el término b [1/cm] es el coeficiente de extinción de la luz en profundidad de la nieve e I_0 [W/m^2] es la fracción de la radiación solar que es absorbida en el manto. La radiación absorbida podrá ingresar hasta una mayor profundidad mientras más grande sea la densidad de la nieve, lo que queda representado por el coeficiente de extinción el cual toma valores entre $b = 0.1$ [1/cm] para grandes densidades y $b = 0.5$ [1/cm] para nieve fresca (Anderson, 1976).

Al integrar el último término de la ecuación (2.11) en todo el espesor del manto, se obtiene que la energía total absorbida por la nieve es $I_0(1 - e^{-b \cdot H})$, y toma el valor de I_0 al considerar que el espesor de la nieve es suficientemente grande, es decir cuando $H \gg 1/b$, mientras que si no se cumple la condición entonces una fracción de la radiación podrá atravesar el manto siendo retenida por la superficie bajo la nieve (Anderson, 1976; DeWalle & Rango, 2008; O'Neill & Gray, 1972). En el estudio realizado

por O'Neill & Gray, (1972) se determinó que para un coeficiente de extinción $b = 0.42 [1/cm]$, luego de una profundidad de $10 [cm]$ ha logrado pasar sólo un 4% de la radiación solar absorbida por el manto, y luego de $14 [cm]$ la cantidad que aún no queda retenida en la nieve es menor al 1%.

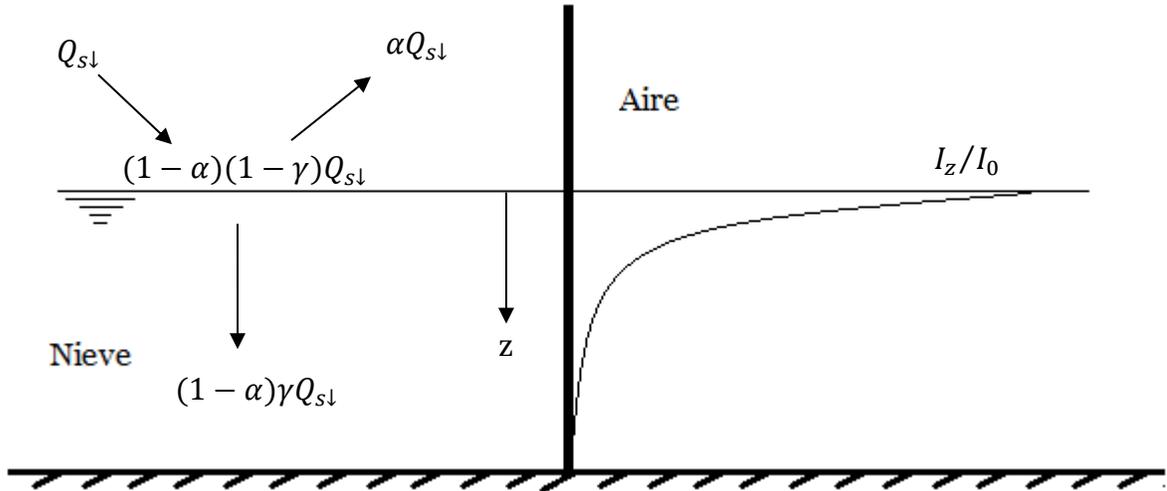


Figura 2.3: Decaimiento exponencial de la radiación en profundidad. El término I_z hace referencia a la intensidad del flujo a una profundidad z e I_0 corresponde a la intensidad del flujo transmitido en profundidad. Fuente: Elaboración propia.

Es importante tener en consideración que la energía transmitida en profundidad de la nieve corresponde a una fracción $\gamma [-]$ de la radiación solar neta como se observa en la Figura 2.3, mientras que el remanente queda como un flujo superficial (Leppäranta, 2015). Luego, teniendo esto en consideración se puede reescribir la ecuación de balance de energía de la nieve como

$$\rho_s c_i H \frac{\partial \bar{T}_{snow}}{\partial t} = Q_{ns}(1 - \gamma) + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g - Q_m + Q_{ns}\gamma(1 - e^{-b \cdot H}) \quad (2.12)$$

La fracción de la radiación solar neta que es transmitida en profundidad es bastante estable, tomando valores entre $\gamma = 0.45$ y $\gamma = 0.5$ según Leppäranta, (2015).

Para determinar el coeficiente de extinción de la luz se considera un decaimiento exponencial como fue mencionado anteriormente, y según el estudio realizado por Giddings & LaChapelle, (1961) pueden presentarse dos casos. Si la profundidad del manto es suficientemente grande para que toda la energía quede retenida en la nieve sin alcanzar a afectar la superficie que se encuentra debajo, entonces se cumple la siguiente relación (ver Figura 2.3)

$$\frac{I_z}{I_0} = e^{-b \cdot z} \quad (2.13)$$

donde I_z corresponde a la intensidad del flujo en una profundidad z e I_0 es la intensidad del flujo que penetra la superficie del manto, es decir $I_0 = Q_{ns} \cdot \gamma$ (Leppäranta, 2015). La consideración de un manto suficientemente profundo depende del valor del coeficiente de extinción de la luz, pero como regla general, para un manto de nieve que presenta una alta densidad y con ello la profundidad alcanzada por la luz es grande, luego de unos 45 [cm] sólo un 1% de la luz ha logrado atravesar dicho espesor. En caso de que se trate de nieve fresca, la misma condición se cumple para un espesor de 14 [cm] (O'Neill & Gray, 1972).

Por otro lado, cuando la profundidad de la nieve es pequeña tal que parte de la radiación logra atravesar el manto, la ecuación (2.13) debe modificarse por la siguiente expresión, determinada por Giddings & LaChapelle, (1961)

$$\frac{I_h}{I_0} = \frac{w \cdot e^{-b \cdot h} \cdot (1 + \tanh(b \cdot h))}{\left\{1 + \frac{w}{2} \cdot \left(1 + \frac{e^{-b \cdot h} \cdot (1 - \frac{w}{2})}{\frac{w}{2} \cdot \cosh(b \cdot h) + \sinh(b \cdot h)}\right)\right\} \cdot \left(\frac{w}{2} + \tanh(b \cdot h)\right)} \quad (2.14)$$

donde w es un parámetro adimensional que se relaciona con la densidad de la nieve y el tamaño de los cristales.

Para determinar los parámetros b y w para el caso en que existe una superficie absorbente (de absortividad A) a una profundidad h , se utiliza la información referente al albedo mediante la relación (Giddings & LaChapelle, 1961)

$$\alpha = \frac{1 - w \cdot (1 - y)/2}{1 + w \cdot (1 + y)/2} \quad (2.15)$$

donde

$$y = \frac{e^{-b \cdot h} \cdot [A + w \cdot (\frac{A}{2} - 1)]}{w \cdot (\frac{A}{2} - 1) \cdot \cosh(b \cdot h) - A \cdot \sinh(b \cdot h)} \quad (2.16)$$

Es importante mencionar que el estudio elaborado por Giddings & LaChapelle, (1961) fue realizado considerando un caso monocromático, pero años más tarde O'Neill & Gray, (1972) extendieron el estudio al caso de múltiples longitudes de onda, en donde el ancho de banda que los sensores eran capaces de captar era de aproximadamente 0.3 – 1.2 [μm]. Los resultados indican que el modelo tiende a hacer un buen ajuste si se trata de la capa superficial del manto, pero tiende a subestimar la penetración de la radiación solar bajo esta capa.

2.4 COVARIANZA TURBULENTO PARA FLUJOS DE CALOR

2.4.1 Generalidades del Método

Tal como se mencionó en la sección 2.1.3 el viento afecta de manera directa al intercambio de calor entre la nieve y la atmósfera, lo que se traduce en ganancias o pérdidas de energía por parte del manto. Esto incita a buscar métodos precisos para estimar y/o medir este efecto que puede llegar a ser tan significativo, y así entender de mejor manera los procesos que ocurren en la nieve.

Una de estos métodos corresponde al de covarianza turbulenta (EC por sus siglas en inglés) y representa la manera más directa de medir el flujo turbulento de calor (Aubinet, Vesala, & Papale, 2012; W. D. Helgason, 2009; Turnipseed et al., 2003), pero rara vez se usa en estudios realizados en ambientes de montaña debido a que los requerimientos de instalación y de análisis de datos son muy grandes. Aun así, esta información puede ser muy útil si se realiza un meticuloso post-procesamiento de datos (Reba et al., 2009). El método consiste en hacer pasar un gas trazador, típicamente CO_2 y H_2O , por un anemómetro sónico el cual es capaz de separar la velocidad del viento en cada una de sus componentes (x, y, z) para luego correlacionarlas con otras forzantes, como son la temperatura del aire y el vapor de agua, entre otros, y junto con las mediciones de densidad del aire y otros parámetros, se puede realizar el procesamiento de los datos como se muestra en la Figura 2.4, en donde se realizan filtros de los datos poco confiables y también correcciones a la temperatura medida por el anemómetro sónico ya que existe una dependencia con la presión de vapor que no se considera en el cálculo, lo cual genera errores de un 1% a 2%. Sumando la información anterior a los datos meteorológicos principales (temperatura, humedad relativa, precipitación, radiación solar, viento y presión) se puede determinar las series de tiempo de los parámetros de interés (DeWalle & Rango, 2008; Hammerle et al., 2007).

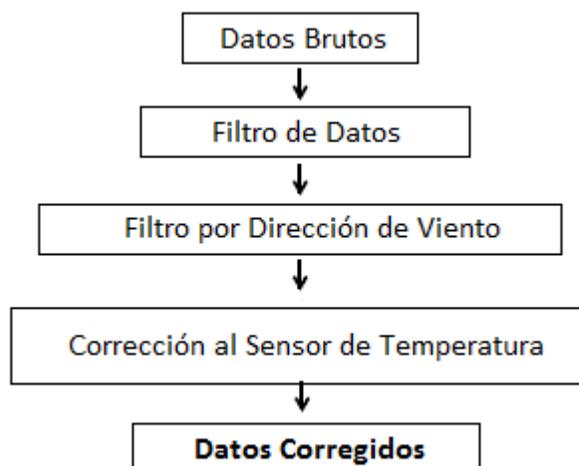


Figura 2.4: Representación esquemática de la corrección de las series de datos a realizar. Fuente: Adaptado de Reba et al., (2009)

Los desafíos que presenta el uso de este sistema, se pueden separar en dos categorías: instalación experimental y post-procesamiento de datos. El posicionamiento de los instrumentos debe ser tal que se tenga un fetch suficiente para que se cumplan las suposiciones de homogeneidad (que no varía en el espacio) y estacionariedad (las estadísticas no cambian con el tiempo) del flujo (Reba et al., 2009). Para que se cumpla lo anterior, se debe buscar un lugar tal que el fetch sea de al menos 10 veces la altura instrumental, para que así el viento pueda alcanzar a desarrollar sus características (principalmente dirección y magnitud, además de densidad del aire y vapor de agua, entre otros) sin ser intervenido (Eugster et al., 2000). Lo anterior es rara vez alcanzado en ambientes naturales, y mucho más difícil de encontrar en terrenos complejos. Aun así Hammerle et al., (2007) estudiaron el balance de energía en dos puntos del valle de Stubai, Austria, una en un lugar que cumplía muy bien con las condiciones, y la otra en la ladera de un cerro en donde las condiciones estaban lejos de ser las ideales. A pesar de que las condiciones eran muy diferentes, el estudio entregó resultados muy parecidos al momento de realizar un cierre en el balance de energía.

Usando las mediciones de velocidad y dirección del viento con información característica del aire, como es la densidad, la concentración del vapor de agua, la densidad del vapor de agua y la temperatura, se procede a realizar el procesamiento de datos como fue mencionado anteriormente. El primer paso corresponde a realizar un filtro de datos, verificando que la fuerza de las señales de CO_2 y H_2O , las cuales toman valores entre 0 y 1, sean mayores que 0.8, eliminando aquellos valores que presentan grandes desviaciones. Luego, se debe realizar un filtro por la dirección del viento ya que la torre en donde se instalan los instrumentos actúa como una barrera al flujo, lo que genera distorsiones que modifican sus propiedades. Así, es importante orientar el sensor en la dirección predominante del viento para obtener información más real durante la mayor parte del tiempo. A continuación, se debe realizar una corrección a la temperatura determinada por el anemómetro sónico, y finalmente se realiza una verificación de la velocidad vertical del viento ya que la teoría del EC se basa en la premisa de movimiento neto vertical nulo (es decir, se pretende eliminar esta componente, la cual puede venir de la pendiente del terreno, por distorsiones del flujo o por inclinaciones del sensor) (Aubinet et al., 2012; Pomeroy & Essery, 1999; Reba et al., 2009).

2.4.2 Teoría del Método de Covarianza Turbulenta

La principal consideración que se debe tener para utilizar el método EC es que el transporte neto entre la superficie y la atmósfera es unidireccional y el flujo vertical se puede calcular mediante la covarianza entre las fluctuaciones turbulentas del viento en la componente vertical (normal a la superficie del terreno) y el parámetro de interés (Aubinet et al., 2012). Estas mediciones típicamente son realizadas a una cierta altura de la capa superficial y se consideran representativas de los flujos a nivel de la superficie terrestre (W. D. Helgason, 2009), ya que los flujos son aproximadamente constantes con

la altura dentro de esta capa (Aubinet et al., 2012). Las condiciones principales que deben cumplirse para que las mediciones realizadas sean representativas de la realidad son un flujo homogéneo y estacionario (que no varían en el espacio y en el tiempo), para así poder usar la descomposición de Reynolds, la cual indica que una variable puede descomponerse en dos componentes; el promedio y la fluctuación

$$\xi = \bar{\xi} + \xi' \quad (2.17)$$

En este experimento se midieron las componentes de la velocidad del viento (U_x, U_y, U_z), además de la temperatura del aire θ_s medida por el Irgason (también conocida como temperatura sónica), la concentración de CO_2 y H_2O en el aire, la densidad del aire ρ_a , humedad relativa y presión, además de la radiación neta $Q_{ns} + Q_{nl}$.

La temperatura utilizada para las covarianzas fue la resultante de la corrección según Kaimal & Gaynor, (1991) la cual es equivalente a la temperatura potencial, suponiendo que no hubo cambio de fase del agua en el punto de medición

$$\theta_s = \theta \cdot (1 + 0.32 \cdot \frac{e}{P}) \quad (2.18)$$

donde θ_s [$^{\circ}C$] es la temperatura medida por el anemómetro sónico, e [Pa] es la presión de vapor de agua y P [Pa] es la presión atmosférica. En función de las variables medidas, la temperatura del aire corregida queda dada por

$$\theta = \frac{\theta_s}{1 + \frac{0.32}{18.02} \cdot \frac{\rho_v \cdot R \cdot \theta_s}{P}} \quad (2.19)$$

donde $R = 0.0083$ [$kJ/mol \cdot ^{\circ}K$] es la constante de los gases ideales.

Para realizar el manejo de los datos, es importante tener en claro que la notación $\overline{X_1 X_2}$ siempre corresponderá a la correlación entre la variable “ X_1 ” y la variable “ X_2 ” medidas por el sistema del *Irgason*. Así, para determinar el flujo de calor latente (Q_e) se utilizan las correcciones por boyancia (las cuales tienen relación con la fuerza que ejercen los fluidos en oposición al peso de un objeto inmerso en él), mediante las indicaciones de Webb, Pearman, & Leuning, (1980), de la siguiente manera

$$Q_e = L_s \cdot (1 + \vartheta \cdot \varphi) \cdot (\overline{w' \rho'_v} + \frac{\overline{\rho_v}}{\bar{\theta}} \cdot \overline{w' \theta'}) \quad (2.20)$$

donde Q_e [W/m^2] es el flujo de calor latente, w [m/s] es la componente vertical del viento, ρ_v [mg/m^3] es la densidad de vapor de agua, ρ_d [mg/m^3] es la densidad del aire seco, ϑ [–] la relación de los pesos moleculares del aire seco y el vapor de agua = $28.97/18.02$, φ [–] la relación entre las densidades medias del vapor de agua y el aire seco, θ' [$^{\circ}C$] es la perturbación de la temperatura y L_s [J/g] es el calor latente de sublimación, el cual se determina en función de la temperatura media $\bar{\theta}$ [$^{\circ}C$] a través de la ecuación empírica según Leppäranta, (2015)

$$L_s = 2828 - 0.39 \cdot \bar{\theta} \quad (2.21)$$

Por otro lado, Garratt, (1992) determinó que el flujo de calor sensible se puede calcular mediante

$$\frac{Q_h}{\rho_a \cdot c_p} = \overline{w'\theta'} \quad (2.22)$$

donde $\rho_a [mg/m^3]$ es la densidad total del aire, considerando la componente seca y vapor de agua, es decir $\rho_a = \rho_d + \rho_v$, y $c_p = 1.0047 [J/g \cdot ^\circ K]$ es el calor específico del aire.

El flujo de calor latente que va de la nieve a la atmósfera puede interpretarse como una pérdida de masa producto de la evaporación. Este término fue mencionado en la sección 2.1.3 de esta memoria, y puede determinarse mediante la siguiente ecuación según DeWalle & Rango, (2008)

$$E = \frac{Q_e}{L_v \cdot \rho_w} \quad (2.23)$$

donde $E [mm/s]$ corresponde a la tasa de evaporación del manto, $\rho_w = 1000 [kg/m^3]$ es la densidad del agua y $L_v [J/gr]$ es el calor latente de vaporización, el cual puede determinarse según la ecuación empírica determinada por Stull, (1988)

$$L_v = 2501 - 2.31 \cdot \bar{\theta} \quad (2.24)$$

donde θ es la temperatura del aire en $[^\circ C]$.

2.4.3 Temperatura del Aire en la Capa Límite Superficial

La temperatura en la capa límite superficial responde a la estabilidad de la atmósfera, la cual hace referencia a los movimientos de las masas de aire que se encuentran expuestas al viento, por lo que se verán forzadas a desplazarse en el plano horizontal generando un efecto cinético y, al mismo tiempo, los flujos turbulentos de calor forzarán un movimiento en la vertical, generando un efecto de boyancia, pudiendo hacer que las masas tiendan a subir o bajar. Esto se explica mediante el parámetro adimensional de Monin-Obukhov, el cual muestra la importancia que tendrá un esfuerzo por sobre el otro (cinético y boyancia), y se determina como (Garratt, 1992)

$$\xi = \frac{z}{L} \quad (2.25)$$

donde $z [m]$ corresponde a la altura de referencia, en este caso, la altura instrumental del anemómetro sónico igual a $0.65 [m]$, y $L [m]$ corresponde a la longitud de Monin-Obukhov, la cual se determina de la siguiente manera (Monin & Obukhov, 1954)

$$L = -\frac{u_*^3}{\frac{k \cdot g}{\bar{\theta}} \cdot \overline{w'\theta'}} \quad (2.26)$$

donde $g = 9.8 [m/s^2]$ corresponde a la aceleración de gravedad, $k [-]$ es la constante de Von-Kármán ≈ 0.4 y $u_* [m/s]$ es la velocidad de corte determinada mediante la siguiente ecuación

$$u_*^2 = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{0.5} \quad (2.27)$$

donde $\overline{u'w'}$ y $\overline{v'w'}$ corresponden a las covarianzas entre las componentes horizontales (eje x e y) con la componente vertical (eje z) del viento.

La magnitud L corresponde a la escala de longitud del problema, la cual permite describir los efectos de boyancia producto de los flujos turbulentos de calor, y cinéticos producto del viento.

Existen diferentes casos de estabilidad de la atmósfera dependiendo del valor que toma ξ . Cuando $\xi > 0$ entonces los flujos turbulentos de calor son negativos, generando que las masas de aire tiendan a quedarse en la superficie, lo que se denomina una condición estable. Por el contrario, si $\xi < 0$ entonces los flujos turbulentos de calor son positivos, generando un empuje hacia arriba, lo que se conoce como una condición inestable. Finalmente, cuando $\xi = 0$ entonces los esfuerzos boyantes y cinéticos se encuentran en equilibrio, lo cual se conoce como una atmósfera neutra (Garratt, 1992).

Para la determinación de la temperatura en la capa límite superficial se considera que la teoría de la similitud de Monin-Obukhov es válida (Garratt, 1992), por lo que el perfil vertical de temperatura en la superficie de la capa límite puede ser calcula como

$$\frac{k \cdot z}{\theta_*} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \Phi_H(\xi) \quad (2.28)$$

donde $\Phi_H(\xi)$ es la función adimensional de gradiente vertical según Monin & Obukhov, (1954) y $\theta_* [^\circ C]$ corresponde al parámetro de escala de turbulencia de la temperatura, el cual se define como

$$\theta_* = -\frac{\overline{w'\theta'}}{u_*} \quad (2.29)$$

Por simplicidad, es conveniente trabajar con la forma integral de la ecuación (2.28) la cual se escribe, según (Garratt, 1992), como

$$\begin{aligned} \frac{k \cdot (\theta - \theta_0)}{\theta_*} &= \ln\left(\frac{z}{z_T}\right) - \int [1 - \Phi_H(\xi)] d(\ln(\xi)) \\ &\approx \ln\left(\frac{z}{z_T}\right) - \Psi_H(\xi) \end{aligned} \quad (2.30)$$

donde θ_0 [$^{\circ}\text{C}$] es la temperatura del aire a una altura z_T de la superficie, con z_T [m] la longitud de escala de rugosidad de la temperatura y $\Psi_H(\xi)$ [-] es la función adimensional integral de perfil, la cual puede ser parametrizada mediante (Garratt, 1992)

$$\Psi_H(\xi) = \begin{cases} 2 \cdot \ln[(1 + \sqrt{1 - \gamma_2 \cdot \xi})/2] & \xi < 0 \\ -\beta_1 \cdot \xi & \xi > 0 \end{cases} \quad (2.31)$$

donde γ_2 [-] y β_1 [-] son constantes determinadas de manera experimental, las cuales toman valores de 16 y 5 respectivamente según Garratt, (1992).

Cuando no existen mediciones directas de estabilidad de la atmósfera, la longitud de escala de rugosidad para la temperatura z_T puede ser estimada mediante ciertos modelos experimentales. El primer paso consiste en determinar la escala de rugosidad aerodinámica z_0 [m], la cual se define como aquella altura desde la superficie en donde la velocidad del viento es igual a cero. Si se tiene que la superficie de contacto es sólida (lo que sí se cumple con la nieve), la escala de rugosidad aerodinámica corresponde a un dato cuando se trata de pared hidrodinámicamente rugosa, y toma valores en torno a 0.1 [mm] según Businger, (1965) y Leppäranta, (2015), mientras que si se trata de pared hidrodinámicamente lisa, entonces el valor de la escala de rugosidad aerodinámica se determina según Garratt, (1992) como

$$z_0 = 0.11 \cdot \frac{\nu}{u_*} \quad (2.32)$$

donde ν [m^2/s] es la viscosidad cinemática del aire. Para determinar si la superficie en estudio es lisa o rugosa, lo cual indica si el flujo es laminar o turbulento, se calcula el número de Reynolds de rugosidad según Garratt, (1992) como

$$Re_* = \frac{u_* \cdot z_0}{\nu} \quad (2.33)$$

donde Re_* [-] es el número de Reynolds de rugosidad y ν [m^2/s] es la viscosidad cinemática del aire. Cuando $Re_* < 0.11$ se está en presencia de una superficie lisa mientras que si $Re_* > 2$ entonces se dice que la superficie es rugosa. En caso de que el valor de Re_* se encuentre entre ambos límites, se dice que está en transición liso-rugoso, y dado que no existe un método para determinar la escala de rugosidad aerodinámica bajo estas condiciones, se asume el mismo valor que en el caso rugoso.

Por otro lado, la longitud de escala de rugosidad de la temperatura z_T se determina, según (Garratt, 1992), mediante

$$k^{-1} \cdot \ln\left(\frac{z_0}{z_T}\right) = 13.6 \cdot Pr^{2/3} - 12 \quad (2.34)$$

para el caso de superficie lisa y

$$\ln\left(\frac{z_0}{z_T}\right) = 2.48 \cdot Re_*^{1/4} - 2 \quad (2.35)$$

cuando la superficie es rugosa, con $Pr[-]$ el número de Prandtl, el cual toma valores cercanos a 0.71 para el aire en la parte baja de la atmósfera. El número de Prandtl se escribe como

$$Pr = \frac{\nu}{K_T} \quad (2.36)$$

donde $K_T [m^2/s]$ es la difusividad térmica del aire seco.

Por su lado, la viscosidad cinemática y la difusividad térmica del aire pueden aproximarse de la siguiente manera, en función de la temperatura del aire (ver Anexo A)

$$\nu = 9.155 \cdot 10^{-8} \cdot \theta + 1.349 \cdot 10^{-5} \quad (2.37)$$

$$K_T = 1.337 \cdot 10^{-7} \cdot \theta + 1.898 \cdot 10^{-5} \quad (2.38)$$

Finalmente, queda despejar el valor de z_T de las ecuaciones (2.34) y (2.35) según sea el caso para luego determinar, de la ecuación (2.30), el valor de θ_0 .

2.5 MÉTODOS PREDICTIVOS DE DERRETIMIENTO

El estudio de la hidrología de nieve permite determinar el derretimiento que se produce y con ello estimar la cantidad de agua a disponer para su posterior uso. Como ya ha sido comentado anteriormente, el enfoque actual consiste en determinar la tasa de derretimiento mediante el balance de energía, utilizando varios equipos y sensores para determinar y/o modelar los flujos de energía. El problema se genera cuando no se dispone de los equipos necesarios para registrar todas las forzantes haciendo que el método del balance de energía se vuelva menos preciso dada la falta de información. Es por esto que se ha buscado diferentes maneras de modelar dicho derretimiento usando información que suele ser más sencilla de determinar.

2.5.1 Método del Índice de Temperatura Mejorado

El método ETI (por sus siglas en inglés) propuesto por Pellicciotti et al., (2005) para predecir el derretimiento de la nieve, considera la temperatura y la radiación solar como las forzantes involucradas. El índice de temperatura mejorado consiste en la suma de dos componentes de la siguiente manera

$$M = \begin{cases} TF \cdot T + SRF \cdot (1 - \alpha) \cdot Q_{s\downarrow} & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad (2.39)$$

donde M [mm/h] corresponde a la tasa de derretimiento, T [°C] es la temperatura del aire, $Q_{s\downarrow}$ [W/m²] es la radiación solar incidente, α [-] es el albedo de la nieve y T_T [°C] corresponde a la temperatura límite desde donde se considera que existe derretimiento, el cual toma valores cercanos a los 0 °C, por ejemplo, Pellicciotti et al., (2005) consideró en su estudio valores de $T_T = 1$ [°C]. Además de las forzantes, el modelo utiliza el factor de temperatura y de radiación solar TF [mm/°C · h] y SRF [m² · mm/W · h] respectivamente (por sus siglas en inglés), valores que atribuyen la importancia a cada forzante y por lo mismo deben ser calibrados.

Este modelo asume que el albedo a nivel diario es apropiado para realizar los cálculos, mientras que las otras forzantes utilizan una resolución a nivel de hora (Pellicciotti et al., 2005). Sin embargo, en esta memoria se utilizó la información registrada cada 5 minutos para calibrar los parámetros del modelo ETI.

El modo de realizar la calibración del modelo consiste en determinar, en primer lugar, la tasa de derretimiento mediante el método del balance de energía, para luego realizar el cálculo de los coeficientes TF y SRF mediante la técnica de análisis numérico de los mínimos cuadrados, dado que se conoce en cada intervalo la tasa de derretimiento, la temperatura, el albedo de la nieve y la radiación solar incidente. Para determinar la calidad del ajuste se calcula los coeficientes R^2 y $RMSE$, y luego se realiza un análisis de sensibilidad a los parámetros calibrados, con el fin de comprender lo que ocurre con el modelo ante aumentos o reducciones en cada término, observando cómo es que varía la magnitud del coeficiente de determinación.

2.5.2 Método Grado-Día Restringido

Por su parte, el método RDD (por sus siglas en inglés) propuesto por Brubaker et al., (1996) para predecir el derretimiento de nieve, considera la temperatura y la radiación neta como las forzantes involucradas. La virtud de este método es que aísla el efecto de la radiación por lo que el efecto asociado a los flujos turbulentos de calor queda independizado. Así, el derretimiento puede determinarse mediante la siguiente relación

$$M = m_Q \cdot (Q_{ns} + Q_{nl}) + a_r \cdot T \quad (2.40)$$

donde M [mm/h] corresponde a la tasa de derretimiento, T [°C] es la temperatura del aire, Q_{ns} y Q_{nl} [W/m²] son la radiación solar neta y radiación de onda larga respectivamente. Además de las forzantes, el modelo utiliza el factor de temperatura y de radiación neta a_r [mm/°C · h] y m_Q [m² · mm/W · h] respectivamente (por sus siglas en inglés), valores que atribuyen la importancia a cada forzante y por lo mismo deben ser calibrados de manera análoga a la revisada en la sección 2.5.1.

Al momento de realiza la calibración de los parámetros de la ecuación (2.40) se debe tener en consideración que la temperatura contribuye al derretimiento cuando esta es mayor a 0 [°C], en caso contrario, el segundo término de la ecuación no ejercerá ningún aporte al derretimiento. Del mismo modo, la radiación neta sólo contribuirá al derretimiento cuando esta es positiva (Brubaker et al., 1996).

Es importante notar que el parámetro a_r es el encargado de cuantificar el efecto de los términos que no corresponden a los flujos radiativos de la ecuación (2.12), que en su mayor parte, correspondería a los efectos de los flujos de calor sensible y calor latente.

3 MÉTODOS Y DATOS DISPONIBLES

Este capítulo entrega información acerca de la zona de estudio, describiendo principalmente las características meteorológicas y morfológicas de la cuenca a analizar. Se hace mención a los equipos y sensores utilizados durante la campaña de muestreo, dando a conocer los modelos usados en el almacenamiento de datos de cada forzante, las frecuencias de mediciones y los períodos de registro de la información. También, se determina la profundidad del manto, variable de gran importancia para el estudio.

3.1 ZONA DE ESTUDIO

El sitio de estudio corresponde a Valle Nevado, una zona montañosa situada en la Cordillera de Los Andes, cerca de Santiago, Chile. Se encuentra ubicada en la cuenca del Río Mapocho, entre los paralelos $33^{\circ}6' - 33^{\circ}30'$ de latitud sur, y los meridianos $70^{\circ}10' - 70^{\circ}27'$ de longitud oeste, a una altitud de 3038 [msnm], y drena una superficie de aproximadamente 883 km². La Figura 3.1 muestra la ubicación de la cuenca dentro del país y también la zona donde se realizó la campaña de muestreo en Valle Nevado.

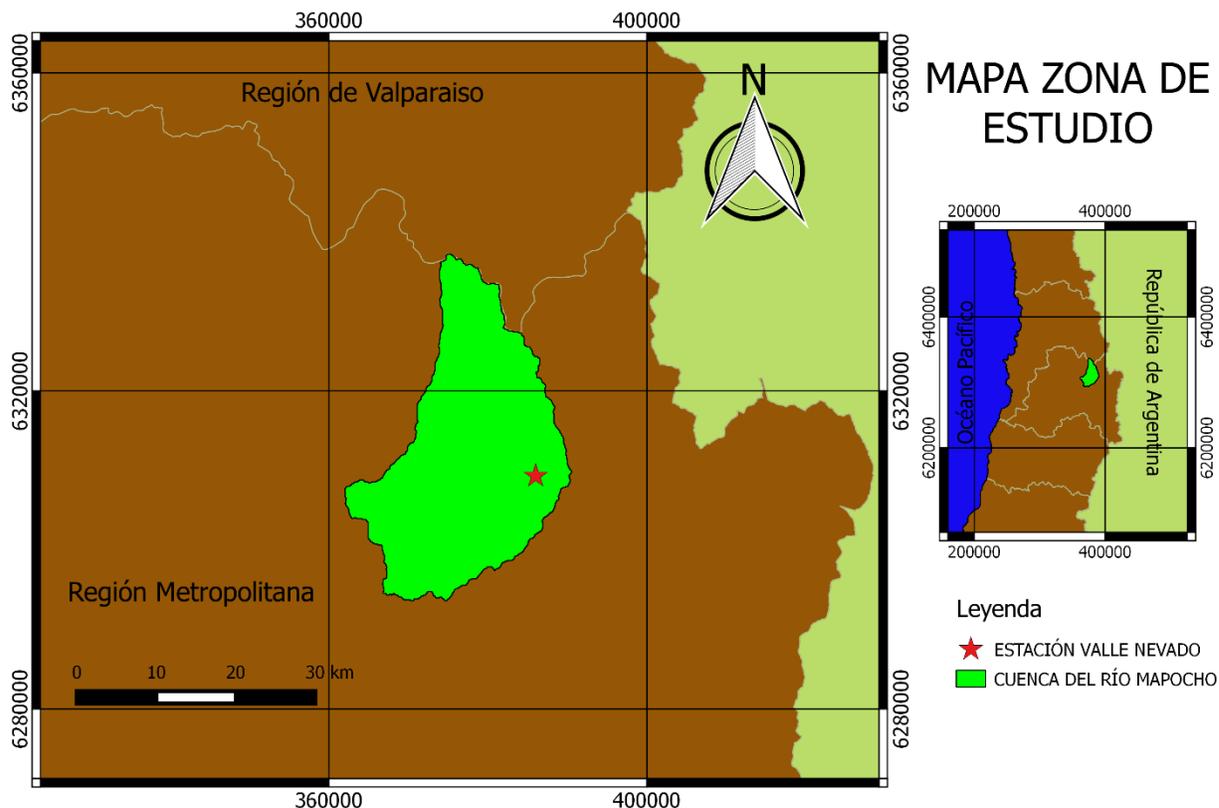


Figura 3.1: Ubicación de la estación meteorológica de Valle Nevado, Región Metropolitana, zona centro de Chile ($33^{\circ}21' S$, $70^{\circ}14'' O$). Fuente: Elaboración propia.

Valle Nevado se caracteriza por sus pendientes moderadas, del orden de un 27 [%], y también por no presentar vegetación alguna cuando se está en temporada de nieve (existen pequeños sectores con arbustos de baja altura, que quedan completamente cubiertos por nieve en el invierno). La orientación de la ladera en donde se realizaron las mediciones es sur, lo cual favorece a que la nieve permanezca por más tiempo, dado que la incidencia más directa del sol en dicha zona corresponde a las laderas de orientación norte.

Durante el período de mediciones, comprendido entre el 23 de Agosto y el 05 de Octubre de 2016, las temperaturas del aire variaron entre $-7,1$ [$^{\circ}C$] y $12,7$ [$^{\circ}C$], siendo la media de $3,8$ [$^{\circ}C$], lo cual corresponde con el período de derretimiento. Las velocidades del viento fueron relativamente bajas, registrándose valores entre 0 y $10,15$ [m/s] a una altura de $2,65$ [m], con una media de $1,3$ [m/s], y más del 95% de los datos menor a 4 [m/s], provenientes principalmente de la dirección NEE. Las precipitaciones fueron escasas, llegando a registrar 12 [mm] en total, lo cual concuerda con que las mediciones de humedad relativa fueran relativamente bajas, ya que casi el 80% de los registros corresponden a valores de HR menores al 50%.

3.2 INSTALACIÓN EXPERIMENTAL

3.2.1 Covarianza Turbulenta

Para llevar a cabo las mediciones que se usarán en esta memoria, se realizó la instalación de un anemómetro sónico con sensor infrarrojo de gases incorporado (*Irgason, de Campbell Scientific*) y una estación meteorológica estándar, perpendicular a la superficie estudiada ya que estudios demuestran que existe una menor distorsión del flujo, haciendo que los datos sean más confiables (Eugster et al., 2000). La Figura 3.2 muestra la instalación experimental para la determinación de los flujos turbulentos de calor.

Si bien las condiciones ideales no se encontraban en la zona de estudio para la aplicación del método de covarianza turbulenta (Aubinet et al., 2012; Reba et al., 2009), trabajos realizados en zonas montañosas de Canadá y Estados Unidos indican que lo anterior podría no ser un impedimento (Reba et al., 2009) para llevar a cabo las mediciones, entregando un nivel de precisión muy parecido a cuando las condiciones ideales de la teoría del “Eddy Covariance” si se cumplen (Aubinet et al., 2012; Hammerle et al., 2007; Turnipseed et al., 2003).



Figura 3.2: Instalación experimental del anemómetro sónico y de la estación meteorológica. Agosto de 2016. Fuente: Elaboración Propia.

La instrumentación utilizada para el estudio realizado en Valle Nevado se encuentra en la Tabla 3.1, en donde se especifica el instrumento, modelo y altura instrumental (h_i) que mide a cada variable. En la campaña de muestreo, se ajustó la frecuencia (f) de medición del anemómetro sónico a 20 [Hz], registrando los promedios (P) y covarianzas cada 5 minutos, mientras que la estación meteorológica fue ajustada a una frecuencia de 1 [Hz] (midiendo cada 1 segundo), registrando los valores promedio (P) cada 5 minutos.

Con esto se obtiene toda la información necesaria para estudiar los flujos de mayor aporte en el balance de energía; los radiativos (onda corta y onda larga) y los turbulentos de calor (sensible y latente).

Tabla 3.1: Detalle de instrumentos de la estación meteorológica y anemómetro sónico, Valle Nevado (2016).

Instrumento	Modelo	Variable Medida
Anemómetro Sónico	<i>Irgason</i>	Velocidad Vectorial del Viento / Temperatura Aire / Densidad Aire
Sensor de Temperatura	Model 107	Temperatura Aire
Barómetro	PTB110	Presión Atmosférica
Pyranómetro	CS300	Radiación Solar
Radiómetro Neto	NR-Lite2	Radiación Onda Larga
Barómetro	CS106	Presión Atmosférica
Anemómetro	Wind Monitor 05103	Velocidad/Dirección del Viento
Sensor de Temperatura y HR	HMP60-L1	Temperatura Aire / Humedad Relativa

Instrumento	f [Hz]	P [min]	hi [m]	Comentarios
Anemómetro Sónico	20	5	0.65	Ecuaciones sección 2.4
Sensor de Temperatura	20	5	1.80	Ecuaciones (2.3) a (2.5)
Barómetro	20	5	1.25	Ecuaciones sección 2.4 Ecuaciones (2.3) a (2.5)
Pyranómetro	1	5	1.1	Término $Q_{s\downarrow}$ en ecuación (2.12)
Radiómetro Neto	1	5	1.01	Término Q_{nl} en ecuación (2.12)
Barómetro	1	5	1.50	Ecuaciones sección 2.4 Ecuaciones (2.3) a (2.5)
Anemómetro	1	5	2.65	Ecuaciones (2.3) a (2.5)
Sensor de Temperatura y HR	1	5	2.12	Ecuaciones (2.3) a (2.5)

3.2.2 Sensores de Luz y Temperatura

Para la instalación experimental de los sensores de luz y temperatura, se realizó la construcción de un soporte de acero inoxidable para así evitar la corrosión, con ranuras separadas cada 20 [cm], fijando la primera ranura a 10 [cm] de la base. En dichas ranuras se instalaron los sensores de luz y temperatura utilizados para las mediciones, los cuales fueron registrando datos en períodos de 30 minutos. Es importante mencionar que la instalación del soporte en la nieve se debe realizar perpendicular a la superficie de terreno, cuidando además que la zona donde se encuentran los sensores no sea intervenida por pisadas ni por acumulaciones de nieve ya que esto generaría alteraciones en la distribución natural del manto nival.

La Figura 3.3 muestra el montaje del soporte con uno de los sensores (A), y la instalación en terreno (B), y la Tabla 3.2 muestra las especificaciones de los sensores utilizados para las mediciones de luz y temperatura de esta memoria.

Tabla 3.2: Detalle de sensores de luz y temperatura, Valle Nevado (2016).

Instrumento	Modelo	Variable Medida
Sensor de Luz	<i>HOBO Pendant (UA-002-04)</i>	Intensidad de Luz
Sensor de Temperatura	<i>HOBO Pendant (UA-002-04)</i>	Temperatura Nieve

Instrumento	Unidades	P [min]	Comentarios
Sensor de Luz	[lux]	30	Ecuaciones sección 2.3
Sensor de Temperatura	[°C]	30	Ecuaciones sección 3.3

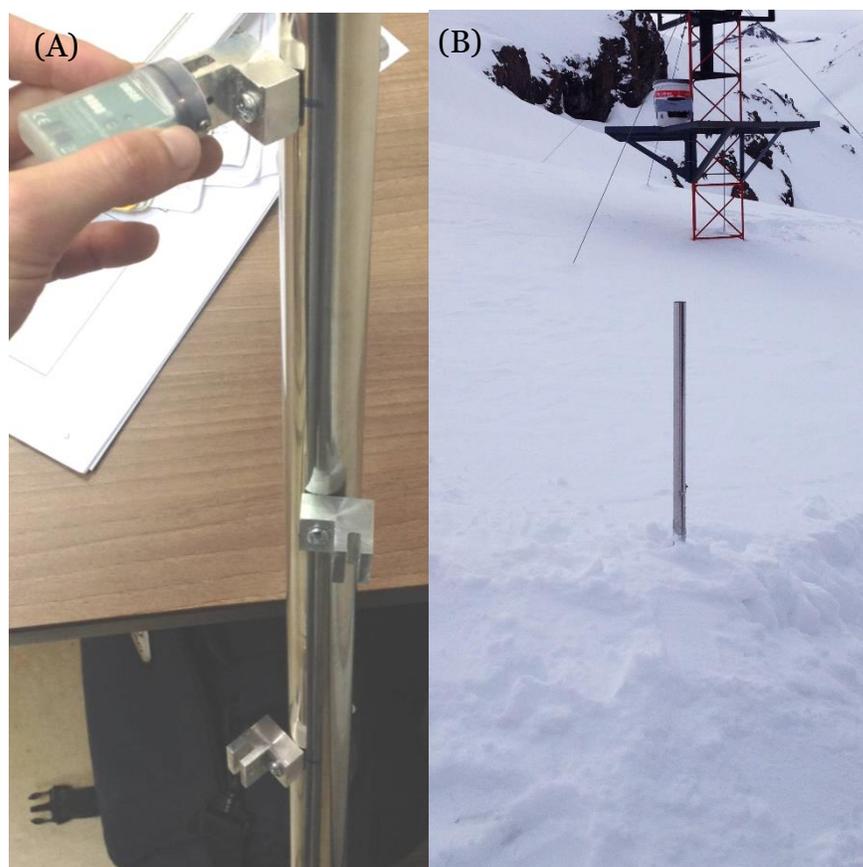


Figura 3.3: Soporte de sensores de luz y temperatura. En (A) se muestra el soporte con uno de los sensores; en (B) se muestra el soporte instalado en terreno, en donde la orientación de los sensores es hacia la zona que no se encuentra intervenida. Fuente: Elaboración propia.

Una vez que los sensores se encuentran instalados, es interesante comprender qué es lo que ocurre con la nieve en las cercanías del soporte de acero inoxidable a medida que pasa el tiempo y el espesor del manto va disminuyendo. La Figura 3.4 muestra una fotografía tomada unas semanas después de la instalación de los sensores en profundidad, en donde se observa que en las zonas próximas al soporte se genera una especie de cono caracterizado por no presentar nieve, de donde se deduce que existe un

mayor derretimiento en dicha parte, lo que puede generar errores al momento de realizar las estimaciones.



Figura 3.4: Acercamiento del contacto entre la nieve y el soporte de los sensores de luz en profundidad. Fuente: Elaboración propia.

Inicialmente, los sensores 1 al 7 quedaron completamente cubiertos por la nieve, teniendo éste un espesor de 135 [cm] el día 3 de agosto de 2016 (estos sensores fueron instalados con anterioridad a la estación meteorológica e *Írgason*), mientras que el sensor 8 quedó completamente descubierto, sirviendo de referencia para obtener el máximo flujo luminoso sin existir la atenuación por la nieve. Se asume que el flujo que llega a la superficie es el mismo que aquel que captan los sensores que se encuentran fuera del manto. La Figura 3.5 muestra esta distribución inicial de manera esquemática, con el fin de facilitar el entendimiento de las mediciones obtenidas.

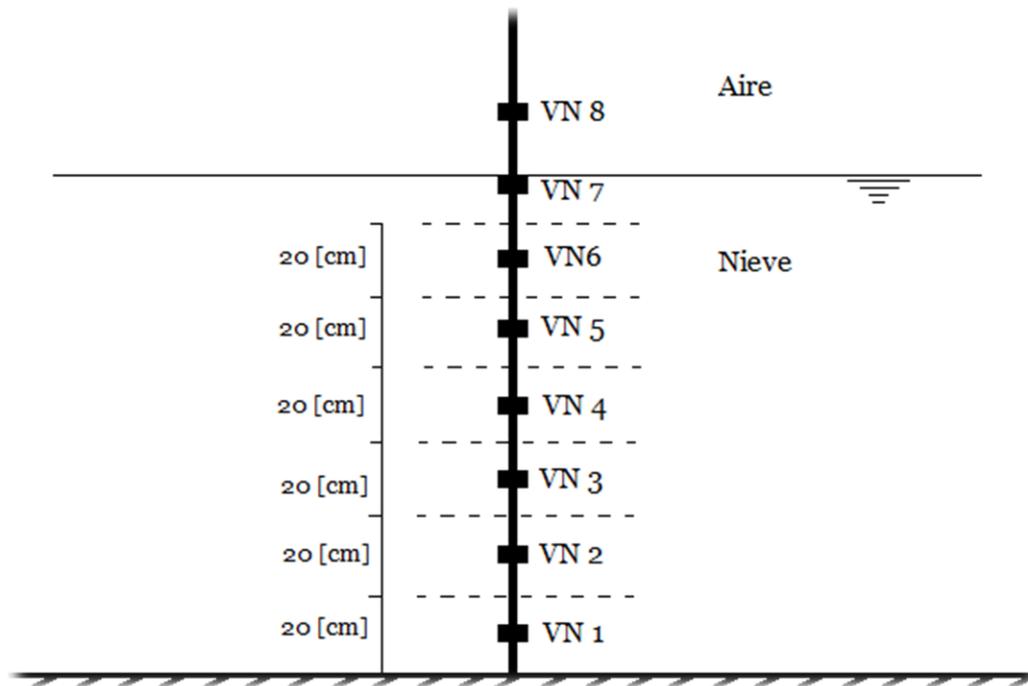


Figura 3.5: Distribución inicial de sensores de luz y temperatura (VN i) en profundidad. Fuente: Elaboración propia.

3.2.3 Otros Equipos de Mediciones

Pluviómetro

Una variable importante de conocer es la precipitación en el lugar de estudio ya que permite determinar, cuando las temperaturas son bajas y las precipitaciones caen en estado sólido, la acumulación del manto de nieve, mientras que si estas ocurren en estado líquido entonces se genera un aporte de energía afectando de manera directa a la cantidad de agua líquida presente en el manto.

Para cuantificar esta forzante, se utilizó un pluviómetro marca OTT, según muestra la siguiente Tabla 3.3, y la Figura 3.6 muestra su montaje en terreno.

Tabla 3.3: Detalle de sensor de precipitaciones, Valle Nevado (2016).

Instrumento	Modelo	Variable Medida	P [min]	Unidades
Pluviómetro	Pluvio ²	Precipitación	15	[mm]



Figura 3.6: Pluviómetro instalado en estación Valle Nevado.
Fuente: Elaboración propia.

Piranómetro

La estación meteorológica de Valle Nevado cuenta con dos piranómetros instalados, uno de ellos en forma invertida, para así determinar cuál es la radiación que llega al manto y cuanta es la radiación que sale desde la nieve. Estos sensores son de marca Li-Cor (ver Figura 3.7), y el detalle de los instrumentos se muestra en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4: Detalle de los piranómetros instalados en Valle Nevado.

Instrumento	Modelo	Variable Medida	P [min]	Unidades
Piranómetro	Li 200	Radiación Solar	15	$[W/m^2]$



Figura 3.7: Piranómetros instalados en estación Valle Nevado. Fuente: Tienda Li-Cor online.

3.2.4 Calicatas

Para determinar las propiedades de la nieve en profundidad, fueron realizadas cuatro calicatas en el sector de estudio en donde se midieron la temperatura y la densidad, pudiendo así obtener los perfiles verticales de la nieve de cada variable para Valle Nevado. Los perfiles verticales de densidad y temperatura se muestran en la Figura 3.8 y Figura 3.9 respectivamente, en donde se observa que a medida que avanza el invierno, el manto se va haciendo más denso producto de los procesos de metamorfosis. Al mismo tiempo, la temperatura se va elevando, acercándose a los cero grados, para así comenzar con el período de ablación de la nieve.

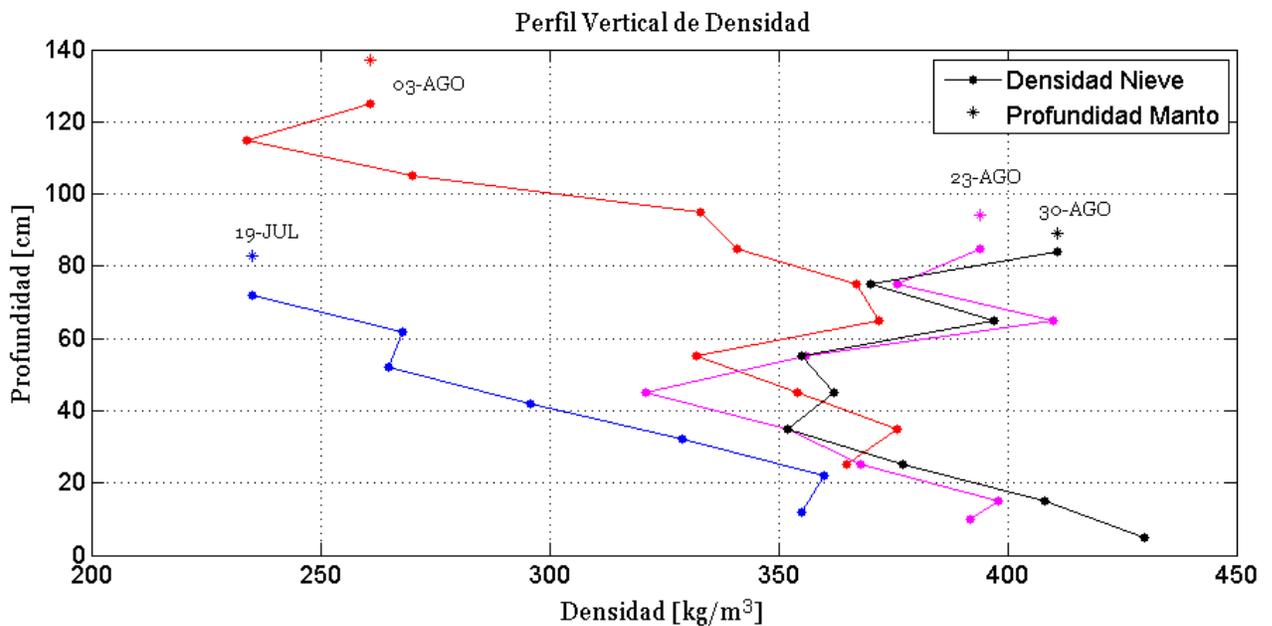


Figura 3.8: Perfil vertical de densidad en Valle Nevado (alt. 3038 msnm). Región Metropolitana, Chile, 2016.

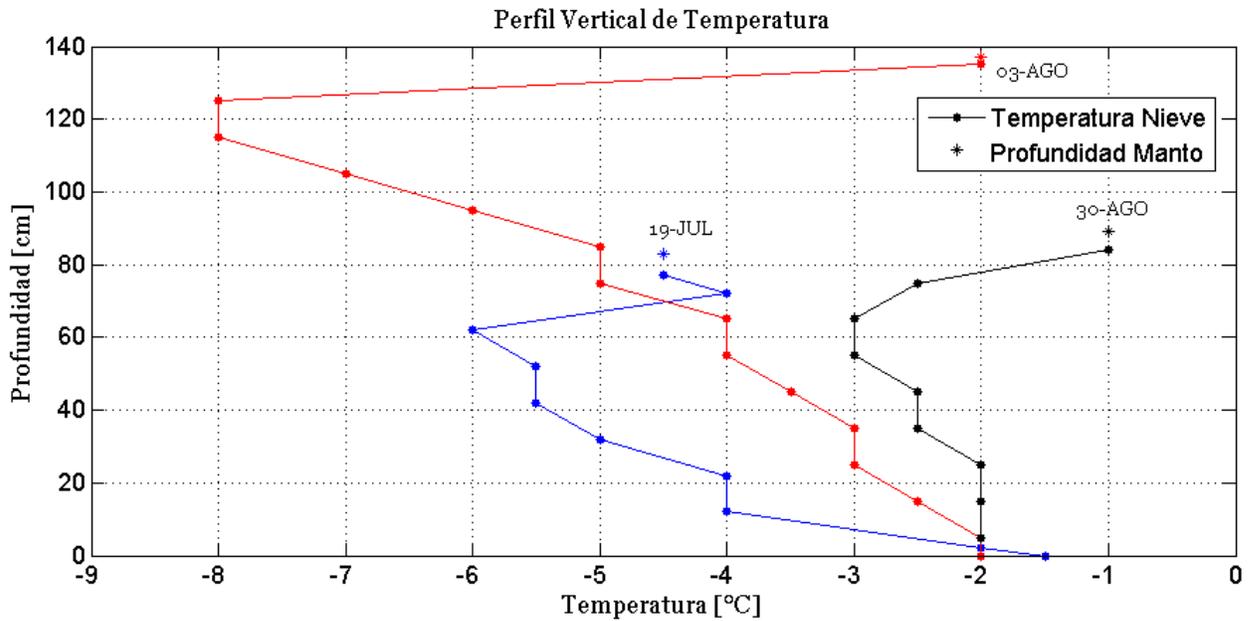


Figura 3.9: Perfil vertical de temperatura en Valle Nevado (alt. 3038 msnm). Región Metropolitana, Chile, 2016.

3.3 DENSIDAD DE LA NIEVE

La densidad de la nieve es un parámetro esencial cuando se busca realizar una descripción del manto ya que permite comprender de manera directa la dinámica de la nieve. Para esto, que se realizaron calicatas durante el período de invierno en Valle Nevado para así tener información referente a la densidad del manto nival. Esta información fue graficada y se realizó el ajuste de una curva logarítmica como se muestra en la Figura 3.10.

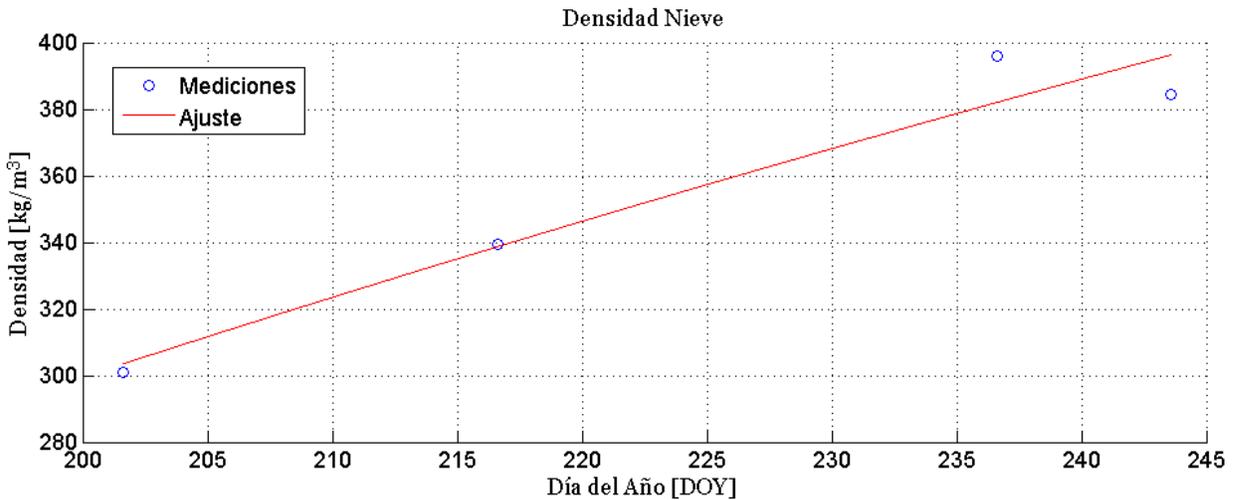


Figura 3.10: Densidad promedio de la nieve medida en calicatas y ajuste.

En la Figura 3.10 se observa que el ajuste se aproxima muy bien a las mediciones realizadas en cada calicata, respondiendo a la ecuación

$$\rho_s = 490.78 \cdot \ln(t) - 2300.8 \quad (3.1)$$

donde ρ_s [kg/m^3] es la densidad de la nieve y t [d] es el tiempo medido en días (o fracciones de éste). El coeficiente de determinación del ajuste anterior toma un valor de $R^2 = 0.94$ por lo que se da a entender que la ecuación (3.1) corresponde a un buen modelo de la densidad promedio de la nieve para la temporada del 2016 en Valle Nevado.

3.4 ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE LA NIEVE

Determinar el espesor del manto de nieve es de gran importancia para este estudio ya que permite saber la distancia desde la superficie a la que se encuentran los sensores de luz y temperatura, información que es necesaria para calcular el valor del coeficiente de extinción de la luz. Además, permite obtener cuál es la temperatura dentro de la nieve, variable que es necesaria para determinar las variaciones de energía interna.

Para realizar la estimación del espesor del manto de nieve en cada intervalo se utiliza el algoritmo de cálculo puntual de acumulación y derretimiento que se muestra en la Figura 3.11, en donde se realiza una actualización a los valores intervalo a intervalo para cada uno de los términos involucrados. Para esto, es necesario conocer cada uno de los términos que interactúan en el proceso de acumulación y derretimiento de la nieve, qué es lo que representan y cuáles son las condiciones que deben cumplir.

En primer lugar, se debe tener en cuenta que los eventos de precipitaciones afectarán al manto de diferentes maneras dependiendo de si estas ocurren en forma sólida, aportando de manera directa a la acumulación de nieve, o líquida, lo que podría acabar en escurrimiento o recongelarse y generar un aumento en la densidad del manto y también en su temperatura. La temperatura crítica del aire es el término usado para determinar si precipitará en estado líquido o sólido, y una manera de determinarla es mediante la humedad relativa del aire. Dado que los cristales de nieve al caer en la atmósfera son enfriados por efecto de la sublimación en condiciones de humedad seca, estos pueden mantenerse en estado sólido aun cuando la temperatura del aire es algo mayor a la temperatura de congelamiento. La Figura 3.12 muestra la relación que existe entre la temperatura crítica y la humedad relativa del aire (DeWalle & Rango, 2008), donde se observa que la temperatura crítica puede tomar valores entre cero y cinco grados.

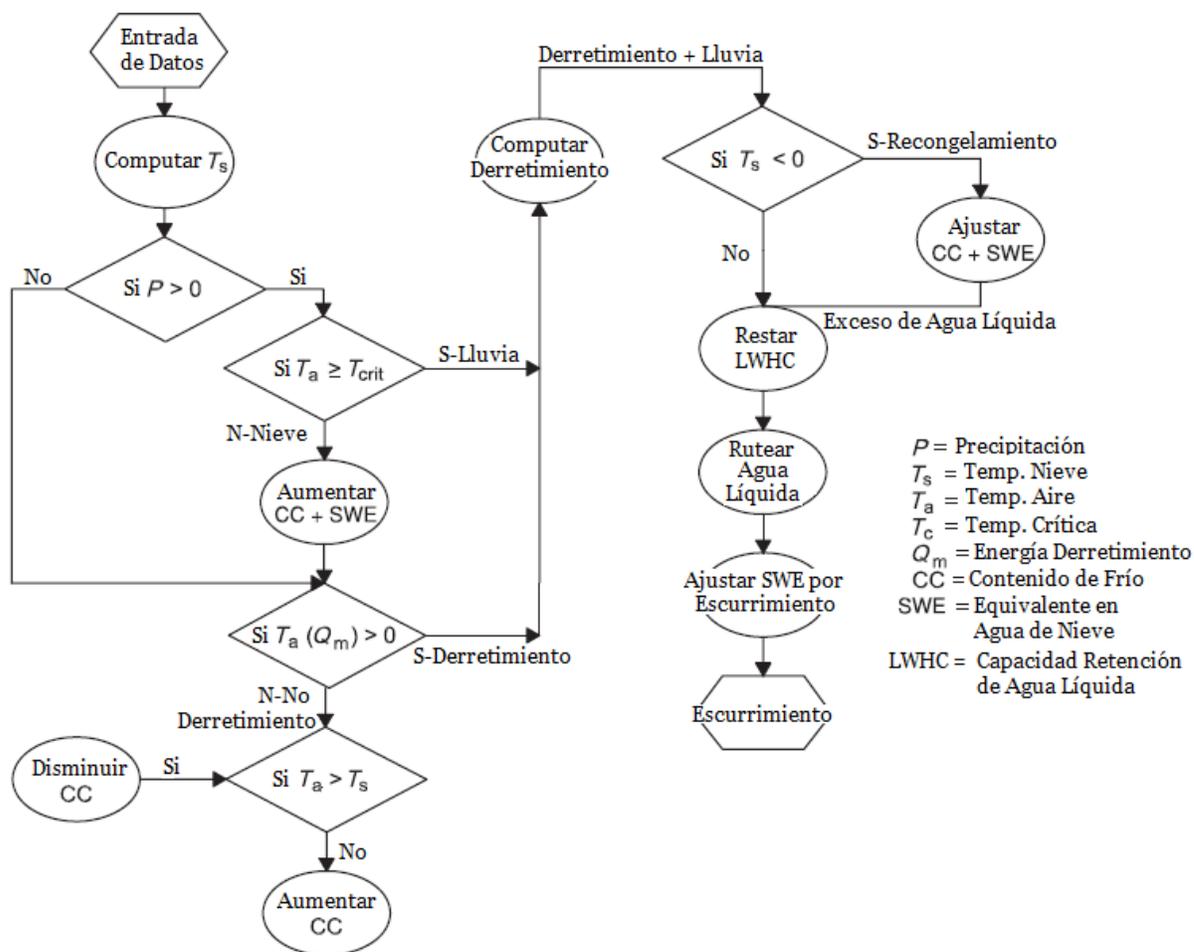


Figura 3.11: Algoritmo de modelamiento puntual de nieve. Fuente: Adaptado de (DeWalle & Rango, 2008).

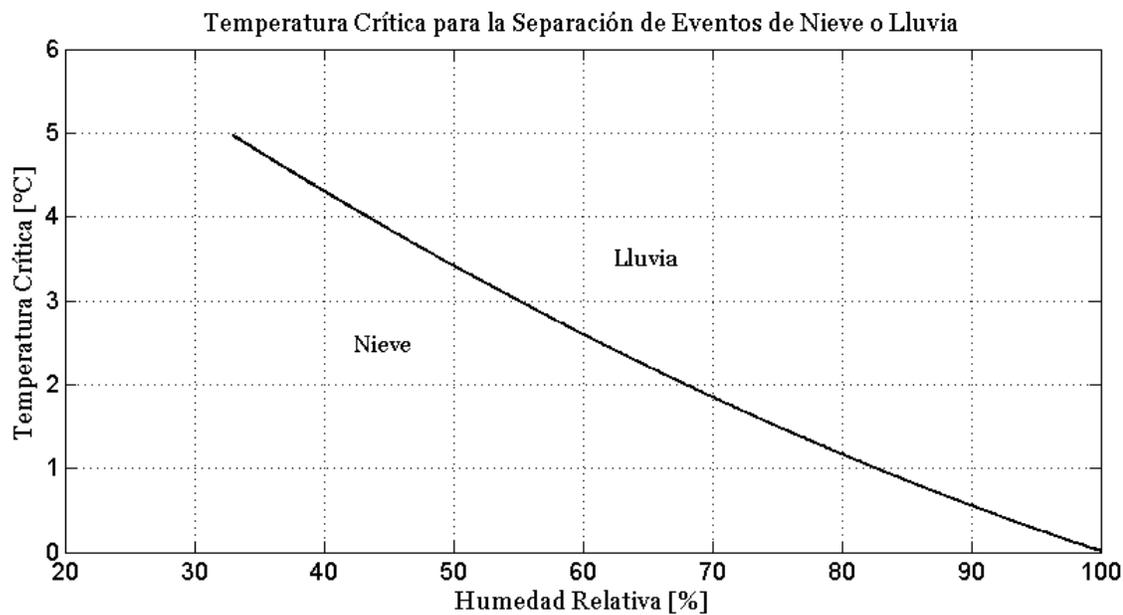


Figura 3.12: Temperatura crítica para la separación de nieve/lluvia, y su relación con la humedad relativa. Fuente: Adaptado de (DeWalle & Rango, 2008).

La relación que se muestra en la Figura 3.12 puede aproximarse mediante la siguiente función por partes

$$t_c = \begin{cases} 5 & HR < 33 \\ 3.422 \cdot 10^{-4} \cdot HR^2 - 0.1194 \cdot HR + 8.5327 & HR \geq 33 \end{cases} \quad (3.2)$$

donde t_c [$^{\circ}C$] corresponde a la temperatura crítica del aire y HR [%] es la humedad relativa del aire.

Por otro lado, las propiedades internas del manto nival varían diariamente como resultado del complejo proceso de transferencia de energía, lo que genera variaciones en la temperatura de la nieve, como se observa en las calicatas realizadas durante la temporada (ver Figura 3.9). Mediante los sensores de temperatura instalados en profundidad del manto se puede determinar la temperatura promedio de la nieve en cada intervalo de tiempo, considerando que cada uno de los sensores es representativo de una subcapa del manto como se muestra en la Figura 3.5. Luego, se realiza una suma ponderada para estimar la temperatura del manto de la siguiente manera

$$T_{snow} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i \cdot T_{snow_i}}{\sum_{i=1}^n d_i} \quad (3.3)$$

donde d_i [mm] corresponde al espesor de cada subcapa del manto y T_{snow_i} [$^{\circ}C$] es la temperatura registrada por el sensor respectivo en la capa “i”.

Asociada a la temperatura del manto se define el contenido de frío, el cual describe el grado de madurez de la nieve, y representa la cantidad de agua líquida que debiera ser congelada para incrementar la temperatura hasta los 0 [$^{\circ}C$] a lo largo de toda la profundidad, lo cual es una condición necesaria para que el agua remanente pueda escurrir. El contenido de frío se puede calcular como (DeWalle & Rango, 2008)

$$CC = \frac{\rho_s \cdot c_i \cdot d \cdot (273.16 - T_{snow})}{\rho_w \cdot L_f} \quad (3.4)$$

donde CC [m] es el contenido de frío del manto, ρ_s [kg/m^3] es la densidad de la nieve, $c_i = 2100$ [$W \cdot s/kg \cdot ^{\circ}C$] es el calor específico del hielo, d [m] es la profundidad del manto, T_{snow} [$^{\circ}C$] es la temperatura promedio del manto, $\rho_w = 1000$ [kg/m^3] es la densidad del agua líquida y L_f [J/kg] el calor latente de fusión, el cual se determina mediante la siguiente ecuación (DeWalle & Rango, 2008)

$$L_f = (-10^{-5} \cdot T_{snow}^2 + 0.0019 \cdot T_{snow} + 0.3332) \cdot 10^6, \quad -50^{\circ}C \leq T_{snow} \leq 0^{\circ}C \quad (3.5)$$

donde T_{snow} [$^{\circ}C$] es la temperatura del manto determinada con la ecuación (3.3).

La cantidad de agua líquida en cada intervalo, en donde se involucran las lluvias y la nieve derretida, debe ser comparada con el contenido de frío del manto antes de que

se produzca el escurrimiento. Si la nieve se encuentra a 0 [°C] y el contenido de frío es cero, entonces el agua se encuentra disponible para dejar el manto. Ahora, si la temperatura de la nieve es menor a 0 [°C], entonces el agua líquida debe recongelarse hasta que la temperatura del manto alcance los 0 [°C], antes de que el exceso de agua líquida pueda comenzar a escurrir.

Por su parte, el contenido de agua líquida presente en la nieve afecta a la cantidad de agua que será liberada por cada unidad de energía que ingresa al manto, es decir, cuando existe un alto contenido de agua líquida en la nieve, una unidad de energía será capaz de liberar más agua debido a la existencia previa del líquido en la nieve. Este efecto queda representado por la calidad térmica del manto, el cual se define como el cociente entre la energía requerida para derretir una masa unitaria de nieve y la energía necesaria para derretir una masa unitaria de hielo a 0 [°C] (DeWalle & Rango, 2008).

$$B = \frac{(1 - \theta_m) \cdot L_f + c_i \cdot T_{snow}}{L_f} \quad (3.6)$$

donde $B [-]$ es la calidad térmica del manto, $\theta_m [-]$ es el contenido de agua líquida definido como la masa de agua líquida por masa de nieve y $c_i = 2100 [W \cdot s/kg \cdot ^\circ C]$ es el calor específico del hielo. El valor que toma la calidad térmica se encuentra entre 0.8 para mantos de nieve maduros y 1.1 cuando la temperatura de la nieve se encuentra muy por debajo del punto de fusión.

Luego de conocer las características internas de la nieve, es importante comprender los factores que fuerzan al derretimiento de esta. Como fue mencionado en la sección 2.1.2, la energía de derretimiento es lo que finalmente indica si existe derretimiento o recongelamiento de la nieve, y su cálculo se realiza considerando que los aportes de energía producto de las precipitaciones y del intercambio con el suelo son muy pequeños (DeWalle & Rango, 2008; W. Helgason & Pomeroy, 2012). Así, la ecuación (2.12) queda reducida a

$$\rho_s c_i H \frac{\partial \bar{T}_{snow}}{\partial t} = Q_{ns}(1 - \gamma) + Q_{nl} + Q_h + Q_e - Q_m + Q_{ns}\gamma(1 - e^{-b \cdot H}) \quad (3.7)$$

y si se considera que el espesor del manto en cada intervalo de tiempo es grande (condición que será asumida para realizar los cálculos y luego comprobada), entonces se puede escribir la ecuación del balance de energía como

$$\rho_s c_i H \frac{\Delta \bar{T}_{snow}}{\Delta t} = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e - Q_m \quad (3.8)$$

De la ecuación (3.8) se puede despejar el término Q_m , asociado a la energía de derretimiento, para así realizar una estimación de cuánto disminuye el espesor del manto nival. La relación que involucra el término anterior con la tasa de derretimiento es la siguiente

$$M = \frac{Q_m}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} \quad (3.9)$$

donde M [m/s] corresponde a la tasa de derretimiento de la nieve, $\rho_w = 1000$ [kg/m³] es la densidad del agua líquida, B [-] es la calidad térmica del manto de nieve y L_f [j/kg] es el calor latente de fusión

Para estimar las variaciones de masa de la nieve, se debe relacionar las propiedades internas del manto con el derretimiento, según indica la Figura 3.11. Para esto, es importante incorporar el efecto del contenido de agua líquida (LWHC por sus siglas en inglés) al modelo, en donde las variaciones de un período a otro se verán incrementadas por las nevadas y disminuidas por el agua líquida presente en la nieve. Así, el LWHC se determina según la siguiente relación (DeWalle & Rango, 2008)

$$LWHC_i = LWHC_{i-1} + \theta_m \cdot (\Delta P - P_r) - \Delta(M + P_r) \quad (3.10)$$

donde $LWHC_{i-1}$ [mm] es la capacidad de almacenamiento de agua líquida del período anterior, ΔP [mm] es el evento de precipitación del intervalo, M [mm] y P_r [mm] son el derretimiento y las precipitaciones líquidas, respectivamente, y θ_m [-] corresponde al porcentaje máximo de almacenamiento, el cual toma un valor $\theta_m = 0.03$ para mantos en proceso de derretimiento según DeWalle & Rango, (2008), valor que será considerado para efectos de esta memoria dado que el período de estudio cumple con las condiciones.

Luego se debe actualizar el valor del SWE en cada intervalo de tiempo, lo que se logra mediante la siguiente ecuación (DeWalle & Rango, 2008)

$$SWE_i = SWE_{i-1} + \Delta P + \Delta LWHC - \Delta(M + P_r) \quad (3.11)$$

donde SWE_{i-1} [mm] es el equivalente en agua de nieve del período “i – 1”, $\Delta LWHC$ [mm] es el cambio del almacenamiento de agua líquida del manto y M [mm] y P_r [mm] son el derretimiento y las precipitaciones líquidas que dejan el manto.

Finalmente, para obtener la profundidad del manto en cada intervalo se usa la ecuación (2.1) donde el valor del SWE en cada intervalo es el determinado por la ecuación (3.11), la densidad del agua es dato y la densidad de la nieve un parámetro que va variando en el tiempo, la cual se determina mediante la información de las calicatas hechas en la zona de estudio, considerando una densidad promedio del manto en cada medición, según lo explicado en la sección 3.3.

Adicionalmente al modelo de derretimiento anterior, se cuenta con información referente a la profundidad del manto nival obtenida de los sensores de luz instalados en profundidad. A medida que el manto se va derritiendo, los sensores comienzan a quedar descubiertos partiendo, claramente, por el n°7, luego el n°6 y así sucesivamente (ver Figura 3.5). Para determinar el instante en que un sensor queda al descubierto, se

consideró que el flujo luminoso que captaba debía ser igual al de aquellos sensores que se encuentran instalados más arriba (o muy parecido, pudiendo existir pequeños errores de medición) es decir, $F_{i-1} \approx F_i$, donde F corresponde al flujo luminoso incidente a los sensores.

Con lo anterior, se logra determinar la fecha y hora en que cada sensor queda fuera de la nieve, lo cual entrega directamente la profundidad del manto en dicho instante, ya que se conoce la distancia de cada sensor al extremo inferior (ver Figura 3.5). Es importante mencionar que los sensores que quedan al descubierto comenzarán a registrar la temperatura del aire, lo que puede usarse como un método de verificación ya que esta temperatura podría superar los 0 [°C].

Así, en la Figura 3.13 (A) se muestra la cantidad de agua líquida equivalente del manto, mientras que en la Figura 3.13 (B) se muestra la profundidad de éste durante la campaña de muestreo. En la Figura 3.13 (A) se observa que durante los primeros días casi no existe derretimiento, observándose incluso algo de acumulación producto de las precipitaciones ocurridas. El segundo período, comprendido entre los días 255 y 279, corresponde claramente a uno de derretimiento en donde los nuevos aportes al manto son mínimos, mientras que las pérdidas de agua producto del derretimiento y su posterior escurrimiento son claras.

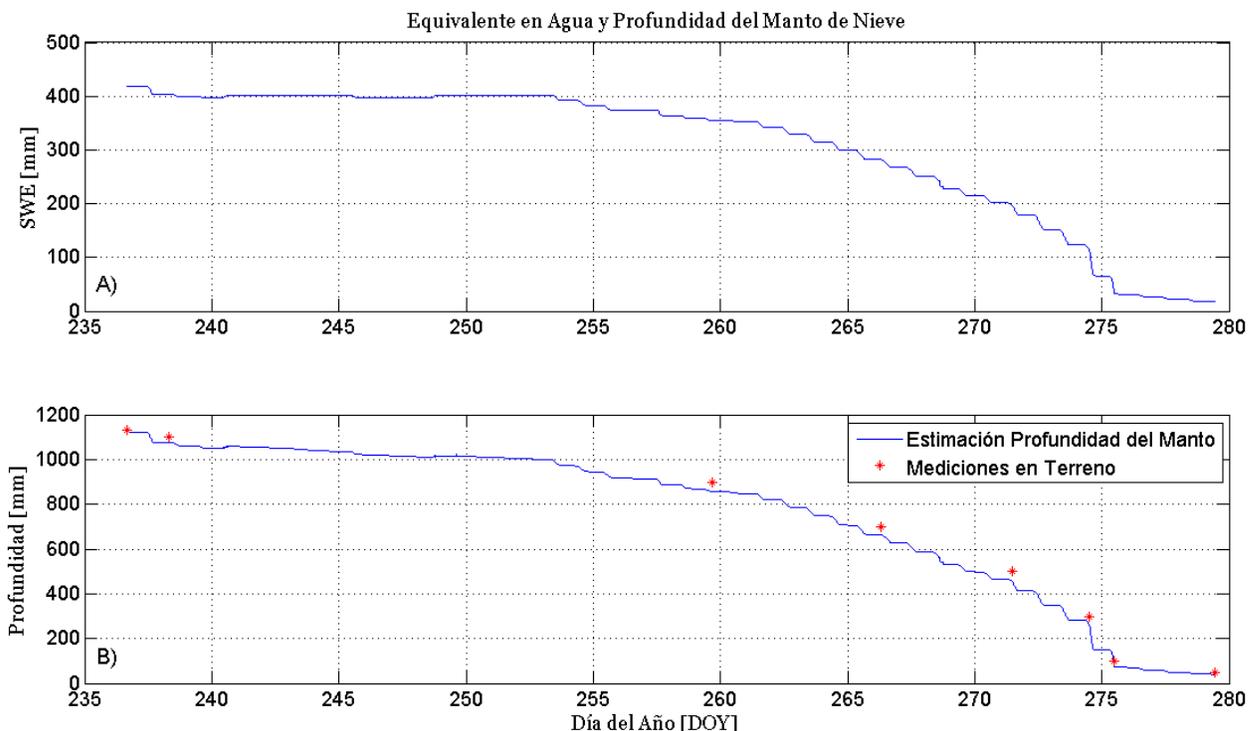


Figura 3.13: Serie de tiempo del valor del SWE durante el período de muestreo (A) y serie de tiempo de la profundidad del manto durante la campaña (B). La línea azul corresponde a la estimación, y los puntos rojos son mediciones en terreno.

En la Figura 3.13 (B) se observa que durante los primeros 15 días las variaciones en el espesor del manto fueron muy bajas, con una tasa de disminución promedio de 6.4 [mm/d] debida principalmente al proceso de derretimiento y recongelamiento de la nieve, entre los días 251 y 261 la tasa media fue de 14,4 [mm/d] siendo más del doble que la tasa anterior, y del día 261 en adelante la tasa aumenta drásticamente siendo de unos 47 [mm/d] en promedio, lo que corresponde a un momento que el manto de nieve ya se encuentra en su última etapa. La información anterior fue comparada con la información medida por los sensores de luz y temperatura instalados en profundidad del manto, por lo que se conoce la profundidad que tenía la nieve en ciertos momentos de la campaña de muestreo (cuando cada uno de los sensores quedaba al descubierto), haciendo posible tener un punto de comparación y ajuste.

Por otro lado, la Figura 3.14 y Figura 3.15 muestran las series de tiempo de la temperatura interna de la nieve determinada según la ecuación (3.3) y del contenido de frío determinado mediante la ecuación (3.4) respectivamente. Lo primero que destaca es la similitud en la forma de ambas figuras lo que se debe a la dependencia del contenido de frío con la temperatura de la nieve. También, comparando con la Figura 3.13 (A) se observa que las pérdidas de agua del manto están relacionadas directamente con temperaturas del manto igual a 0 [°C] mientras que si esta condición no se cumple entonces no existirá derretimiento.

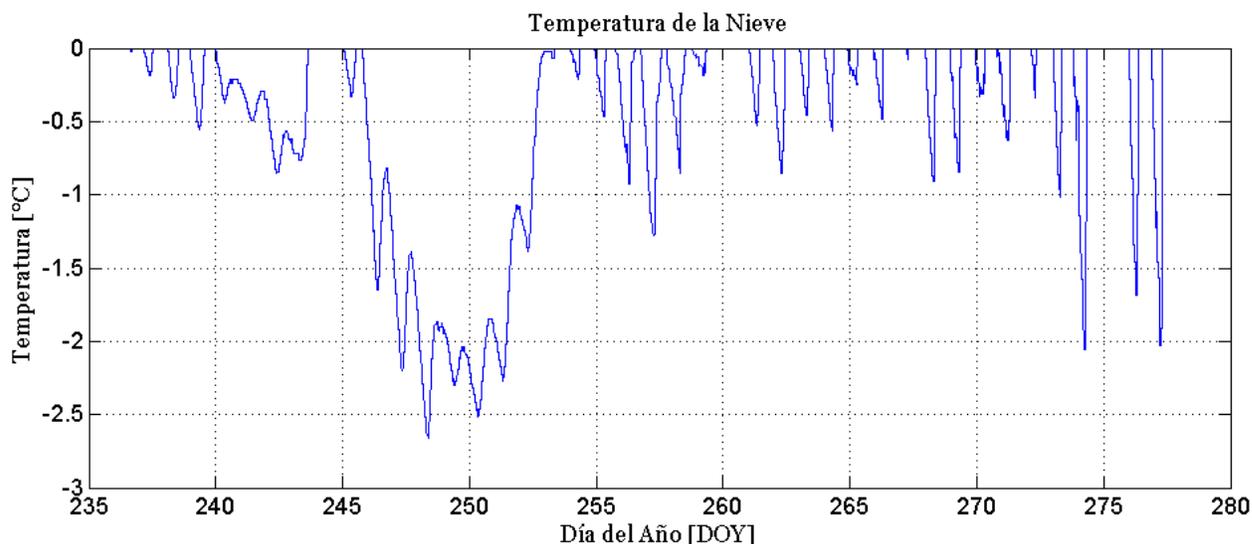


Figura 3.14: Serie de tiempo de la temperatura interna del manto nival.

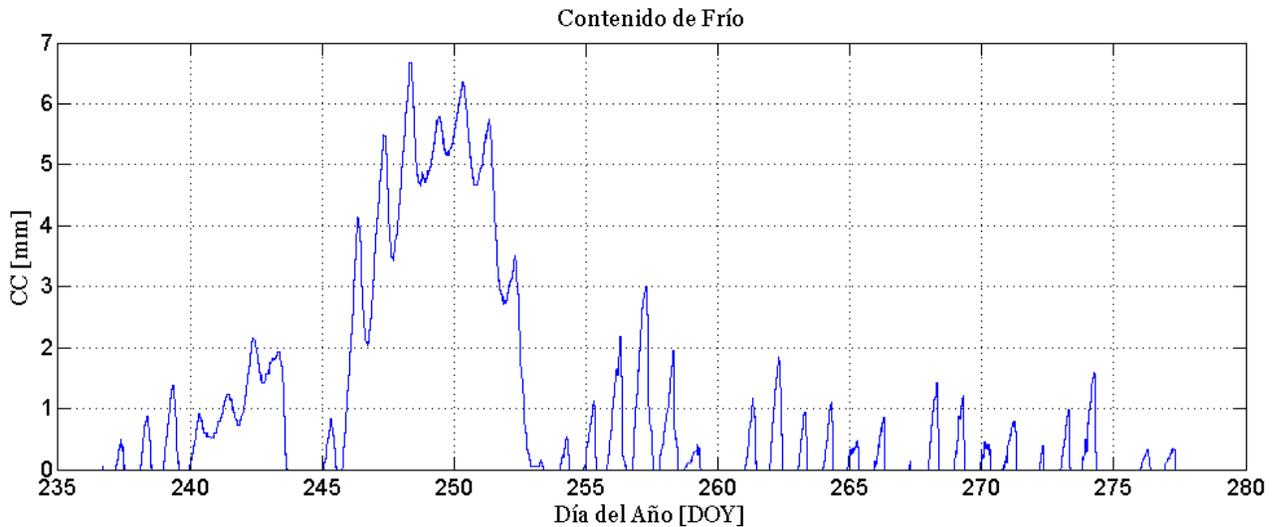


Figura 3.15: Serie de tiempo del contenido de frío del manto de nieve.

3.5 DETERMINACION DEL ALBEDO

Para la determinación del albedo de la nieve, se utiliza la información de los piranómetros instalados en Valle Nevado (ver sección 3.2.3), los cuales registran la radiación solar incidente y reflejada, para luego relacionarlos con la siguiente ecuación (DeWalle & Rango, 2008)

$$\alpha [-] = \frac{Q_{s\uparrow}}{Q_{s\downarrow}} \quad (3.12)$$

donde $Q_{s\uparrow} [W/m^2]$ es la radiación de onda corta reflejada, $Q_{s\downarrow} [W/m^2]$ es la radiación de onda corta incidente y $\alpha [-]$ el albedo.

La metodología anterior tiene una restricción, y es que el valor del albedo resulta una muy buena aproximación sólo cuando la elevación del sol es máxima, es decir, alrededor de las 12:30 del día por lo que, para efectos de esta memoria, se considerará información a nivel diario del albedo. Para determinar el momento exacto de cada día en que la elevación del sol es máxima, se utiliza la información de “Sun Earth Tools”², la cual entrega valores de la elevación en cada instante (cada 15 minutos), con lo cual se puede determinar los valores de $Q_{s\uparrow}$ y $Q_{s\downarrow}$ que entregan la información más certera.

En la Figura 3.16 se observan principalmente dos períodos. Los primeros 25 días se caracterizan por un albedo relativamente alto, en donde los valores que toma son mayores a 0.55 y llegan hasta casi 0.9, valor que corresponde a nieve fresca, y los días

² La información referente a la posición del sol en Valle Nevado fue obtenida de http://www.sunearthtools.com/dp/tools/pos_sun.php?lang=es

siguientes en donde se aprecia un fuerte decaimiento del albedo, el cual se relaciona con el período de derretimiento intenso del manto como se observa en la Figura 3.13 (B). Luego del día 272 se observa que el valor del albedo se va estancando en torno a 0.2, valor que se toma para la tierra, lo cual coincide con que el día en que se desmontó la estación meteorológica móvil ya no había nieve en el lugar.

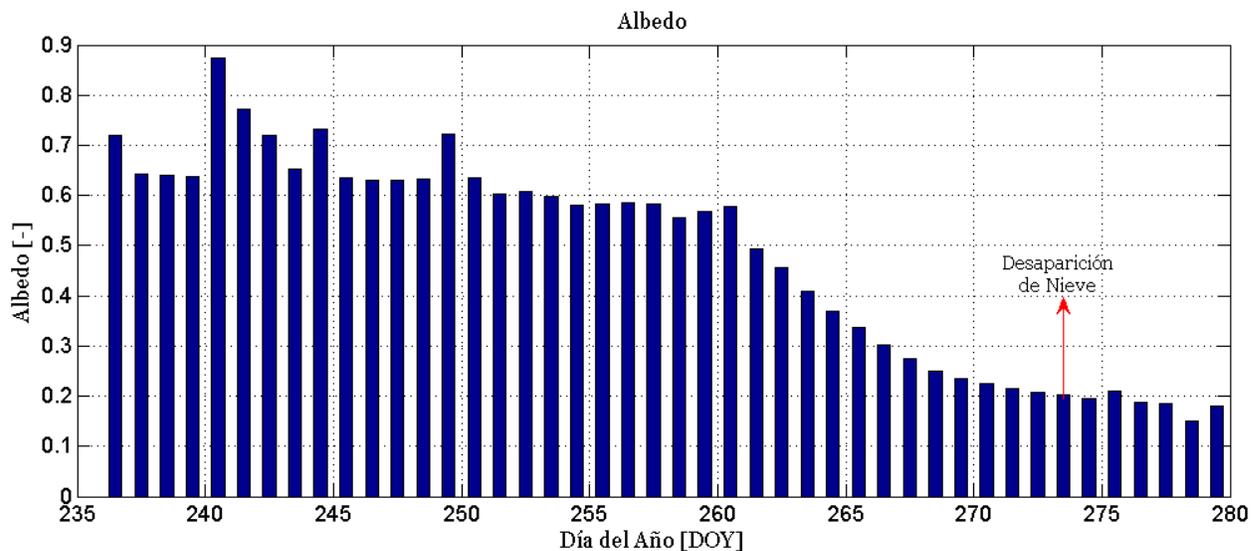


Figura 3.16: Serie de tiempo del albedo de la nieve, determinado mediante la información de los piranómetros.

4 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Este capítulo hace referencia al análisis de la información medida en terreno y también de los resultados obtenidos de las secciones anteriores. En primer lugar, se hacen relaciones entre el período de estudio con las mediciones meteorológicas para así comprender qué es lo que ocurre con la nieve durante el momento de la toma de datos, intentando explicar la dinámica del manto. Después, se estudian los flujos principales y secundarios, es decir, los radiativos y turbulentos de calor respectivamente, relacionando sus valores con la meteorología para así determinar de manera cualitativa los eventos observados en las series de tiempo de los flujos. Luego, se realiza un análisis similar entre la meteorología y las variaciones de energía interna de la nieve, para así comprender de mejor manera los valores obtenidos y comentar respecto a lo esperado. Finalmente, se despeja el valor de la energía de derretimiento de la nieve y se compara con la información meteorológica y de los otros flujos con el fin de analizar la existencia de algún patrón. Este flujo de energía es finalmente utilizado para determinar las tasas de derretimiento y con ello, comprender cómo serán las variaciones que se producen en la profundidad de la nieve. Además, se realiza la calibración de los parámetros de los modelos de derretimiento con el fin de obtener una forma de estimación a partir de información escasa, la cual es luego comparada con los valores determinados por el balance de energía.

4.1 MEDICIONES DE TERRENO

En la Figura 4.1 y Figura 4.2 se muestran las series de tiempo de las variables medidas con la estación meteorológica durante la campaña de mediciones. Primero que todo, las condiciones meteorológicas en Valle Nevado muestran concordancia con el período de estudio, el cual comprende desde las últimas semanas de invierno en donde las temperaturas aún son bajas (ver Figura 4.1 (A)) pudiendo existir las últimas nevadas, hasta las primeras semanas de primavera en donde las temperaturas comienzan a aumentar al igual que las radiaciones (ver Figura 4.2 (C)), y las precipitaciones que existan tenderán a ser en forma líquida debido al aumento en la temperatura, mencionado anteriormente. Las humedades relativas (ver Figura 4.1 (B)) también tienden a ser más altas hacia el principio del período de mediciones, indicando una mayor cantidad de agua en la atmósfera lo que generalmente se relaciona con mayores tasas de precipitaciones.

En cuanto a la velocidad del viento (ver Figura 4.1 (C)), se observa un comportamiento muy variable sin identificar patrón claro. Las velocidades oscilan a lo largo del día pudiendo encontrar valores altos y bajos tanto en el día como en la noche. Por lo general se observan velocidades bajas, moviéndose en un rango de 0 a 4 [m/s],

escapándose en algunos momentos de dicho rango. Por su parte, la presión (ver Figura 4.2 (A)) muestra una estrecha relación con la temperatura del aire, disminuyendo cuando la temperatura disminuye y viceversa, ya que el aire más frío a una misma altitud es un aire más denso y por lo mismo, la presión que ejerce la columna de aire es mayor.

También es importante observar la serie de tiempo de las precipitaciones con el fin de saber si aún existen aportes al manto (acumulación) o si ya se está en período de derretimiento, y las consecuencias que ello trae a la dinámica de la nieve. La Figura 4.3 muestra la distribución de precipitaciones durante el período de toma de datos. Lo primero que resalta de la Figura 4.3 es la baja precipitación acumulada, la cual no alcanza a ser de 12 [mm], siendo concordante con la época de mediciones, como se mencionó anteriormente. La información anterior resulta muy útil cuando se contrasta con la temperatura del aire, y en estricto rigor también con la humedad relativa, pudiendo así definir la temperatura crítica según lo explicado en la sección 3.4, la cual permite determinar si la precipitación cae en forma líquida o sólida.

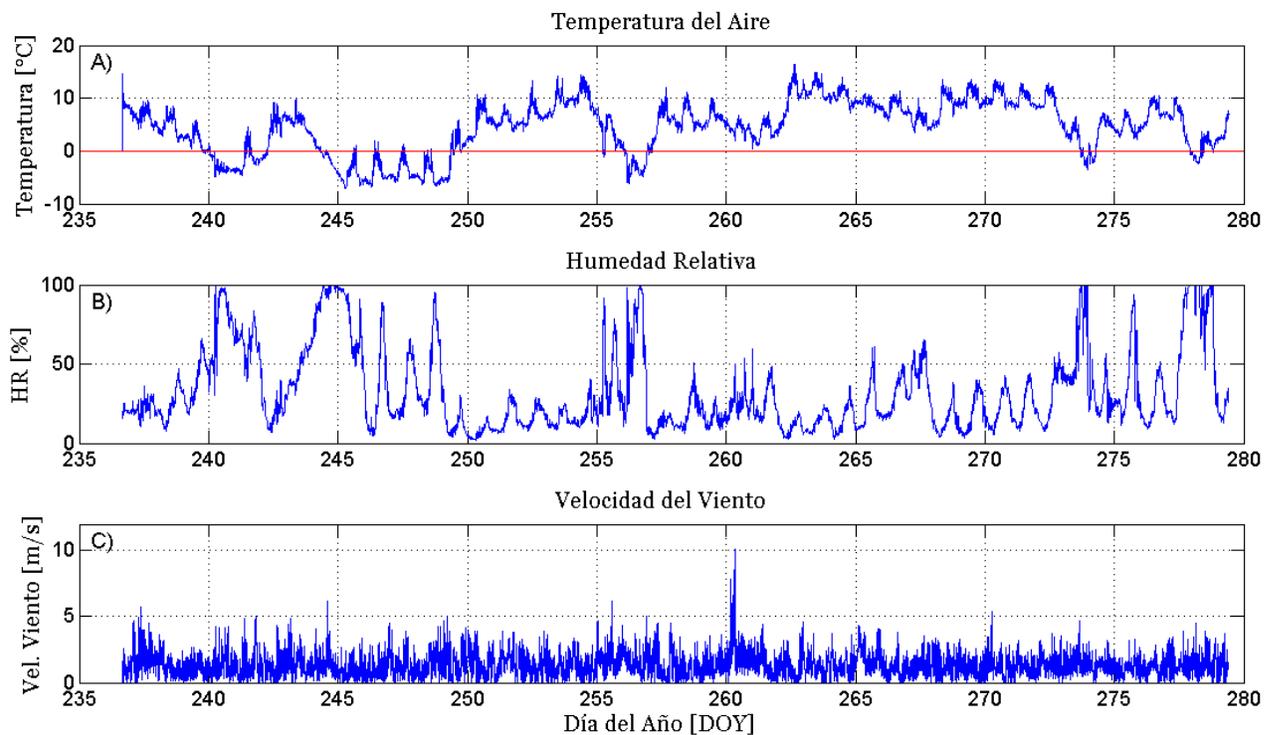


Figura 4.1: Series de tiempo de las variables medidas en campaña. En (A) se muestra la temperatura medida a 1.8 [m] sobre el suelo; en (B) la humedad relativa a 2.12 [m]; en (C) el viento medido por el anemómetro a 2.65 [m].

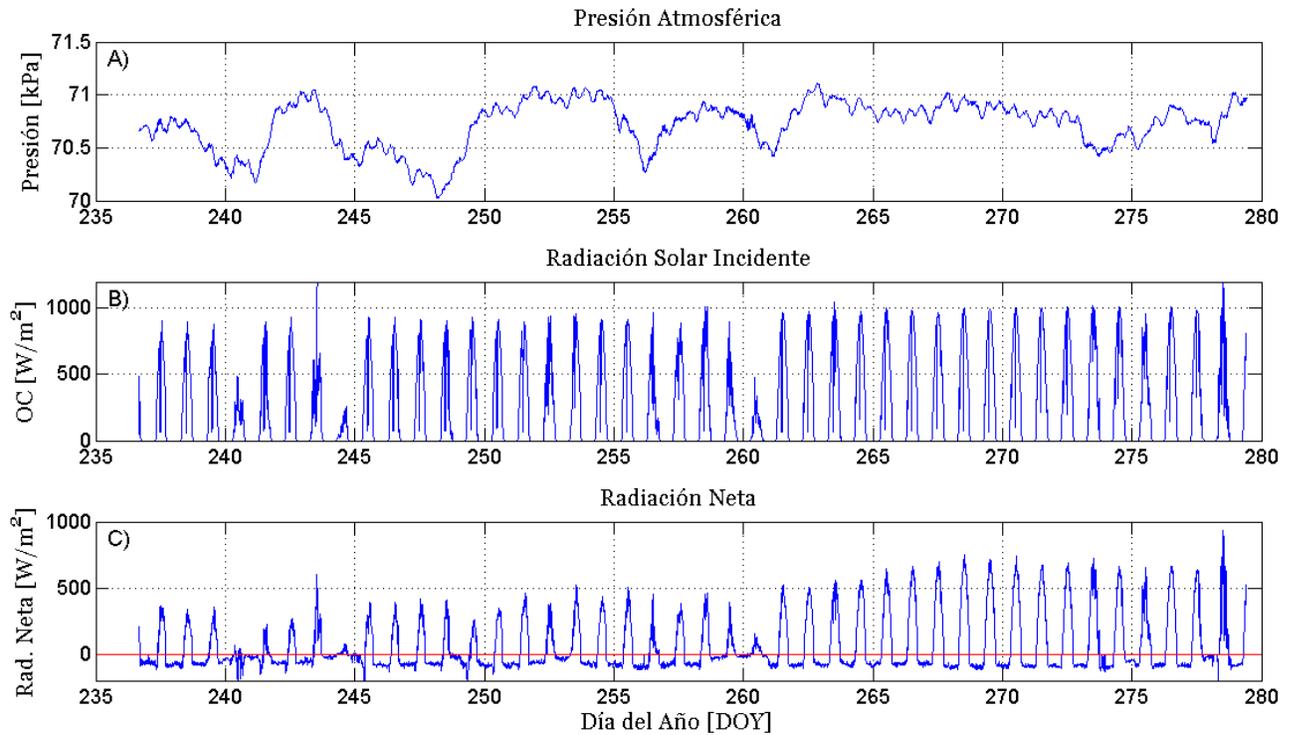


Figura 4.2: Series de tiempo de las variables medidas en campaña. En (A) se muestra la presión atmosférica a 1.25 [m] sobre el suelo; en (B) la radiación solar incidente a 1.10 [m]; en (C) la radiación neta a 1.01 [m].

De las Figura 4.1 (B) y Figura 4.3 se observa una estrecha relación entre la humedad relativa y las precipitaciones, notando que los días 241, 245, 249, 256 y 258 la humedad relativa sube por sobre el 95 %, alcanzando el punto de saturación. Además de lo anterior, en los días 274, 276 y 278 se observan humedades relativas extremadamente altas sin existir precipitación que explique el suceso. Lo anterior podría deberse a la gran disminución que se produce en la temperatura, como se muestra en la Figura 4.1 (A), lo que provocaría que la presión de saturación disminuya según la ecuación (2.5) hasta quedar muy parecida con la presión de vapor del aire, haciendo que la humedad relativa aumente hasta quedar cerca del 100 [%].

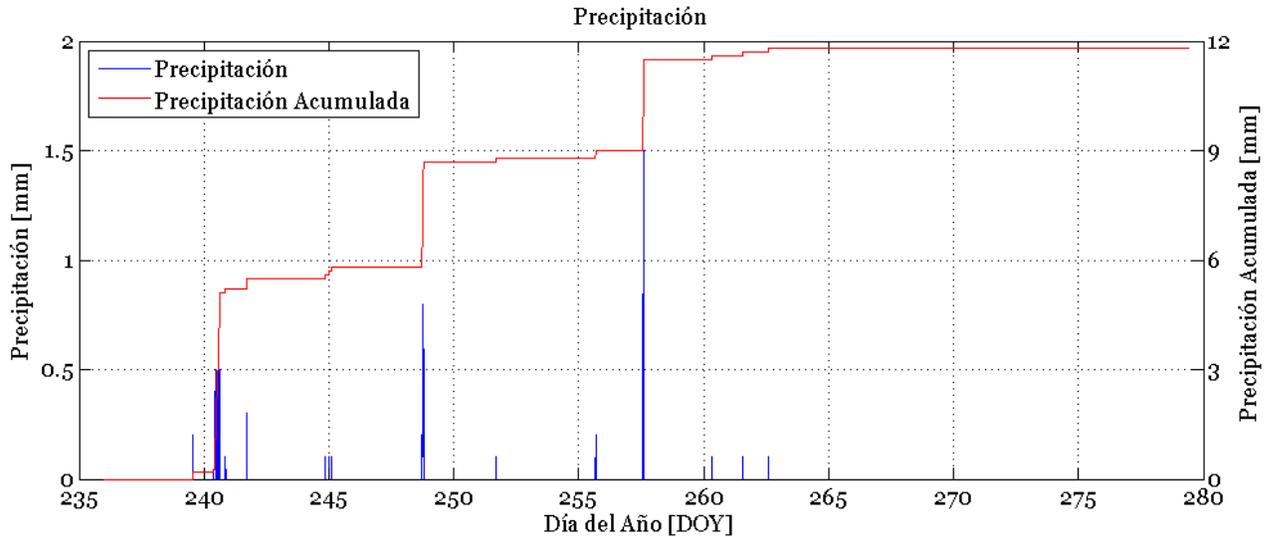


Figura 4.3: Serie de tiempo de precipitaciones durante la campaña de muestreo.

De la Figura 4.1 (A) y Figura 4.3 se observa que las precipitaciones de los días 241, 245, 249 y 257 ocurrieron en días cuyas temperaturas del aire fueron bajo cero por lo que se deduce de manera directa que éstas cayeron en forma de nieve y/o granizo, mientras que las precipitaciones de los días posteriores, al existir temperaturas del orden de los 5 [°C] probablemente cayeran en estado líquido. Si se toma en consideración la temperatura crítica, en el caso de las primeras precipitaciones se necesitarían temperaturas bajo los 0 [°C] para que caigan de manera sólida, dado que las humedades relativas son cercanas al 100%, mientras que para los días siguientes (261 y 262) las precipitaciones son tan bajas que probablemente el efecto no se alcance a percibir.

Comparando el albedo de la Figura 3.16 con las precipitaciones de la Figura 4.3, se observa que los peaks (días 241, 245, 249) coinciden con días de nevadas, lo que genera una capa superficial de nieve fresca y con ello un aumento en el albedo. Además, las temperaturas de los primeros 25 días fueron más bien bajas, -6.63 [°C] en promedio (ver Figura 4.1 (A)), lo que se ve reflejado en que las disminuciones del albedo producto del derretimiento fueron muy pequeñas, pudiéndose atribuir a las pequeñas tasas de derretimiento que existen en invierno y mayores tasas de recongelamiento en la nieve. Luego del día 261, cuando se comienza a observar el gran decaimiento del albedo, coincide con que las temperaturas del aire fueron altas (mayores a los 0 [°C]) alcanzando valores de hasta 12 [°C], lo cual afecta fuertemente al derretimiento de la nieve y con ello a la disminución del albedo. Además, las precipitaciones ocurridas en aquellos días fueron en estado líquido y por lo mismo no se aprecia un incremento o peak en la curva del albedo.

4.2 FLUJOS RADIATIVOS

Luego de comprender qué es lo que ocurre con las variables meteorológicas y de tener una idea del comportamiento de la nieve durante la temporada de mediciones, ya se está en condiciones de analizar de mejor manera los flujos radiativos, entendiendo cuales son los procesos por los que está pasando el manto y de qué manera podría influir esto en las mediciones de la radiación.

En la Figura 4.2 (C) se muestra la serie de tiempo de la radiación neta y nuevamente se identifican dos períodos, los primeros 25 días en los cuales los valores de radiación neta son en torno a los $400 [W/m^2]$, observando una tendencia al aumento en la radiación, e identificando 4 días que se alejan de la tendencia de la serie; los días 241, 245 y 261 en los cuales se registraron radiaciones bajas producto de la de nubes (información que queda respaldada con la Figura 4.3, ya que en aquellos días hubo precipitaciones), y el día 244 en el cual las mediciones fueron más altas, valores que fueron registrados en el instante en que el sol se encontraba en su punto más alto y posiblemente con ausencia de nubes. El segundo período es el comprendido entre el día 262 y el 279, en donde se observa un aumento de la radiación neta llegando a registrar valores del orden de los $600 [W/m^2]$, y se observa que el día 279 corresponde a un caso en que los valores de radiación neta son mayores a los del resto del período, lo que ocurre cuando el sol se encuentra en su punto más alto, y probablemente en ausencia de nubes. La separación de ambos períodos se puede contrastar muy bien con la información referente al albedo de la nieve (ver Figura 3.16), asociando las radiaciones netas más bajas a que el albedo en esos momentos presentaba valores sobre los 0.55 y por lo tanto una mayor cantidad de radiación solar era reflejada, mientras que en el segundo período el albedo sufría un gran decaimiento provocando que la cantidad de radiación de onda corta reflejada se viera disminuida considerablemente.

4.3 FLUJOS TURBULENTOS DE CALOR

En primer lugar, es importante notar en la Figura 4.4 que el viento predominante es de orientación Este (E) y también que, en la mayoría de los casos, los vientos se aproximan con una dirección entre los 0° (Norte) y un poco más de 90° (Este). Esta información es muy importante ya que la posición del *Írgason* quedó entre los soportes que apuntaban hacia los 350° y 110° por lo que los equipos de la estación móvil y los soportes interfirieron lo menos posible con los flujos de viento, según fue comentado en la sección 2.4.

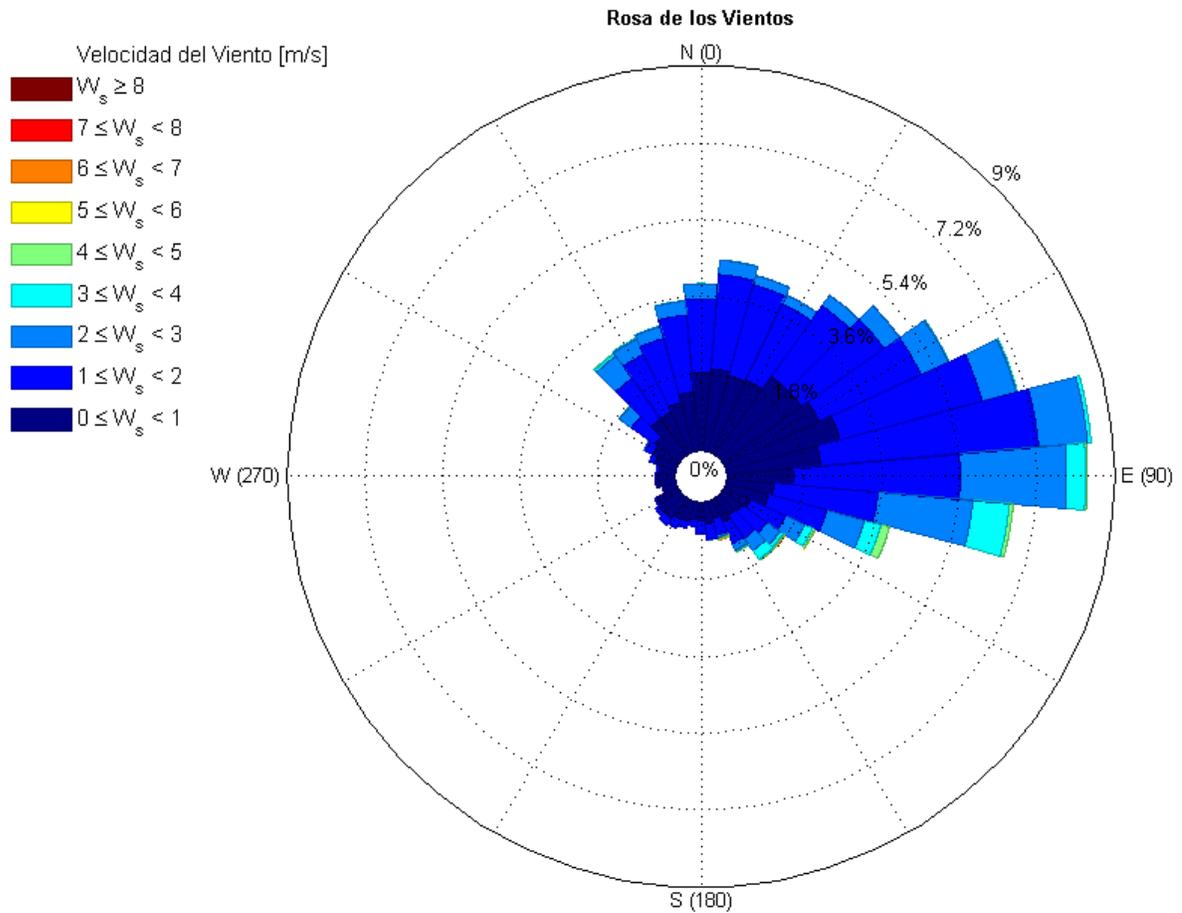


Figura 4.4: Rosa de los vientos, indicando magnitud y dirección principal de los vientos medidos durante la campaña de muestreo.

4.3.1 Calor Sensible

En la Figura 4.5 se observa que la magnitud de los valores es significativamente menor al de los flujos radiativos, en torno a un orden de magnitud más pequeños, y también que el calor sensible no responde a un patrón claro como ocurre con la radiación neta. Aun así, se observa que dicho flujo presenta un ciclo diario con una gran variabilidad en los valores, dado que este se encuentra controlado por el viento, en conjunto con otras forzantes como fue mencionado en la sección 2.4. Es así que se hace interesante estudiar estos factores que afectan fuertemente a las mediciones del calor sensible, comenzando por las temperaturas del aire, mostradas en la Figura 4.1 (A).

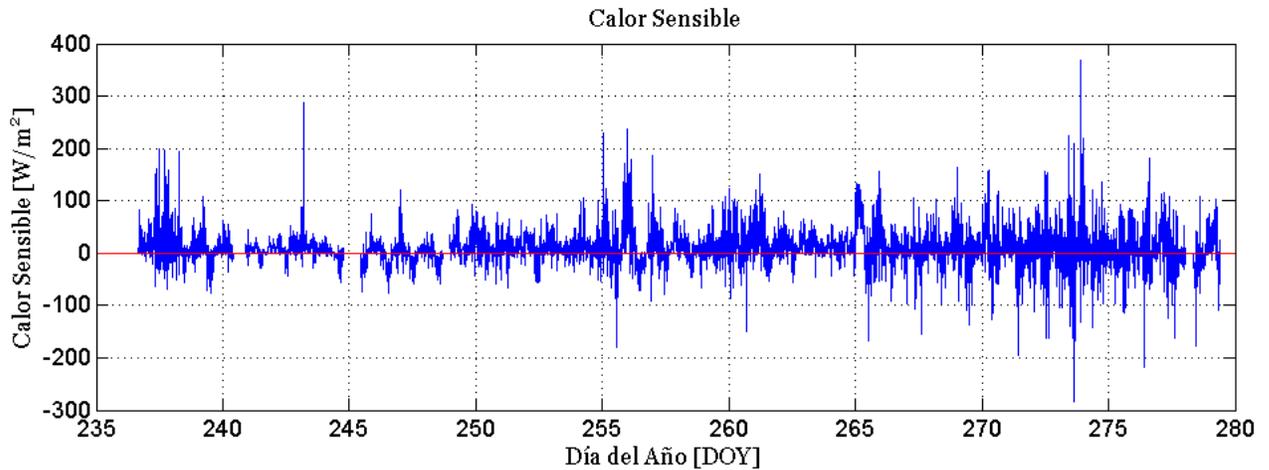


Figura 4.5: Flujo de calor sensible. Valores positivos indican transferencias de energía desde la atmósfera hacia la nieve, mientras que los valores negativos indican transferencias de energía desde la nieve hacia la atmósfera.

Durante los primeros días del registro se observan temperaturas del aire mayores a 0 [°C] lo cual indica que existe una ganancia de energía en la nieve (por definición, según lo mencionado en la sección 2.4), información que queda confirmada en las mediciones de calor sensible, a pesar de que existan, en algunos momentos, flujos en sentido contrario. Para el resto del período estudiado se observa algo similar, en donde a pesar de que sólo existan temperaturas positivas o negativas, el flujo de calor es fluctuante en donde se observa un cambio entre valores positivos y negativos.

Un análisis de la temperatura en la capa límite superficial, según lo revisado en la sección 2.4.3, ayuda a explicar de mejor manera el intercambio de calor entre el manto y la atmósfera, la cual se puede determinar considerando un perfil logarítmico en la vertical, según explica Garratt, (1992), considerando los efectos de la estabilidad de la atmósfera y rugosidad de la superficie. Lo anterior hace referencia a la sección 2.4.3 de esta memoria

De la serie de tiempo de la temperatura en la capa límite superficial (ver Figura 4.6 (B)) se observan fluctuaciones más grandes que las que se registran mediante el sensor de temperatura (ver Figura 4.1 (A)), y se debe en gran medida a las variaciones que sufre la atmósfera producto del viento. Es importante ver que la temperatura en la capa límite superficial es más fluctuante, subiendo y bajando de los 0 [°C] según un patrón diario, y se relaciona bien con la transferencia de energía entre la nieve y la atmósfera, pudiendo así explicar las variaciones que se observan en la serie de tiempo del calor sensible, intervalo a intervalo (ver Figura 4.6 (A)).

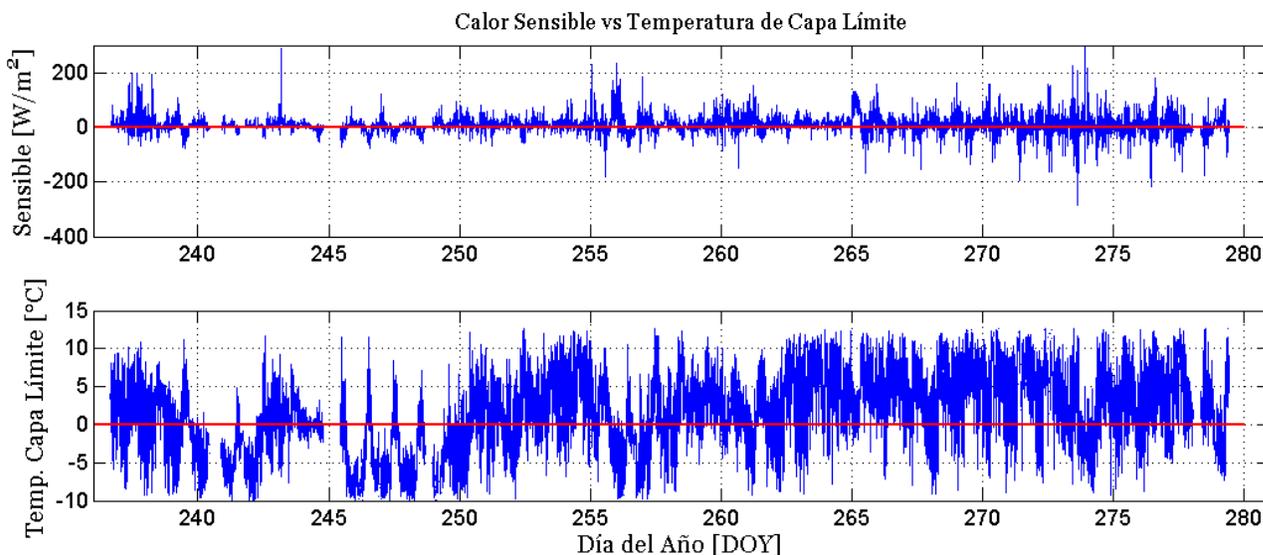


Figura 4.6: Series de tiempo de calor sensible (A), temperatura en la capa límite superficial (B).

4.3.2 Calor Latente

En cuanto al calor latente (ver Figura 4.7), ocurre algo similar al calor sensible ya que en el día 265 se observa también un cambio en la serie de tiempo, registrando valores más altos de flujo. En los días 238, 256, 259 al 262, 265 y 274 se observa que los registros varían mucho su magnitud en relación con las mediciones de los intervalos previos y posteriores, por lo que se hace interesante analizar estos sucesos.

De manera similar a lo que ocurre con el calor sensible, el calor latente presenta un ciclo diario con una alta variabilidad debido a la dependencia con el viento y otras forzantes meteorológicas, lo que produce variaciones más marcadas en los valores. Además, se observa que las magnitudes de los flujos de calor latente son menores a los flujos radiativos, pero no tanto como para que puedan ser despreciados.

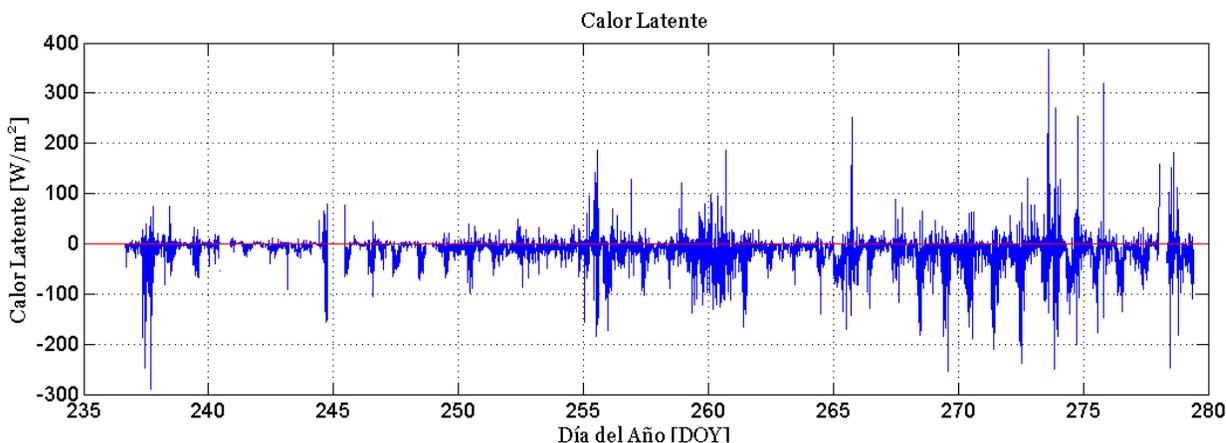


Figura 4.7: Flujo de calor latente. Valores positivos indican ganancias de energía por parte de la nieve, mientras que los valores negativos indican pérdidas.

Por otro lado es importante notar que, en su mayor parte, los flujos corresponden a pérdidas de energía del manto, ocurridos en su mayor parte durante el día, en donde la nieve utiliza esta energía para realizar el proceso respectivo de cambio de fase, sin embargo, existen algunos momentos en que el manto gana energía por la liberación de calor que se produce en el proceso de condensación, son menos los casos y, por lo general, también es menor la magnitud de los valores.

Para comprender de mejor manera los valores extremos que se observan en el período de mediciones, es importante conocer las series de tiempo de las condiciones meteorológicas, en particular la humedad relativa, temperatura del aire, presión de vapor y velocidad del viento, según lo mencionado en la sección 2.4. Así, se muestra la información anterior en la Figura 4.8 y Figura 4.9. En particular se observa una estrecha relación entre el flujo de calor latente con la humedad relativa siguiendo ambas un ciclo diario, en donde la humedad relativa tiende a disminuir en la noche lo que se ve reflejado en flujos de calor latente cercanos a cero.

- En el día 238 se observaron temperaturas en torno a los 5 [°C] y humedades relativas bajas en torno a un 20%, haciendo que la presión de vapor del aire fuera menor a la presión de vapor de saturación en la superficie de la nieve, provocando así un flujo de vapor en dirección a la atmósfera, como se observa mediante las ecuaciones (2.4) y (2.5). En cuanto a la magnitud de los valores se observa un efecto combinado entre las diferencias de presión de vapor y presión de saturación, junto con velocidades del viento que llegaron hasta los 5 [m/s] de un máximo de 7.15 [m/s], y una presión atmosférica del orden de 70.7 [kPa], correspondiendo este al valor promedio del período estudiado.
- El día 256, las condiciones meteorológicas fueron muy variables lo que explicaría la existencia de flujos desde y hacia el manto. Las temperaturas variaron entre 0 y 5 [°C] y una humedad relativa que comenzó en 90%, bajó hasta 20% y luego volvió a subir hasta llegar a un 85%, lo cual se puede explicar por los registros de precipitaciones que hubo en el día. La gran variación de humedad relativa hace que la diferencia entre presión de vapor del aire y presión de saturación alterne entre valores mayores y menores a cero, provocando el cambio de la dirección del flujo. Las magnitudes no son muy extremas, alcanzando valores en torno a los 100 [W/m²], lo que se debe al efecto combinado de presión de vapor del aire, presión de saturación, la velocidad del viento en torno a 1.5 [m/s], llegando a alcanzar los 4 [m/s] y a valores promedio de presión atmosférica, del orden de 70.7 [kPa].

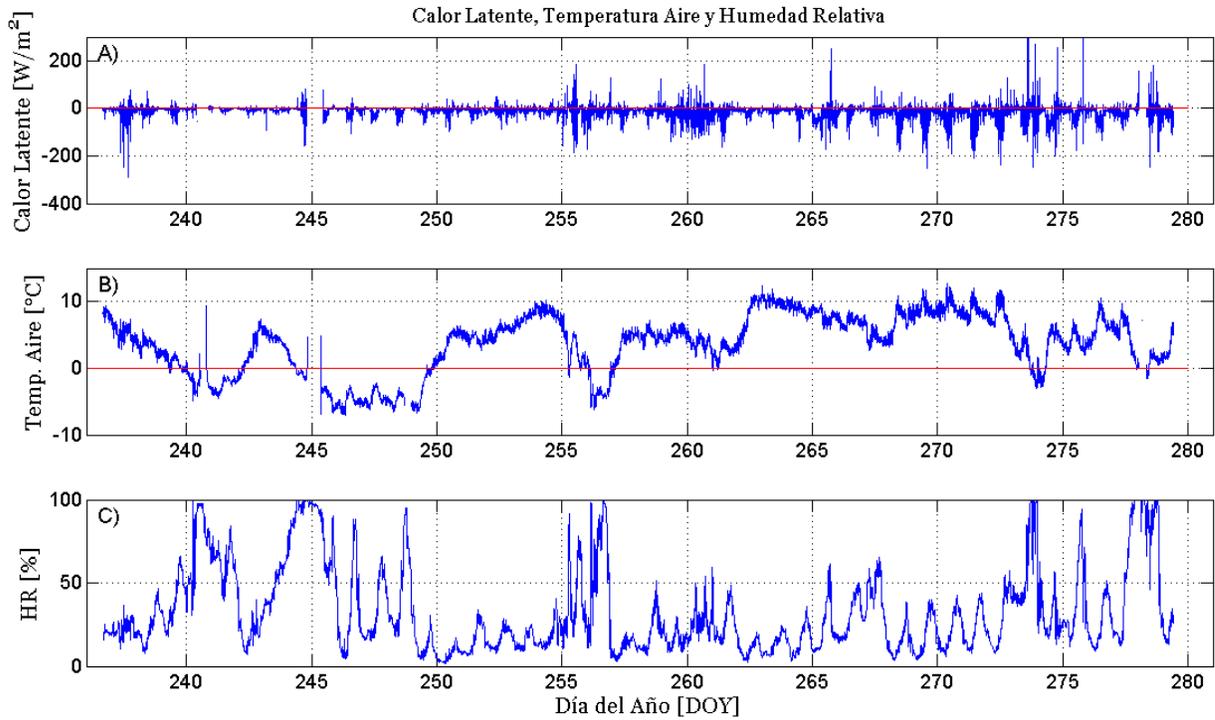


Figura 4.8: En (A) la serie de tiempo del calor latente; en (B) la serie de tiempo de la temperatura del aire medida por el sistema del *Írgason*; en (C) la serie de tiempo de la humedad relativa.

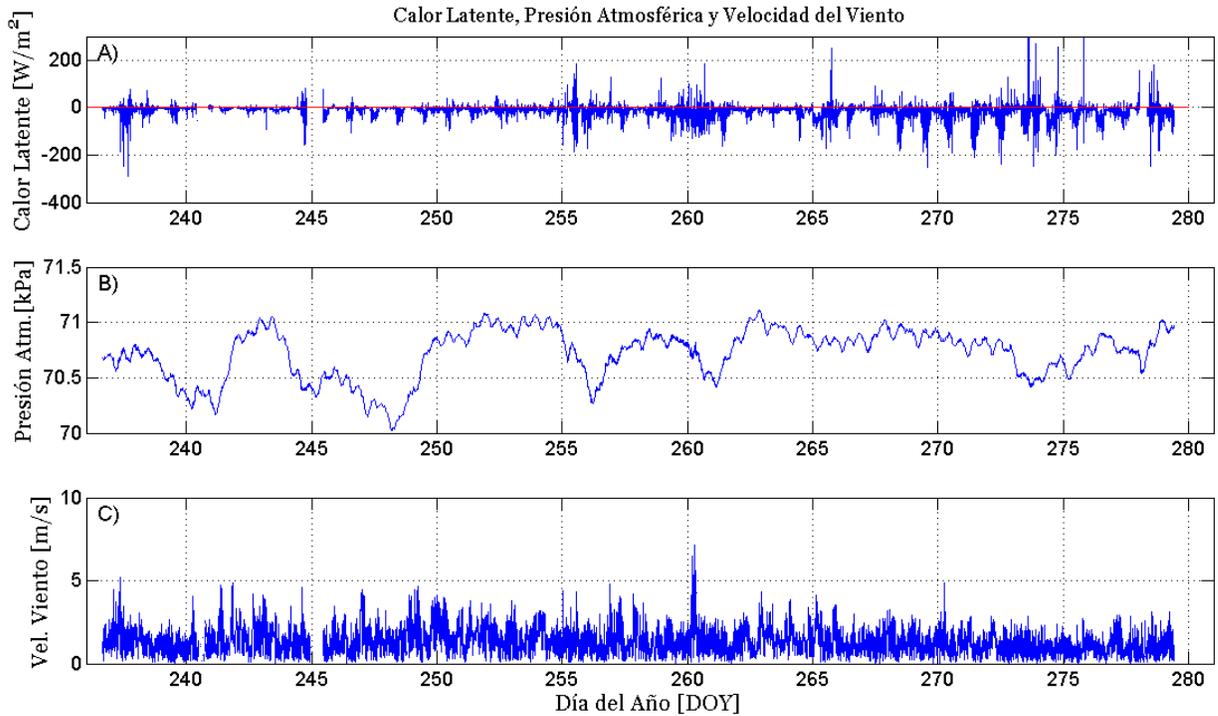


Figura 4.9: En (A) la serie de tiempo de calor latente; en (B) la serie de tiempo de la presión atmosférica (B); en (C) la serie de tiempo de la velocidad del viento medido por el sistema del *Írgason*.

- Del día 259 al 262 se observan temperaturas entre 4 y 5 [°C] y humedades relativas variando entre 10 y 50%, provocando que la presión de vapor sea menor que la presión de saturación en la superficie del manto, haciendo que la dirección del flujo de vapor sea, en su mayor parte, desde la superficie hacia la atmósfera. Además de lo anterior, la magnitud de los valores viene dada por la influencia del viento, que si bien es bajo, registrando valores en torno a 1.5 [m/s], alcanza en un momento su máximo de 7.15 [m/s], y la presión atmosférica, la cual varía entre los 70.4 y 70.9 [kPa], provocando una cierta variación en el flujo.
- En el día 265, el registro de temperaturas fue de 7 [°C] y humedades relativas subiendo de 10 a 60%, provocando que la presión de vapor del aire superara a la presión de saturación en algunos momentos, lo que lleva a variaciones entre ganancias y pérdidas de energía por parte de la nieve. Las velocidades del viento fueron en torno a 1.5 [m/s] nuevamente, alcanzando valores de hasta 4 [m/s] en aquellos momentos donde se observan los flujos más extremos. Las presiones atmosféricas fueron más o menos estables, moviéndose en torno a 70.8 [kPa].
- El día 274 se observaron variaciones mayores en la temperatura, bajando desde 5 a -3 [°C] lo que genera un gran aumento en la humedad relativa, subiendo de 50 a 100%, lo que se refleja en una diferencia no menor entre la presión de vapor del aire y la presión de saturación. En cuanto a la presión atmosférica se observan valores algo menores a la media, moviéndose en torno a los 70.5 [kPa], mientras que las velocidades de viento se mueven también en torno a 1.7 [m/s], un poco más alto que el promedio.

Por otro lado, se puede determinar la evaporación del manto de nieve siguiendo con la metodología descrita en la sección 2.4.2, para así determinar las pérdidas de agua que ocurren debido a este efecto. Para lo anterior, dado que se conoce el flujo de energía del calor latente, se utilizan las ecuaciones (2.23) y (2.24) para determinar la tasa de evaporación/sublimación en cada momento, y multiplicando la tasa calculada por la duración del intervalo se obtiene el agua que se pierde desde el manto hacia la atmósfera en estado gaseoso. Así, la Figura 4.10 muestra las tasas de evaporación durante el período estudiado así como la evaporación acumulada, representando las pérdidas de agua en el período de estudio.

Si bien los valores de las tasas de evaporación son más bien pequeños, de la Figura 4.10 se desprende que las pérdidas de agua producidas por el calor latente llegan a ser de unos 22 [mm] para el período de estudio, valor que corresponde a cerca de un 5% del SWE máximo. Dado que sólo se realizaron las mediciones en un período de tiempo que comprendía desde que la acumulación de nieve era máxima hasta la desaparición casi completa de la nieve en el terreno, se deduce directamente que en caso de considerar toda la temporada de nieve las pérdidas de agua serían mayores.

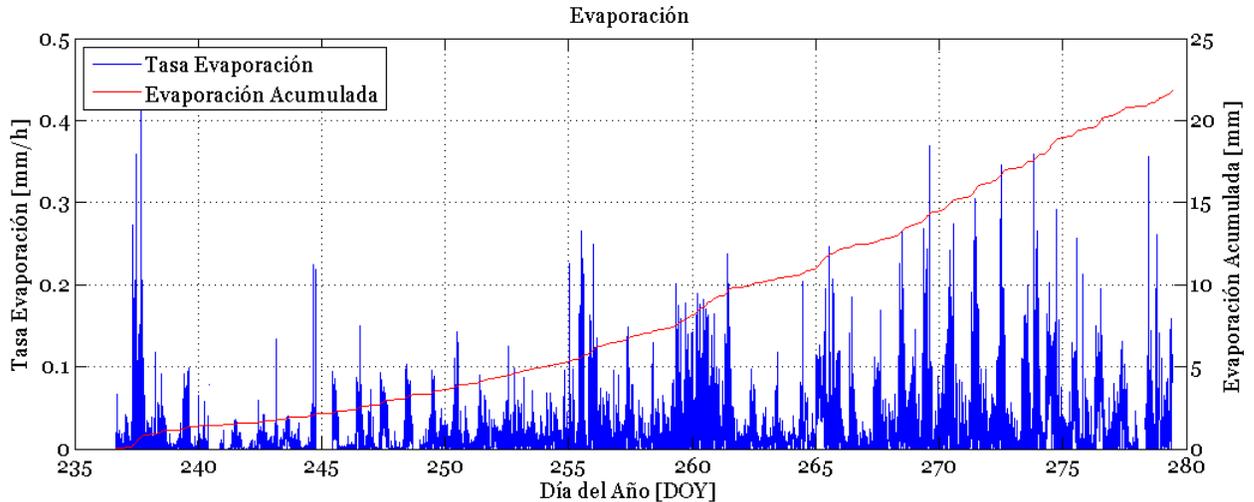


Figura 4.10: Evaporación de la nieve en el período de estudio, determinado del calor latente. En azul se muestra la tasa de evaporación en cada intervalo, mientras que la línea roja muestra la evaporación acumulada.

Además, en la Figura 4.10 se observa que las tasas de evaporación tienden a ir aumentando a medida que se acaba la temporada de nieve. Esto se debe principalmente al aumento en las temperaturas de aire, que junto con las otras forzantes meteorológicas provocan un mayor flujo de energía desde el manto. En particular, desde el día 256 en adelante se observa un cambio en la pendiente de la evaporación acumulada, lo cual se relaciona de manera directa con el cambio en la serie de tiempo del albedo mostrado en la Figura 3.16, el cual indica que existe una mayor cantidad de agua en el manto y por ello, junto con las altas temperaturas registradas en el período según la Figura 4.8 (B), se obtiene que el agua será más susceptible a la evaporación.

Así, de la información anterior se determina la evaporación diaria que se produce, con el fin de comprender de mejor manera sus magnitudes y variaciones a lo largo del tiempo. Esta información se muestra en la Figura 4.11, en donde se observa que las tasas durante el primer período, asociado a acumulación son más bien bajas, del orden de 0.3 [mm/d], mientras que en el período siguiente, asociado a evaporación, tienden a aumentar a valores medios de unos 0.6 [mm/d], superando incluso tasas de 1 [mm/d] en algunos casos.

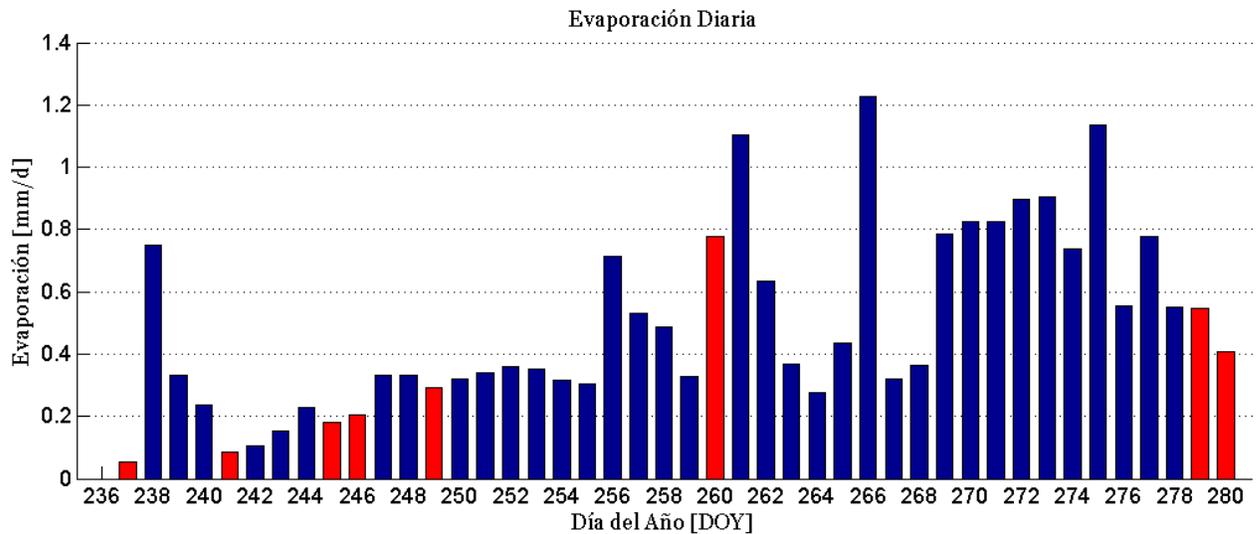


Figura 4.11: Evaporación diaria del período de estudio. Las barras rojas muestran aquellos días en que las mediciones no fueron completas dado que hubo errores de medición de los equipos.

4.3.3 Correlación entre los Flujos Turbulentos de Calor y la Temperatura

En varias ocasiones a lo largo de esta memoria ha sido mencionada la dificultad de medir y/o estimar los flujos turbulentos de calor, los cuales se sabe tienen una estrecha relación con las forzantes meteorológicas según lo revisado en la sección 2.1.3. Por ejemplo, la Figura 4.12 intenta mostrar si existe alguna correlación entre los flujos turbulentos de calor con la temperatura

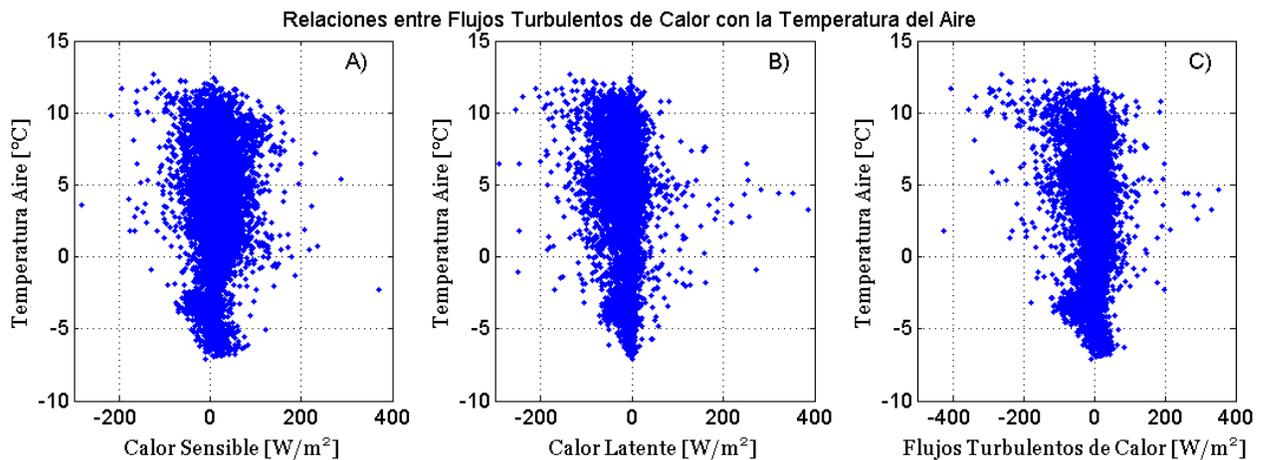


Figura 4.12: Relaciones entre temperatura del aire y flujos turbulentos de calor. En (A) se muestra la relación con el calor sensible; en (B) se muestra la relación con el calor latente; en (C) se muestra la relación con la suma de ambos flujos de calor.

De la Figura 4.12 se observa una gran dispersión al momento de correlacionar los flujos de calor turbulento con la temperatura del aire, y un resultado similar ocurre cuando se hace la correlación con las otras forzantes meteorológicas, indicando que estos flujos tienen una gran complejidad al momento de estudiarlos, por lo que realizar una estimación a partir de una sola forzante meteorológica no es, a priori, factible. Este estudio es algo que debe hacerse combinando los efectos de las diferentes forzantes como ya ha sido mencionado en varias ocasiones.

Si bien la relación entre el flujo de energía y la temperatura del aire no es directa, se puede correlacionar la temperatura con el derretimiento asociado a estos flujos de energía como fue mencionado en la sección 2.5.2, según el estudio realizado por Brubaker et al., (1996). La calibración de este modelo será realizada más adelante, en la sección 4.6.2

4.4 EXTINCIÓN DE LUZ EN EL MANTO

Siguiendo con lo descrito en la sección 2.3 se determinará el coeficiente de extinción de la luz teniendo en consideración, de la Figura 3.13 (B), que la profundidad del manto es grande, mayor a 15 [cm] durante casi todo el período por lo que, según O'Neill & Gray, (1972), el manto se puede considerar como un medio semi-infinito haciendo que la ecuación que gobierna el decaimiento de la radiación durante todo el período de estudio sea la (2.13). Para realizar esto, se debe tener en cuenta que la información más importante de ajustar correctamente es la de los sensores que se encuentran más cercanos a la superficie del manto y que no considerar los sensores que se encuentran muy profundos puede afectar de muy buena manera en la calibración del coeficiente de extinción, como se puede ver en la Figura 4.13.

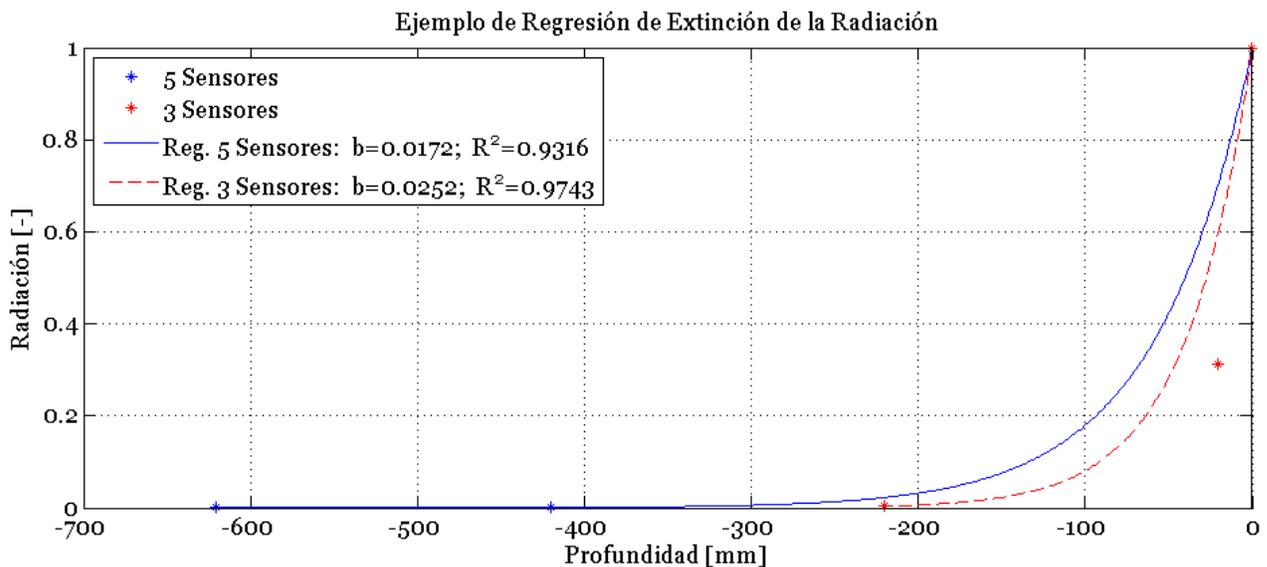


Figura 4.13: Ejemplo de regresión para determinar el coeficiente de extinción de un caso real. Ajustes realizados con 3 y 5 sensores para un mismo intervalo de tiempo.

A continuación se muestra una figura con los coeficientes de extinción obtenidos en cada uno de los intervalos del período de mediciones, además del valor promedio diario. Las variaciones a nivel intradiarias se deben a la incidencia de cada longitud de onda del espectro captado por los sensores en profundidad.

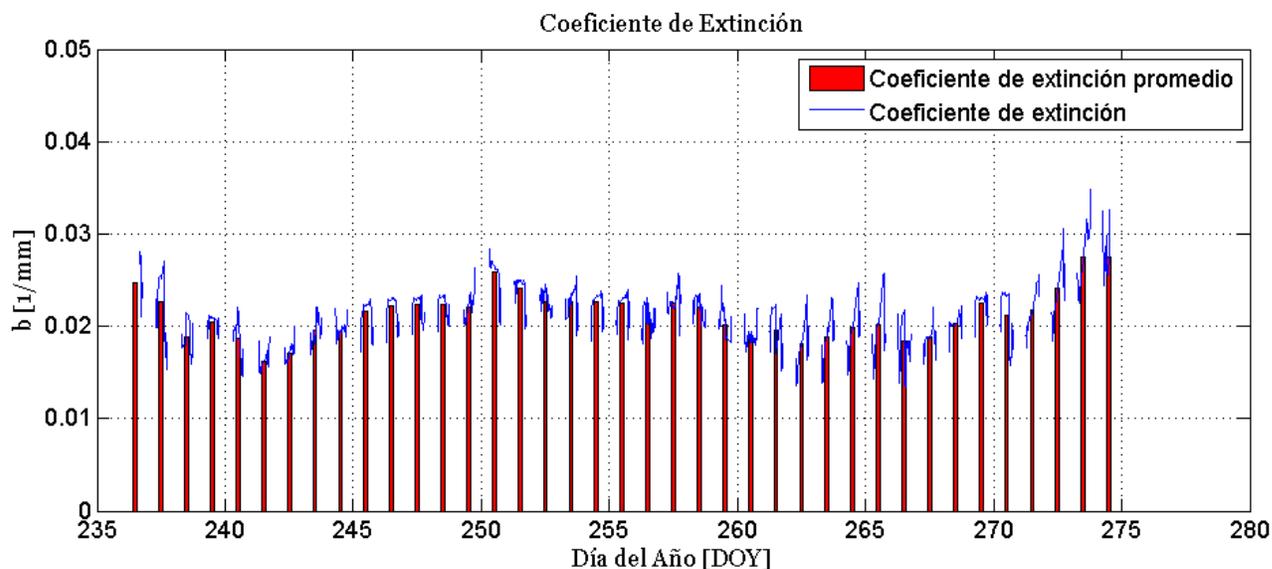


Figura 4.14: Coeficiente de extinción de la radiación para cada intervalo de tiempo.

En la Figura 4.14 es importante notar que existen momentos en que no se pudo determinar el coeficiente de extinción de la luz debido a que ya había oscurecido y los sensores registraban valores nulos. Durante los primeros días se observa una tendencia a la disminución del coeficiente de extinción lo que se debe principalmente a un aumento en el contenido de agua líquida producto del derretimiento ya que las temperaturas del aire fueron mayores a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante esos días, información contenida en la Figura 4.1 (A). Luego, se observa un aumento en el valor del coeficiente de extinción, lo cual podría deberse a que el manto se encuentra realizando procesos de derretimiento y recongelamiento lo que se traduce en aumentos en la densidad del manto y con ello un decaimiento más grande de la luz. Luego del día 260, se observa que el coeficiente de extinción se mantiene más o menos estable, aumentando hacia fines del período de estudio, lo cual podría deberse a que la nieve ya ha entrado en el período de derretimiento por lo que la mayor cantidad de agua líquida presente en el manto provoca que la radiación pueda penetrar más fácilmente. Como se mencionó en la sección 4.1, durante los primeros 25 días de la toma de datos las temperaturas fueron relativamente bajas alcanzando valores negativos en varios momentos, cosa que no ocurre en los días siguientes, en donde las temperaturas son más bien altas, mayores a los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, lo que respalda lo comentado respecto a la penetración de la radiación. Por último, respecto al ajuste realizado a las curvas de extinción, es importante comentar que los valores

obtenidos de los coeficientes de determinación variaron entre R^2 igual a 0.882 y 1, siendo la media de 0.974 lo cual indica que los ajustes realizados fueron muy buenos.

Se obtiene de manera directa la profundidad de penetración de la radiación, la cual se muestra en la Figura 4.15, en donde lo primero importante a destacar es que la profundidad que se alcanza es del orden de 25 [cm], lo cual corresponde a valores un poco mayores a los esperados de la capa superior del manto según O'Neill & Gray, (1972), es decir aquella capa superior del manto que se encuentra en contacto con la atmósfera y que se caracteriza por ser el link entre la nieve y el aire. Esto se debe principalmente a la diferencia de densidades de cada estudio, ya que al tratarse de nieve más fresca O'Neill & Gray, (1972) trabajaron con densidades más bajas lo que se ve reflejado en una extinción más rápida de la luz.

Otro aspecto importante es la variación de la profundidad alcanzada por la radiación, la cual toma valores entre 15 y 28.5 [cm] dependiendo del coeficiente de extinción. Analizando el gráfico de profundidad de penetración (ver Figura 4.15) y comparándolo con la Figura 4.1 (A) se observa que al haber una mayor temperatura tenderá a existir derretimiento de la nieve y por consiguiente una mayor cantidad de agua líquida, haciendo que la radiación sea capaz de penetrar más fácilmente y por ende alcanzar mayores profundidades, mientras que al existir temperaturas por debajo de los 0 [°C] el agua líquida tenderá a congelarse provocando que el paso de la radiación se haga más difícil.

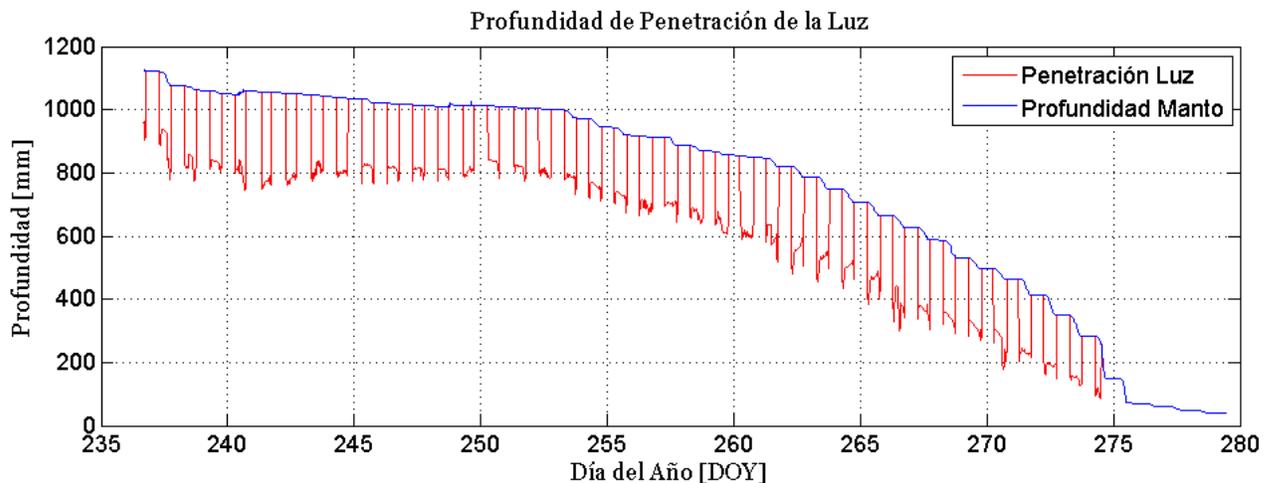


Figura 4.15: Profundidad de penetración de la radiación en el manto de nieve.

Con la información de la figura Figura 4.15 se comprueba el supuesto de considerar el manto como medio semi infinito durante todo el período estudiado.

4.5 ENERGÍA INTERNA DEL MANTO Y BALANCE DE ENERGÍA

Mediante la metodología descrita en la sección 2.2 se obtiene la serie de tiempo de las variaciones de energía interna del manto. Se observa que los valores de las variaciones de energía interna se mueven en el rango -70 a 170 [W/m^2], respondiendo a los cambios en la temperatura interna de la nieve. Si bien estos valores no son pequeños, el promedio es cercano a cero, 0.006 [W/m^2] para ser exactos, en donde se observa que a cada período de disminución de la energía interna le sigue otro de un aumento en las variaciones producto de los cambios en la temperatura. En particular, los valores más grandes de variaciones en la energía interna ocurren en la mañana cuando la radiación solar vuelve a afectar al manto nival, provocando que la temperatura de este vuelva a aumentar, alcanzando el equilibrio en un período corto de tiempo (unos 30 minutos aproximadamente).

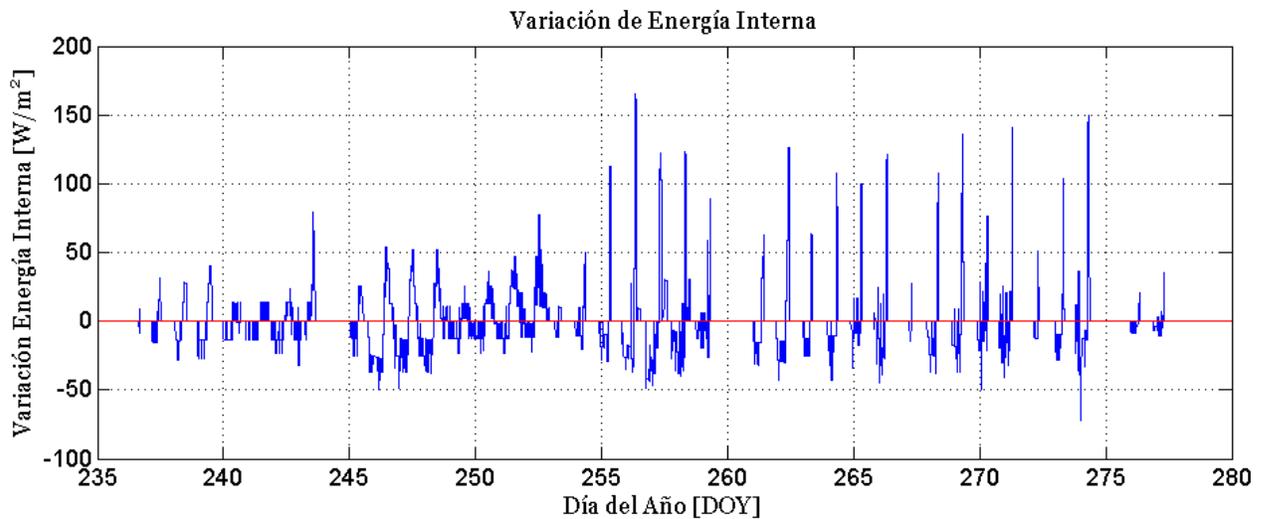


Figura 4.16: Serie de tiempo de la variación de energía interna del manto de nieve.

Con la información medida de los flujos radiativos, la calculada de los flujos turbulentos de calor y las variaciones de energía interna determinada con la ecuación (2.10), considerando que la transferencia de calor producto de la lluvia y el suelo son nulas, y también que la radiación que penetra al manto es retenida completamente en él (ver Figura 4.15), se tiene que la ecuación (2.12) queda escrita como

$$\Delta Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_m \quad (4.1)$$

de donde se puede despejar la energía de derretimiento Q_m , y los resultados obtenidos se muestran en la Figura 4.18.

Los supuestos mencionados anteriormente sí pueden considerarse dado que, por un lado, la precipitación líquida fue muy pequeña durante todo el período de mediciones como se observa en la Figura 4.3 y se comenta en la sección 4.1. En cuanto a la

transferencia de energía con el suelo, de la Figura 4.15 se observa que la profundidad del manto fue mayor que la profundidad de penetración de la radiación durante todo el período por lo que se puede asumir que el suelo aún no se encontraba afectado por la radiación solar.

Los flujos de energía se muestran en la Figura 4.17 como flujos acumulados en el tiempo, lo que permite una mirada en términos globales del balance en la nieve. La radiación solar representa el aporte más grande de energía a pesar de que este sólo aporta durante el día, además, se observa del día 261 en adelante un aumento en la pendiente lo cual queda representado, principalmente, por la disminución en el albedo como se muestra en la Figura 3.16. Por su parte, la radiación de onda larga representa una pérdida de energía de gran magnitud capaz de amortizar el gran efecto que tiene la radiación solar. Este término es más estable a lo largo del período estudiado, aunque también se observa un pequeño cambio en la pendiente a eso del día 262. Por último, en términos globales el calor sensible representa aumentos de energía por parte de la nieve (Figura 4.5) lo cual se entiende, principalmente, por las altas temperaturas del aire en relación a la nieve, mientras que el calor latente es una pérdida de energía en términos generales (ver Figura 4.7) ya que el manto utiliza parte de la energía disponible para poder evaporarse. Dada las magnitudes, ambos flujos de calor representan un menor aporte al manto, pero no por ello pueden despreciarse.

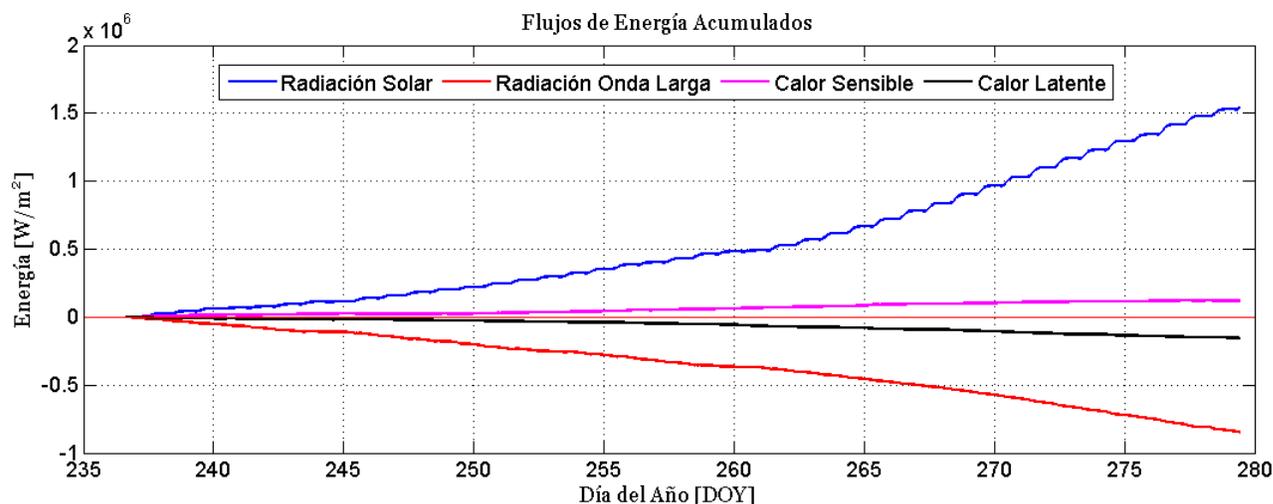


Figura 4.17: Flujos de energía acumulados en el período de estudio.

Así, se determina la energía de derretimiento como fue comentado anteriormente y se muestra en la Figura 4.18, donde se aprecia que esta sigue un patrón similar al de la radiación neta de la Figura 4.2 (C), observando que los órdenes de magnitud de ambas series de tiempo son similares. Esto se explica con que los flujos radiativos son los que, generalmente, aportan más energía a la nieve (como se mencionó en la sección 2.1.2) por lo que la forma suele mantenerse, mientras que los flujos turbulentos de calor muchas

veces representan solo una fracción de los radiativos, como se puede ver en la Figura 4.5 y Figura 4.7, siendo estos más fluctuantes y variando intervalo a intervalo tanto en magnitud como en sentido, lo que queda representado en la Figura 4.18 como unas pequeñas desviaciones de los valores de radiación neta durante los primeros 25 días, y variaciones mayores en los siguientes, producto del aumento de la magnitud en el calor sensible y latente. En cuanto a las variaciones de energía interna, el orden de magnitud es significativamente menor a los flujos radiativos y a veces comparable con los flujos turbulentos de calor aunque, como fue mencionado anteriormente, el promedio de estas variaciones es prácticamente cero.

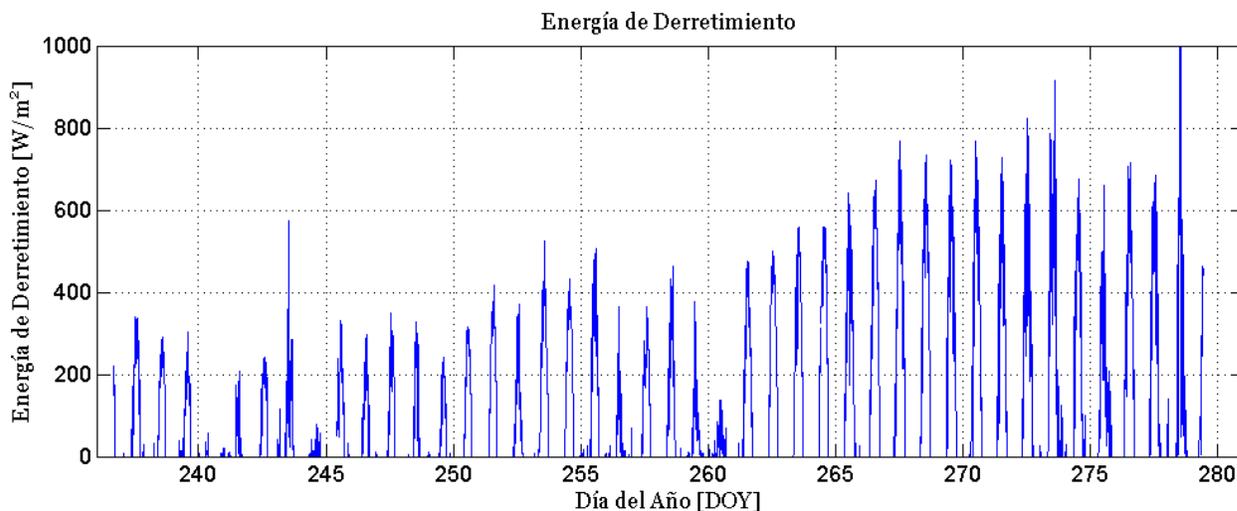


Figura 4.18: Se muestra la serie de tiempo de la energía de derretimiento del manto de nieve durante el período de estudio.

Con los valores determinados de la energía de derretimiento Q_m , y haciendo uso de las ecuaciones (3.9), (3.5) y (3.3), se determina la tasa de derretimiento de la nieve para cada intervalo de mediciones la cual se muestra en la Figura 4.19. Además, con la intención de comprender lo que ocurre día a día con el derretimiento, se muestra dicha tasa a nivel diario en la Figura 4.20.

Lo que primero destaca de la Figura 4.19 es que las tasas de derretimiento son más bien bajas al principio de la temporada de mediciones, variando en torno a 3 o 4 [mm/h], para luego aumentar hasta más del doble durante el segundo período. También, a lo largo del día suelen intercalarse períodos de tasas de derretimiento positivas y nulas las que coinciden con el día y la noche, respectivamente, ya que como se mencionó anteriormente, los flujos radiativos son los que presentan el mayor aporte de energía, y estos, según la información de la Figura 4.2 (C), son negativos durante la noche. Lo anterior indica que durante el día la nieve se derrite, aumentando la cantidad de agua líquida presente en el manto y con ello disminuye su profundidad. Sin embargo, cuando es de noche y las tasas de derretimiento son negativas, el agua se vuelve a

congelar pero no indica que se produzca un aumento de la profundidad de la capa de nieve, sino que el agua se recongela usando el espacio de los poros existente en el manto lo que hace que su densidad aumente.

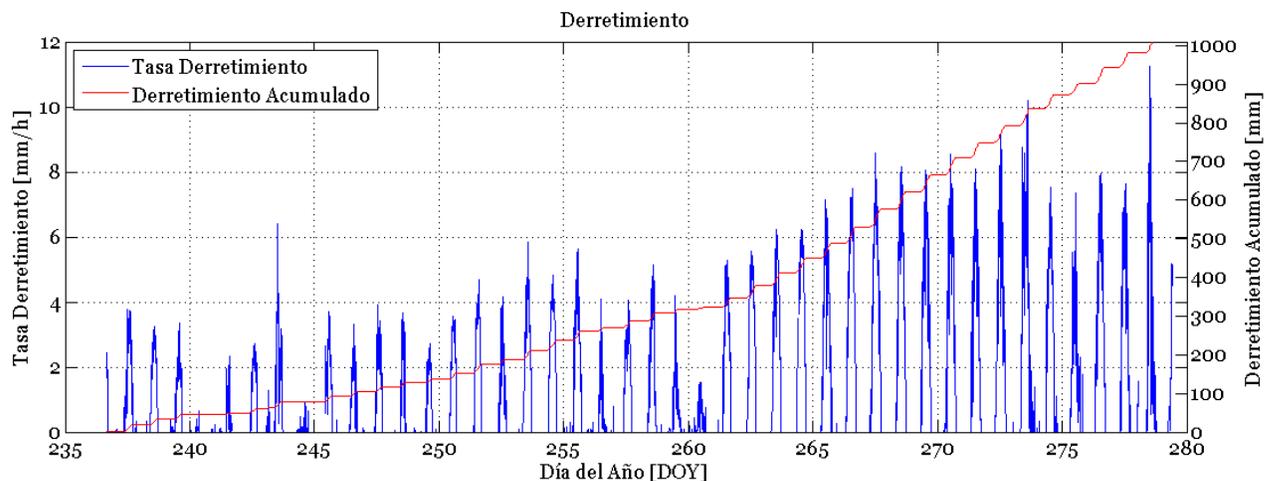


Figura 4.19: Derretimiento de la nieve en el período de estudio, determinado de la energía de derretimiento del balance de energía. En azul se muestra la tasa de derretimiento en cada intervalo, mientras que la línea roja muestra el derretimiento acumulado.

Es importante mencionar que estas tasas no corresponden necesariamente al agua que deja el manto en forma de escurrimiento ya que existe una parte que debe volverse a congelar para llevar el manto hasta los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, como se mencionó en la sección 3.4, antes de comenzar a filtrar. Como se puede ver en la Figura 3.15, a principios de la temporada de mediciones los valores del contenido de frío son más altos ya que las temperaturas del aire son también más bajas (menores a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$) como se puede ver en la Figura 4.1 (A), mientras que al final de la campaña de mediciones, son menores debido en parte a las mayores temperaturas del aire, lo que afecta de manera directa a un mayor derretimiento. Es importante notar que en el período final de la toma de datos, incluso cuando se está en un momento caracterizado por las altas tasas de derretimiento, durante la noche la energía desciende hasta los $0\text{ }[W/m^2]$ por lo que existirá recongelamiento incluso bajo estas condiciones, lo que queda caracterizado por unos pequeños aumentos en el contenido de frío en la Figura 3.15.

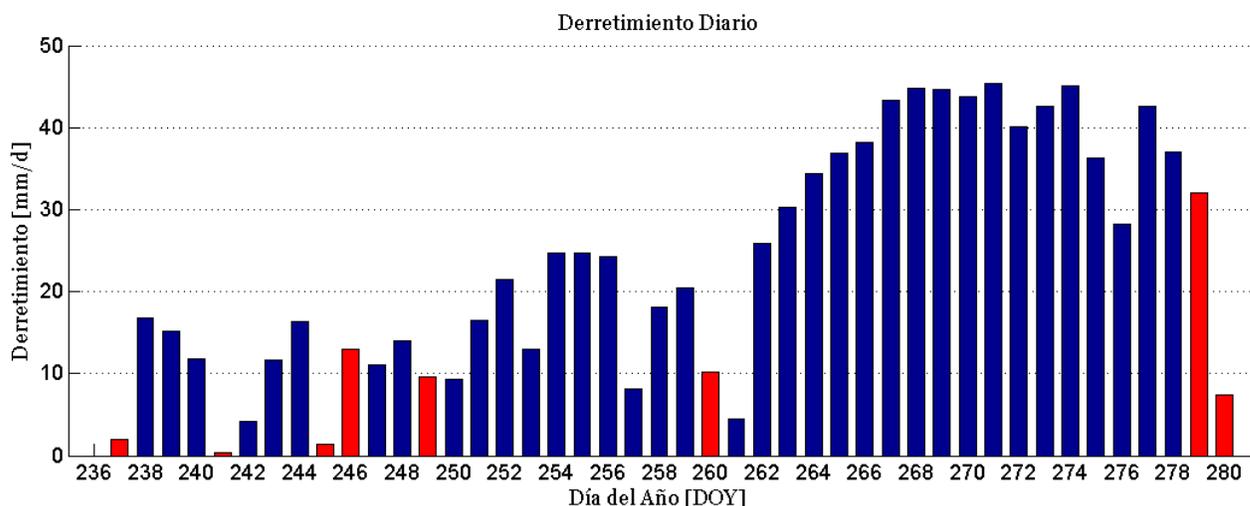


Figura 4.20: Derretimiento diario del período de estudio. Las barras rojas muestran aquellos días en que las mediciones no fueron completas dado que hubo errores de medición de los equipos.

Realizando una mirada a una escala mayor, el derretimiento diario presentado en la Figura 4.20 indica que la tendencia es a derretir entre 15 y 25 [mm] de agua por día durante la temporada de acumulación, llegando a derretir hasta 45 [mm] al día cuando se está en época de derretimiento, siendo este de dos a tres veces mayor. Contrastando esta información con los valores del contenido de frío de la Figura 3.15 se observa que al principio de la campaña de mediciones las magnitudes de las tasas de derretimiento son bajas y los valores del contenido de frío altas, mientras que hacia el final de la toma de datos el derretimiento aumenta y el contenido de frío disminuye, con lo cual se comprende el porqué de la forma que tiene la curva del SWE mostrado en la Figura 3.13 (A) en donde casi no existe pérdidas de agua a principios de la campaña (ya que casi toda se recongela), mientras que el manto presenta una gran disminución de agua a partir del día 256. Esto se debe a que la temperatura del manto es negativa y debe cumplirse con la condición de llevar el manto de a nieve a los 0°C antes de comenzar a escurrir, cosa que ocurre a eso del día 253. Luego comienza el derretimiento intenso de la nieve, en donde el manto se encuentra liberando agua durante el día y aumentando ligeramente el contenido de frío en la noche.

Finalmente, realizando el cálculo de la energía de derretimiento de la nieve tomando en consideración que las variaciones de energía interna del manto son nulas se obtiene que los cambios son más bien pequeños ya que, como se puede ver en la Figura 4.16, las magnitudes que toman dichas variaciones suelen ser bajas y por intervalos de tiempo pequeños. En términos generales, los cambios más notorios ocurren durante la noche donde la energía de derretimiento toma valores negativos, lo que indica que existe un recongelamiento de la nieve, y en el caso de considerar las variaciones de energía interna, el enfriamiento ocurrido por parte del manto es un poco menor.

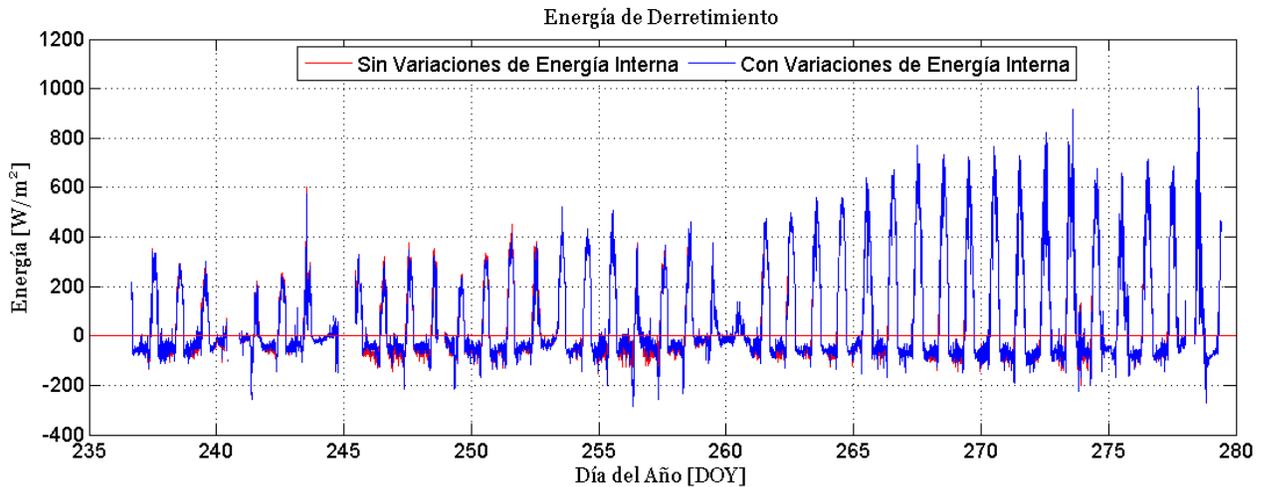


Figura 4.21: Energía de derretimiento. En azul se consideran las variaciones de energía interna y en rojo se hace el supuesto que dichas variaciones son nulas.

De los valores obtenidos mediante las mediciones realizadas y de los cálculos de los flujos principales de energía, se determina el aporte en cada intervalo de tiempo de cada uno de estos flujos, en donde el comportamiento es el esperado (ver Figura 4.22) según la literatura (DeWalle & Rango, 2008; W. Helgason & Pomeroy, 2012; Pomeroy & Essery, 1999). Las contribuciones principales de energía son las entregadas por los flujos radiativos, seguido por los aportes de los flujos turbulentos de calor los cuales son más pequeños pero aun así importantes, y finalmente las variaciones de la energía interna son notoriamente menores, pero no por eso despreciables. Esta información se resume muy bien mediante una curva de frecuencia acumulada, la cual se muestra en la Figura 4.22, en donde se indica el aporte de cada flujo para un cierto valor porcentual de los casos.

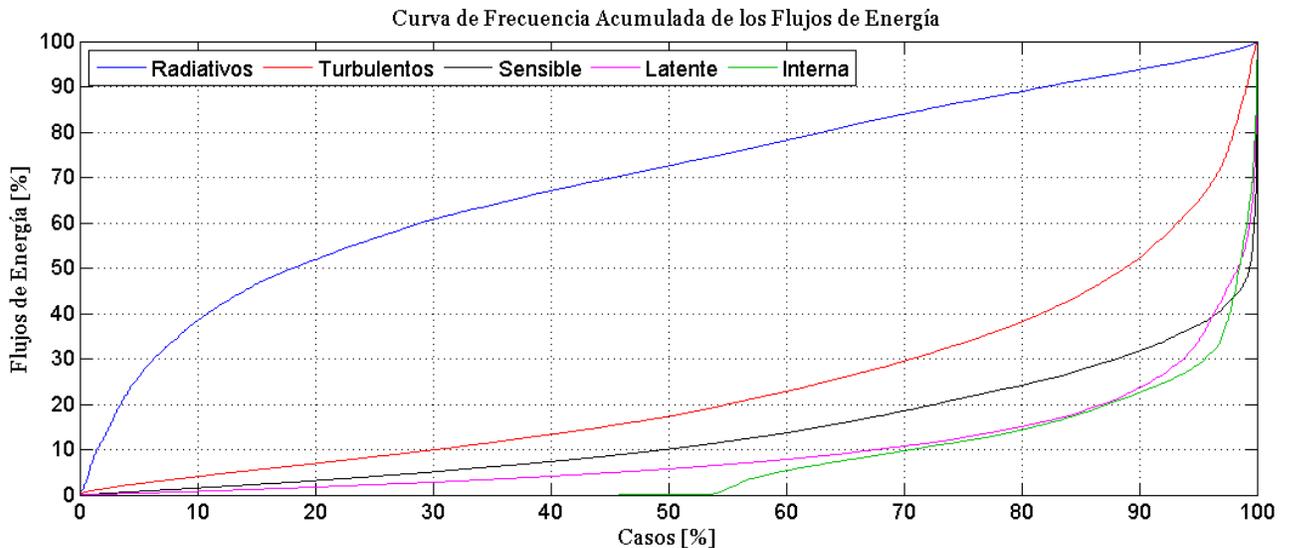


Figura 4.22: Curva de frecuencia acumulada de los principales flujos de energía para el período de toma de datos.

4.6 CALIBRACIÓN MODELO DE DERRETIMIENTO DE LA NIEVE

4.6.1 Método del Índice de Temperatura Mejorado

Como fue mencionado en la sección 2.5.1, la calibración de los parámetros TF y SRF se realiza considerando las tasas de derretimiento determinadas en la sección 4.5, además de la información referente a la temperatura, albedo y radiación solar incidente, medidas por la estación meteorológica en cada intervalo de tiempo.

La calibración del modelo se muestra en la Figura 4.23, en donde se observa una tendencia clara entre el derretimiento “medido” y el modelado según el método ETI. Lo primero que se observa en la figura es la existencia de dispersión entre el modelo y las mediciones, lo cual se debe probablemente a la dependencia que existe entre los términos que predicen el derretimiento, ya que sólo se incorpora la radiación solar al modelo mientras que la radiación de onda larga queda representada por los parámetros TF y SRF . Se observa una clara subestimación del derretimiento determinado por el método ETI y también pareciera haber dos regímenes que describen el derretimiento lo cual se debe a la compleja relación entre la radiación solar neta y el resto de las forzantes. Para verificar la calidad del ajuste, se determina el coeficiente de correlación y también el valor del RMSE, los cuales entregan valores de $R^2 = 0.825$ y $RMSE = 0.764$, de donde se desprende que la capacidad explicativa del modelo es alta. Los valores óptimos encontrados mediante el ajuste de la ecuación se muestran en la Tabla 4.1

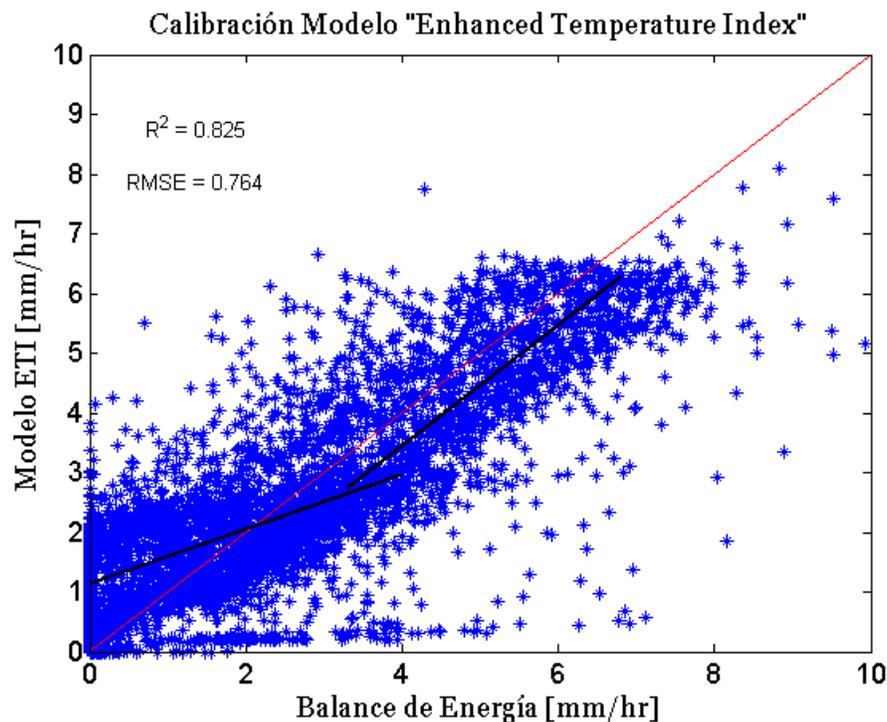


Figura 4.23: Calibración del modelo de derretimiento mejorado ETI (eje y) vs derretimiento calculado mediante el balance de energía (eje x).

Tabla 4.1: Valores de los parámetros calibrados del modelo ETI.

Parámetro	Valor	Unidades
TF	0.0043	$[mm/h \cdot ^\circ C]$
SRF	0.0079	$[m^2 \cdot mm/h \cdot W]$

Por otro lado, es importante determinar cómo reacciona el modelo ante variaciones de los parámetros, por lo que se realiza el cálculo del coeficiente de determinación manteniendo fijo uno de los factores en su óptimo mientras que el otro se hace variar en torno al valor de su mejor ajuste. El análisis de sensibilidad descrito se muestra en la Figura 4.24, y se observa que el modelo es muy sensible a cambios en el factor de radiación solar SRF según se muestra en (B), mientras que aun cuando el factor de temperatura TF varía en un 100%, la disminución en el coeficiente de correlación es casi despreciable (A). Esto indica que el valor modelado de derretimiento es muy susceptible a los valores de la radiación solar mientras que el efecto de la temperatura afecta en menor medida.

Para analizar el correcto comportamiento del modelo, se realiza el cálculo de la tasa de derretimiento usando la ecuación (2.39) donde se considera $T_T = 0$ como la temperatura límite desde la cual habrá derretimiento, según lo mencionado por Pellicciotti et al., (2005), y también los parámetros calibrados que se muestran en la Tabla 4.1 para toda la serie de tiempo, para luego comparar con los valores obtenidos del balance de energía, información que se muestra en la Figura 4.25. Se observa que el modelo se asemeja bastante a la información obtenida del balance de energía, siguiendo el mismo patrón de derretimiento pero subestimando levemente su magnitud. Resalta en la Figura 4.25 que existen días (240, 244, 245, 248 y 256) en que el derretimiento determinado mediante el modelo ETI es nulo, cuando sí se observa una tasa de derretimiento según el balance de energía.

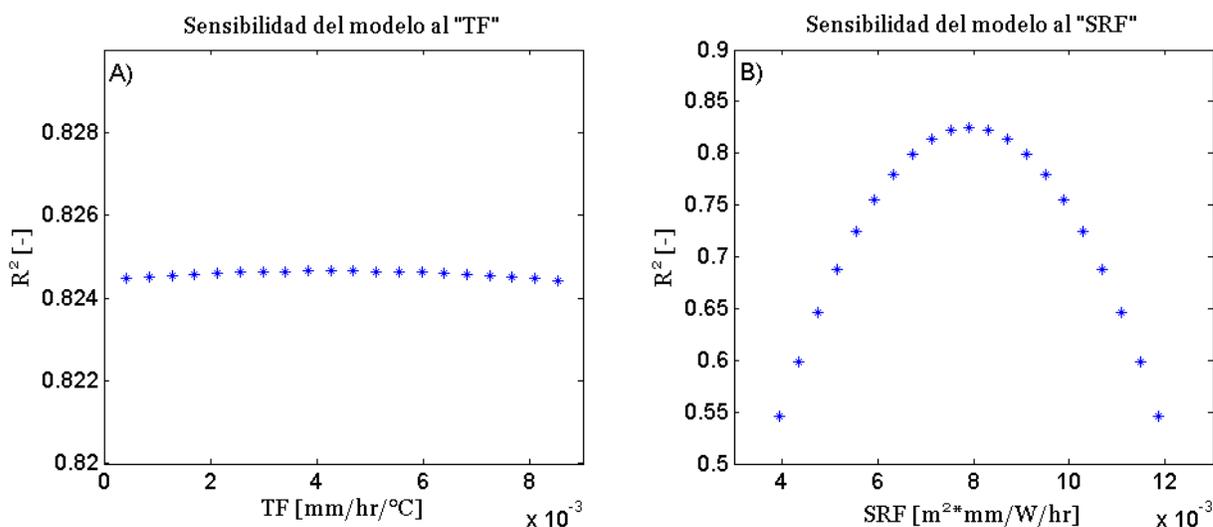


Figura 4.24: Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo ETI, realizando variaciones del 10% en torno del valor óptimo. En (A) se observa la sensibilidad ante variaciones de TF ; en (B) se observa la sensibilidad ante variaciones de SRF .

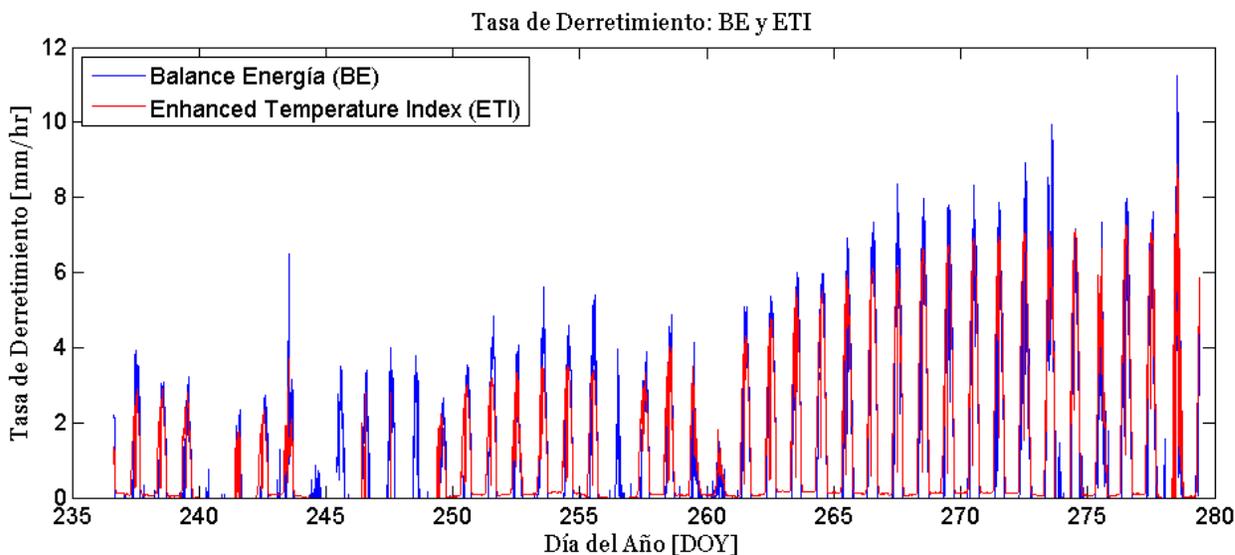


Figura 4.25: Tasa de derretimiento calculada usando el método del balance de energía (línea azul) y el método ETI (línea roja) calibrado para Valle Nevado, 2016.

Comparando la Figura 4.25 con la Figura 4.1 (A) se observa que en aquellos momentos en que el resultado de la modelación del derretimiento fue nulo, las temperaturas del aire descendieron de los cero grados por lo que la ecuación (2.39) interpretó de manera inmediata que no existía derretimiento, lo que claramente es un gran error ya que el efecto de la radiación solar no se considera en esos casos.

Comparando esta información con trabajos realizados por otros autores se observa que los valores cambian bastante. Por ejemplo, el estudio realizado por Pellicciotti et al., (2005) obtuvo valores de $TF = 0.05 [mm/h \cdot ^\circ C]$ y $SRF = 0.0094 [m^2 \cdot mm/h \cdot ^\circ C]$ al calibrar el modelo ETI para un glaciar ubicado en Valais, Suiza, entre 2550 y más de 3500 [msnm]. Del mismo modo, este otro estudio realizado por Ayala et al., (2016) en la zona central de Chile, al este de la ciudad de Santiago a una altitud de unos 4007 [msnm] en donde un 19% de la cuenca se encuentra cubierta por glaciares, se determinó que los parámetros del modelo ETI fueron $TF = 0.1049 [mm/h \cdot ^\circ C]$ y $SRF = 0.0048 [m^2 \cdot mm/h \cdot ^\circ C]$.

Así, los factores de radiación solar (SRF) determinados por los otros autores son relativamente cercanos a los calibrados para Valle Nevado en la temporada del 2016, siendo un 15% menor el determinado por Pellicciotti et al., (2005) y un 65% el determinado por Ayala et al., (2016). En el caso del factor de temperatura las variaciones son bastante mayores, siendo varias veces más alto los valores de TF determinados por Pellicciotti et al., (2005) y Ayala et al., (2016). Así, esta calibración pareciera no ser, a priori, trasladable a otras cuencas ya que los resultados modelados podrían diferir bastante, lo que se ve reflejado en el gran rango de valores posibles al

considerar los estudios realizados por Pellicciotti et al., (2005) y Ayala et al., (2016), y también tomando en cuenta los resultados obtenidos mediante este estudio.

4.6.2 Método Grado-Día Restringido

Según lo mencionado en la sección 2.5.2 de esta memoria, para la calibración del método grado día restringido se utiliza la información referente al derretimiento calculado del balance de energía como salida del modelo, en función de los flujos de radiación solar, onda larga y también con la temperatura. Lo interesante de este método es que, al considerar ambos flujos radiativos, se crea una independencia entre los términos involucrados del modelo, en donde el primero de ellos (ver ecuación (2.40)) depende sólo de la radiación neta y el otro depende principalmente de los flujos turbulentos de calor, dado que los flujos energía provenientes del suelo y de las precipitaciones fueron omitidos. La calibración realizada se muestra en la Figura 4.26

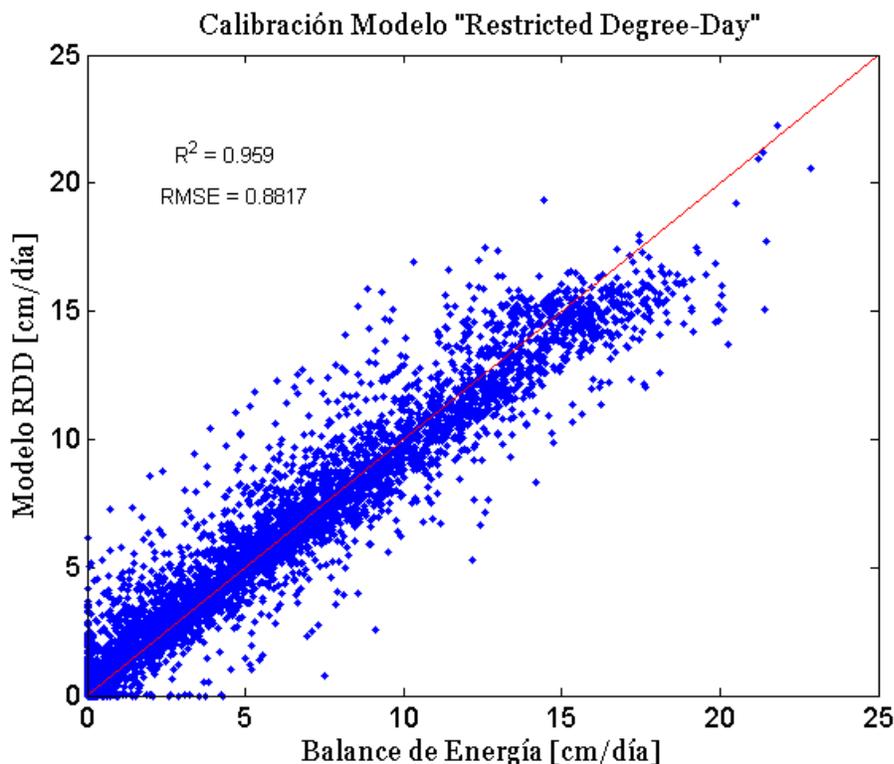


Figura 4.26: Calibración del modelo de derretimiento RDD (eje y) vs derretimiento calculado por el balance de energía (eje x).

De la Figura 4.26 se observa una tendencia clara entre el derretimiento determinado por el balance de energía y el modelado, siguiendo un régimen único de aumento. Se observa algo de dispersión en la información, pero esta no afecta en gran medida al modelo predictivo, aunque también se observa que el modelo tiende a

subestimar un poco las tasas de derretimiento. Para verificar la calidad del ajuste, se determina el coeficiente de correlación y también el valor del RMSE, los cuales entregan valores de $R^2 = 0.959$ y $RMSE = 0.8817$, de donde se desprende que la capacidad explicativa del modelo es muy alta. Los valores óptimos encontrados mediante el ajuste de la ecuación se muestran en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2: Valores de los parámetros calibrados del modelo RDD.

Parámetro	Valor	Unidades
a_r	0.0015	$[mm/^\circ C \cdot h]$
m_Q	0.00993	$[m^2 \cdot mm/W \cdot h]$

Para determinar cómo reacciona el modelo ante variaciones de los parámetros, se realiza el cálculo del coeficiente de determinación manteniendo fijo uno de los factores en su óptimo mientras que el otro se hace variar en torno al valor de su mejor ajuste, tal como se hizo en la sección 4.6.1. El análisis de sensibilidad descrito se muestra en la Figura 4.27, y se observa que el modelo es muy sensible a cambios en el factor de radiación neta m_Q según se muestra en (B), mientras que aun cuando el factor de temperatura a_r varía en un 100%, la disminución en el coeficiente de correlación es casi despreciable (A). Esto indica que el valor modelado de derretimiento es muy susceptible a los valores de la radiación solar mientras que el efecto de la temperatura afecta en menor medida.

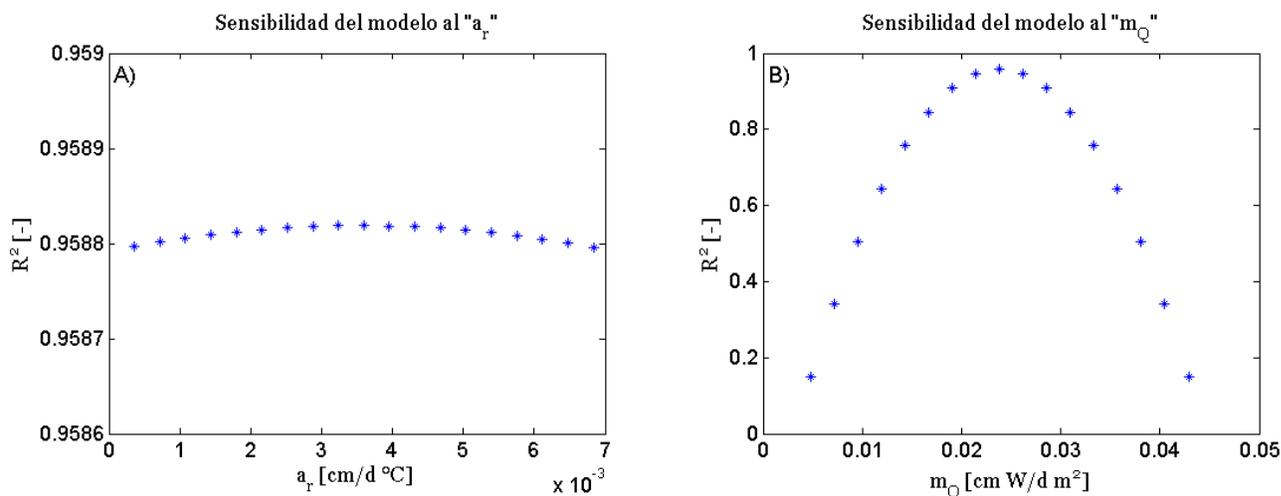


Figura 4.27: Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo RDD, realizando variaciones del 10% en torno del valor óptimo. En (A) se observa la sensibilidad ante variaciones de a_r ; en (B) se observa la sensibilidad ante variaciones de m_Q

A continuación, se busca analizar el comportamiento del modelo calibrado con los valores de la Tabla 4.2 para toda la serie de tiempo, y así poder comparar el ajuste calibrado con los valores obtenidos del balance de energía, información que se

muestra en la Figura 4.28. Se observa que el modelo se asemeja muy bien a la información obtenida del balance de energía, siguiendo el mismo patrón de derretimiento y representando muy bien a la serie en general. Del día 262 en adelante se observa que el modelo tiende a subestimar un poco las tasas reales de derretimiento, lo cual coincide con el período de derretimiento intenso, e indica un cambio grande en las condiciones (magnitudes mayores de los flujos radiativos principalmente).

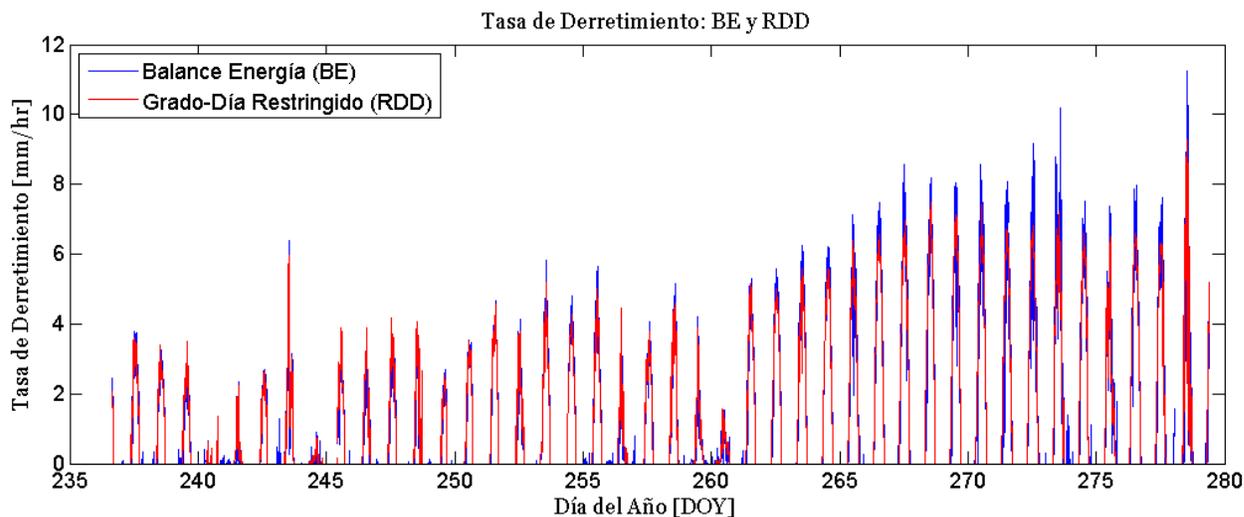


Figura 4.28: Tasa de derretimiento calculada usando el método del balance de energía (línea azul) y método RDD (línea roja) calibrado para Valle Nevado, 2016.

En el estudio realizado por Brubaker et al., (1996), realizado en Danville, Vermont, USA, a una altitud de 552 msnm, se calibró el factor $a_r = 0.083 [mm/^\circ C \cdot h]$, valor bastante mayor al calibrado para Valle Nevado, 2016. En el mismo estudio, no se entrega el valor del parámetro m_Q por lo que no se puede comparar. Aun así, dado que la diferencia entre los parámetros a_r es muy grande, se infiere que el modelo calibrado no puede ser usado en otros lugares para predecir el derretimiento.

Finalmente, se tiene que el efecto del derretimiento se debe principalmente al aporte de energía que proviene de los flujos radiativos, y en menor medida, del aporte que proviene de los flujos turbulentos de calor. Con este modelo se observa que sí existe una correlación entre los flujos turbulentos de calor y la temperatura del aire, lo cual se logra al considerar el derretimiento ocurrido y no relacionando los flujos turbulentos de calor en términos de energía, como fue revisado en la sección 4.3.3.

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Si bien los flujos turbulentos de calor pueden ser modelados mediante el uso de diferentes parametrizaciones, estos se encuentran sujetos a errores dada la alta variabilidad, tanto en las forzantes involucradas como también por el efecto que produce la estabilidad atmosférica. En la sección 4.3.3 se intentó correlacionar los flujos turbulentos de calor con la temperatura, con el fin de encontrar relaciones que permitieran cuantificar estos flujos, pero la gran complejidad de éstos no permitió encontrar relaciones directas. Sin embargo, de la sección 4.6.2 se observa que existe una relación importante cuando se correlaciona la tasa de derretimiento asociada a los flujos turbulentos de calor con la temperatura.

El realizar mediciones para los flujos turbulentos de calor ayuda, en primer lugar, a tener información más certera respecto a la interacción del manto de nieve con la atmósfera, pudiendo así estimar de mejor manera su aporte al balance de energía y con ello predecir con una mejor precisión la energía de derretimiento. La importancia de lo anterior radica en que estos tipos de flujo, como se observa en la Figura 4.5 y Figura 4.7 llegan a tener un gran peso en algunos momentos, llegando a ser incluso más relevantes que los flujos radiativos en ciertas situaciones. También, su uso podría llevar a mejorar la calidad de los modelos actuales ya que se tendría un punto de comparación entre la información medida y la modelada. Esto podría incitar a agregar ciertos factores que no son considerados actualmente y que podrían llevar a la disminución de los errores producidos hoy en día.

Además de lo anterior, el calor latente corresponde a un término de suma importancia para los estudios de la hidrología de nieve ya que permite determinar las pérdidas de agua que ocurren en el manto producto de la evaporación. Si bien las magnitudes de los flujos de evaporación son más bien bajos, el no considerarlos puede inducir a grandes errores ya que el hecho de que sean bajos no significa que no sean significativos. En particular, en este estudio se determinó que un 5% del SWE máximo dejó el manto en forma de evaporación, valor que podría aumentar considerablemente si se considera toda la temporada de nieve en lugar de la campaña de muestreo.

En cuanto a las variaciones de energía interna del manto, a pesar de que su peso suele ser significativamente menor al de los flujos radiativos y turbulentos, afecta levemente al balance de energía de la nieve y con ello, las estimaciones de energía de derretimiento son más certeras, siendo esta la motivación a determinarla. Medir las variaciones de energía interna es un procedimiento muy difícil de realizar ya que requiere conocer la fracción del agua en cada uno de sus estados (sólido, líquido y gas) además de la densidad de cada uno en profundidad (W. D. Helgason, 2009). A lo anterior debe sumarse el hecho de que la temperatura va variando en todo el manto, y al mismo tiempo la nieve varía su profundidad a lo largo de la temporada. Todos estos

factores hacen que la aplicación de modelos algo más sencillos sea interesante de estudiar, como es el modelo aplicado en esta memoria.

Por otro lado, el modelo difusivo desarrollado por Giddings & LaChapelle, (1961) permite estudiar la extinción de la energía en profundidad considerando un decaimiento exponencial el cual resulta sencillo de determinar, pero el estudio también muestra que se subestima la energía que realmente queda retenida el manto. Otro aspecto interesante del modelo difusivo es que permite realizar una estimación de la capa activa de la nieve ya que, al conocer el decaimiento de la radiación, se puede despejar la profundidad donde esta ya se ha extinguido casi por completo.

En cuanto al aporte de los flujos al balance de energía, los radiativos corresponden, en términos medios, a un 69.0 [%], tomando valores entre 0 y 99.9 [%], mientras que los flujos de calor sensible y latente aportan un 13.8 y 9.8 [%] en términos medios respectivamente, variando entre 0 y 80.3 [%] para el calor sensible y entre 0 y 95.3 [%] para el calor latente. Por último, las variaciones de energía interna de la nieve contribuyen con un 7.4% del total del balance de energía, concluyendo así la importancia de incorporarlo en el análisis.

De la Figura 4.22 se desprende que el aporte a la energía entregado por los flujos turbulentos de calor puede ser muy relevante, más que el resto de los flujos, en casi un 12% de los casos lo cual es algo considerable, llegando a existir casos en que casi el 100% de la energía se debe a los aportes del calor sensible y latente, lo que demuestra su gran importancia. En cuanto a las variaciones de energía interna, su efecto dentro del balance de energía es significativamente menor pero genera un impacto que no puede ser despreciado.

Las tasas de energía de derretimiento que se muestran en la Figura 4.19 indican que el día suele estar caracterizado por un derretimiento del manto mientras que la noche corresponde a un recongelamiento, dado que los aportes de energía son en sentido contrario. A medida que pasa el tiempo y los flujos energéticos son mayores, las tasas de derretimiento también comienzan a aumentar por lo que es natural asumir que una mayor cantidad de agua escurrirá desde el manto. Esto es cierto en parte, ya que para hacer el estudio de manera correcta es necesario comprender que una cierta parte del agua derretida se volverá a congelar hasta que el manto alcance una temperatura de 0 [°C] y así el agua líquida restante efectivamente dejará el manto. Esta información queda representada por el contenido de frío, mostrado en la Figura 3.15, en donde se observa que durante la primera parte del período estudiado es necesario recongelar una mayor cantidad de agua y por lo mismo el manto no presentará variaciones tan grandes como las que se observan a fines del periodo de mediciones, en donde las tasas de derretimiento son prácticamente el doble y la cantidad de agua que se vuelve a congelar previo al escurrimiento es mucho menor.

Por último, se resalta la importancia de cuantificar el derretimiento de la nieve dado que su aporte a la disponibilidad del recurso hídrico puede llegar a ser de suma relevancia. Así, el ser capaces de medir y/o estimar las tasas de derretimiento del manto se convierte en una necesidad cuya complejidad aumenta con la falta de información y de mediciones. Es por esto que se busca formas de modelar dichas tasas de maneras sencillas para así ser capaces de cuantificar su disponibilidad aun cuando la información es escasa. El modelo mejorado del índice de temperatura y el modelo grado-día mejorado pueden representar una buena estimación del derretimiento como fue mostrado en la sección 4.6, en donde los errores obtenidos pueden ser atribuibles a la simplicidad de los modelos aun cuando se intenta caracterizar procesos tan complejos como son los flujos turbulentos de calor. La gran variabilidad tanto en magnitud como en sentido del calor sensible y latente son factores que aún con tantos años de estudios y trabajos cuesta modelarlos, por lo que plasmar esto en métodos simples como son el ETI y el RDD y con ello obtener estimaciones precisas del derretimiento, representa un gran avance en el estudio de la hidrología de nieve y la gran búsqueda que ello representa. En cuanto a la precisión de cada modelo, se observa que la entregada por el RDD es más alta ya que permite realizar un estudio independiente de los efectos causados por los flujos radiativos y por los flujos turbulentos de calor además de no considerar la existencia de derretimiento solo luego de una cierta temperatura umbral, lo que permite determinar las tasas de derretimiento de mejor manera.

5.1 RECOMENDACIONES

En primer lugar, es necesario tener en cuenta que la no homogeneidad del terreno, y el hecho de que el estudio fuera realizado en un terreno considerado complejo, además de los efectos y complicaciones que tiene en el uso del *Írgason* (ver sección 2.4), generan un problema al momento de trasladar la información a un mismo punto ya que ciertas propiedades del manto, como es la profundidad de éste, pueden variar enormemente en pequeñas distancias, efecto que difícilmente ocurre en terrenos planos, cuyas condiciones pueden considerarse ideales. Es por esto que pueden existir ciertos errores asociados a que se está asumiendo que todas las mediciones son realizadas en un mismo punto, pero hay sensores separados a unos 10 [m] lo que en el caso de montañas podría significar variaciones no despreciables.

También, es importante tener en cuenta que los errores pueden deberse a los instrumentos, dada su precisión e instalación, además de errores que se puedan deber a la estimación de parámetros que no fueron medidos. En el caso específico de la profundidad del manto de nieve, podría existir un error al momento de realizar la estimación producto de que el viento puede jugar un papel en la redistribución, como se comentó en la sección 2.1.3, lo que podría generar aumentos del espesor del manto sin que exista precipitación sólida. Finalmente, el manejo de los datos debe realizarse considerando los mismos intervalos de tiempo, es por esto que se vuelve necesario fijar

los mismos intervalos de mediciones para todos los equipos y sensores, así se gana tiempo al evitar reducir o extender los intervalos de un conjunto de mediciones, al mismo tiempo que se evita la pérdida de información producto de esto.

En cuanto al ajuste de las curvas del decaimiento de la radiación en el manto de nieve es importante tener claro que la mayor cantidad de radiación se aprecia en la zona superior de la capa activa dado que el decaimiento es muy grande, por lo que la intención claramente sería cuantificar bien el descenso inicial. Así se llega a que lo idóneo sería ubicar varios sensores durante los primeros 20 [cm] del manto, realizando la mayor parte de las mediciones durante los primeros 5 [cm] ya que, según lo determinado por O'Neill & Gray, (1972), luego de esa profundidad ya se ha disipado más del 90% de la radiación. En el estudio realizado en Valle Nevado (2016) se determinó que el 90% de la radiación queda retenida en un espesor que varía por el efecto de la densificación de la nieve, y toma valores entre 8 y 14 [cm], algo mayores al estudio realizado por O'Neill & Gray, (1972) ya que la densidad de la nieve era bastante diferente.

En caso de tener información en una zona muy profunda del manto, podría considerarse eliminar dicha información ya que el modelo tendería a ajustar de mejor manera esa zona, la cual tiene una relevancia mucho menor, haciendo que la representación no sea tan fiel a la realidad (ver Figura 4.13). En el caso de esta memoria, en donde los sensores se encontraban separados por 20 [cm], se podía hacer un ajuste hasta con 5 sensores pero la información de los últimos correspondían a menos del 0.1 % de la radiación incidente, como se puede ver en la Figura 4.13, la cual muestra un caso real para uno de los ajustes que se hizo. Se observa claramente que al usar la información de los 5 sensores, la regresión tiende a ajustar de igual manera los sensores más profundos sin cambiar en gran medida el coeficiente de determinación, siendo que el aporte de estos últimos sensores es casi nulo y con ello se sobreestima aún más la penetración de la radiación en la nieve. Es por esto que se optó por eliminar en ciertos casos esta información de los sensores que se encontraban muy alejados de la superficie, y además se recomienda, para un futuro, el uso de más puntos de medición en los primeros centímetros del manto, buscando hacer más preciso el ajuste en la primera zona de la capa activa, con lo que también se tendría una mayor precisión al determinar el espesor de dicha capa.

Lo anterior tiene varias dificultades, y probablemente se deba comenzar por definir el tiempo de mediciones. Si lo que se busca es estudiar la penetración de la radiación para analizar el comportamiento del modelo, no sería necesario considerar las variaciones del espesor del manto nival, y los sensores sólo habría que distribuirlos de buena forma en los primeros 20 [cm] de la nieve. Por el contrario, si se busca analizar largos períodos de tiempo como fue el caso de esta memoria, habría que agregar más sensores en toda la profundidad del manto lo que podría provocar una mayor interferencia entre ellos, ya que los superiores impedirían el paso de la radiación hacia

los inferiores. Una solución a lo anterior sería agregar otros puntos de mediciones de radiación en profundidad, lo cual podría ser una complicación en alta montaña ya que las variaciones espaciales podrían provocar que en dos puntos de medición se tengan profundidades del manto muy diferentes. Esto podría funcionar si los puntos de mediciones son más o menos ideales. Lo que sí será un problema, es que el precio de los sensores no es bajo y aumentar la cantidad de puntos de mediciones incurrirá sí o sí en un costo monetario bastante más elevado.

Por último, respecto a los modelos de derretimiento calibrados en esta memoria, sería ideal contar con más años de mediciones de todos los parámetros estudiados en esta memoria, con el fin de poder validar el modelo y así observar lo que ocurre con las predicciones usando los parámetros óptimos en otras condiciones. Sin embargo, los trabajos revisados en este estudio que utilizaban el modelo mejorado del índice de temperatura y el grado-día restringido (Ayala et al., 2016; Brubaker et al., 1996; Pellicciotti et al., 2005), entregan valores diferentes a los determinados para Valle Nevado, lo que da a entender que esta información no podría aplicarse a otros lugares que posean características y condiciones similares. Es necesario realizar un proceso de calibración previo para así poder realizar predicciones certeras.

6 BIBLIOGRAFÍA

- Anderson, E. A. (1976). *A point energy and mass balance model of a snow cover*. NOAA Tech. Rpt., NWS 19. US Dept. Commerce, National Oceanic Atmos. Admin.
- Aubinet, M., Vesala, T., & Papale, D. (2012). *Eddy Covariance. A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>
- Bitz, C. M., & Lipscomb, W. H. (1999). An energy-conserving thermodynamic model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7), 15669–15677.
- Brubaker, K., Rango, a, & Kustas, W. (1996). Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model. *Hydrological Processes*, 10(April), 1329–1343. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(199610\)10:10<1329::AID-HYP464>3.3.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199610)10:10<1329::AID-HYP464>3.3.CO;2-N)
- Businger, J. A. (1965). Eddy Diffusion and Settling Speed in Blown Snow. *Journal of Geophysical Research*, 70(14), 3307–3313.
- DeWalle, D., & Rango, A. (2008). *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University.
- Eugster, W., Geissbühler, P., & Siegwolf, R. (2000). Eddy Covariance Measurements on Mountain Slopes: The Advantage of Surface-Normal Sensor Orientation Over a Vertical Set-Up. *Methods*, 371–392.
- Garratt, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press.
- Giddings, J. C., & LaChapelle, E. (1961). Diffusion Theory Applied to Radiant Energy Distribution and Albedo of Snow. *Journal of Geophysical Research*, 66(1), 181–189.
- Hammerle, A., Haslwanter, A., Schmitt, M., Bahn, M., Tappeiner, U., Cernusca, A., & Wohlfahrt, G. (2007). Eddy covariance measurements of carbon dioxide, latent and sensible energy fluxes above a meadow on a mountain slope. *Boundary-Layer Meteorology*, 122(2), 397–416.
- Helgason, W. D. (2009). *Energy Fluxes at the Air-Snow Interface*. A Thesis Submitted to the College of Graduate Studies and Research in Partial Fulfillment of the Requirements for the degree of Doctor of Philosophy. Department of Geography & Planning (Centre for Hydrology), University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Helgason, W., & Pomeroy, J. W. (2012). Problems Closing the Energy Balance over a Homogeneous Snow Cover during Midwinter. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 557–572.

- Kaimal, J. C., & Gaynor, J. E. (1991). Another Look at Sonic Thermometry. *Boundary-Layer Meteorology*, 56(1983), 401–410.
- Leppäranta, M. (2015). *Freezing of Lakes and the Evolution of their Ice Cover*. Helsinki: Springer.
- MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W., & Pietroniro, A. (2010). On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7), 1401–1415.
- Martinec, J., Seidel, K., Burkart, U., & Baumann, R. (1991). Areal modelling of snow water equivalent based on remote sensing techniques, (205), 121–130.
- Monin, A. S., & Obukhov, A. M. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere, 24(151), 163–187.
- O'Neill, A. D. J., & Gray, D. (1972). Solar radiation penetration through snow. *Proceedings of UNESCO-WMO-IAHS Symposium on the Role of Snow and Ice in Hydrology*, 1, 229–249.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. (2005). An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance : development and testing for Haut Glacier d ' Arolla , Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175), 573–587.
- Pomeroy, J. W., & Essery, R. L. H. (1999). Turbulent Fluxes During Blowing Snow: Field Tests of Model Sublimation Predictions, 2975(August), 2963–2975.
- Reba, M. L., Link, T. E., Marks, D., & Pomeroy, J. (2009). An assessment of corrections for eddy covariance measured turbulent fluxes over snow in mountain environments. *Water Resources Research*, 45, 1–15.
- Stull, R. B. (1988). *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*.
- Sturm, M. (2015). White water: Fifty years of snow research in WRR and the outlook for the future., 1–18. <https://doi.org/10.1002/2015WRO17242>.Received
- Turnipseed, A. A., Anderson, D. E., Blanken, P. D., Baugh, W. M., & Monson, R. K. (2003). Airflows and turbulent flux measurements in mountainous terrain Part 1. Canopy and local effects. *Agricultural and Forest Meteorology*, 119(1–2), 1–21.
- Untersteiner, N. (1964). Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the central arctic, 69(22), 4755–4766.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., & Leuning, R. (1980). Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106, 85–100.

ANEXO A

Determinación de la Viscosidad Cinemática y de la Difusividad Térmica

La siguiente Tabla A. 1 muestra la relación que tienen la viscosidad cinemática y la difusividad térmica con la temperatura del aire (Garratt, 1992)

Tabla A. 1: Relación entre la viscosidad cinemática y difusividad térmica con la temperatura del aire.

T [°C]	ν [m^2/s]	K_T [m^2/s]
-10	1.26E-05	1.77E-05
-5	1.31E-05	1.84E-05
0	1.35E-05	1.90E-05
5	1.39E-05	1.96E-05
10	1.44E-05	2.03E-05
15	1.48E-05	2.09E-05
20	1.53E-05	2.16E-05
25	1.58E-05	2.23E-05
30	1.62E-05	2.30E-05
35	1.67E-05	2.37E-05
40	1.72E-05	2.44E-05

Realizando un ajuste a los valores anteriores se obtiene la Figura A. 2.

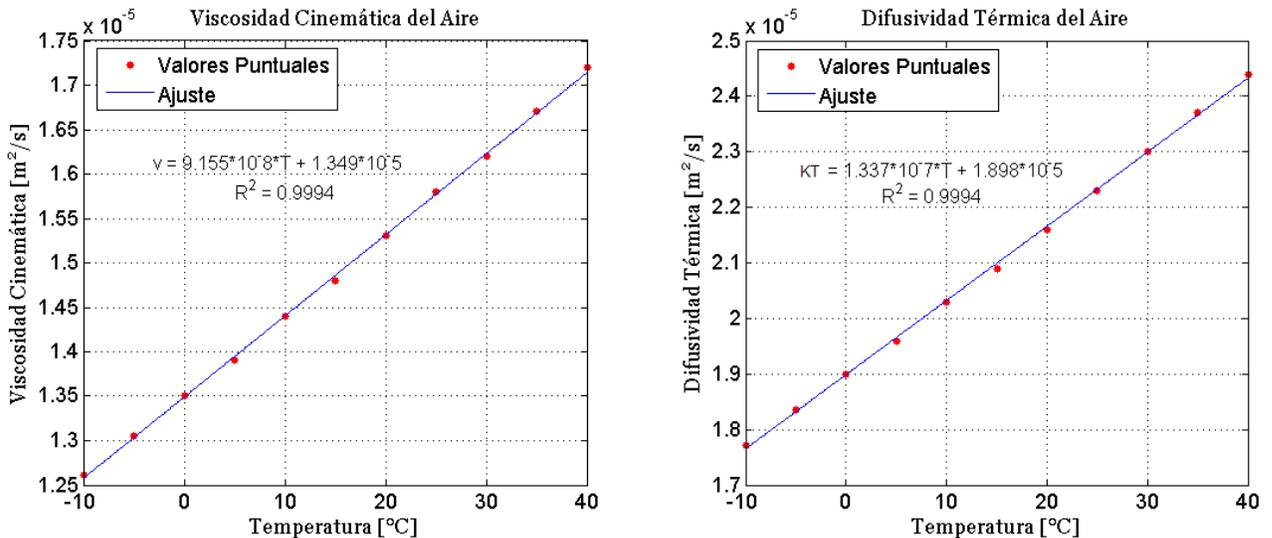


Figura A. 2: Variación de la viscosidad cinemática (ν) y difusividad térmica (K_T) con la temperatura del aire seco, a una presión $P = 1000$ [hPa].