



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

**RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA MAPOCHO EN LOS
ALMENDROS Y SU RELACIÓN CON VARIABLES DE
ALMACENAMIENTO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

SEBASTIÁN IGNACIO FERNÁNDEZ MORALES

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

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

SANTIAGO DE CHILE
AGOSTO 2016

RESUMEN DE LA MEMORIA
PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERO CIVIL
POR: SEBASTIÁN IGNACIO FERNÁNDEZ MORALES
FECHA: AGOSTO 2016
PROF. GUÍA: JAMES MCPHEE TORRES

RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA MAPOCHO EN LOS ALMENDROS Y SU RELACIÓN CON VARIABLES DE ALMACENAMIENTO

La mayor parte de los cursos superficiales de agua disponibles en los valles de Chile Central se originan a partir de los procesos físicos que tienen lugar en la cordillera. La acumulación de nieve promueve el almacenamiento en la cuenca, permitiendo así contar con un suministro de agua persistente y estable en el tiempo de deshielo, atenuando el volumen de las crecidas pluviales.

En este trabajo se estudian las condiciones del manto y de precipitación que tienen lugar en la cuenca Mapocho en Los Almendros. Mediante las observaciones de la estación meteorológica UChile – Valle Nevado, se analiza la acumulación y la evolución de la nieve depositada, gracias a la instalación de equipamiento que permite medir la nieve equivalente en agua (en inglés *SWE*) y la densidad de la nieve en forma instantánea y automatizada.

Luego de ello se emplea la plataforma *Cold Regions Hydrological Model* (CRHM), para realizar un balance de transferencia de masa-energía, con el objetivo de evaluar el comportamiento del *SWE* y contrastar sus resultados con las mediciones de la estación. Posteriormente, ello da pie a extender el modelo de nieve a toda la cuenca, para finalmente desarrollar un modelo hidrológico que simule la respuesta en escorrentía superficial de la cuenca.

Las observaciones recopiladas permiten contar con información detallada del manto, permitiendo así escribir procesos a pequeña escala. Por último, se logra elaborar un modelo de derretimiento de nieve, en base un balance de energía-masa donde se cuantifican flujos de entrada y salida, obteniendo una correlación satisfactoria con los datos observados.

... En recuerdo de Raúl Guillermo Fernández Dávila.

Agradecimientos

A mis padres Tito y Carmen Gloria, por la vida, su amor y enseñanzas.

A mis hermanos Paz, Pamela y Tito por su apoyo y cariño.

A mi padrino Raúl Guillermo Fernández, por sus valores.

A mi madrina, Carmen Roa, por su inmensa ayuda y continuar con el legado de mi padrino.

A Cindy, por su energía, confianza y compañía.

A las grandes personas que la U me dio la oportunidad de conocer Jorge, Francisco, Pablo, Rodrigo, Matías, Fepo, Rolo, Peter, Edi, Vicky, Soto, Dani, Paci, Rosario, Óscar, JC, Willy, César, Pauli, Papo, Mauri, Nico, Chumis, Marta y muchos más. Gracias por las experiencias entregadas.

A Jiujitsu y Pancho Mella, por su fundamental ayuda en terreno y laboratorio.

A Jacqueline, Mónica y Paty, por su paciencia.

Al profesor James McPhee, por su respaldo y entregarme la oportunidad de realizar este trabajo.

A los profesores Ximena Vargas y Alberto De La Fuente, por sus aportes para mejorar esta memoria.

Al proyecto Fondecyt 1121184 por permitir el desarrollo de este y otros trabajos.

Tabla de Contenido

1	Introducción	1
1.1	Motivación	2
1.2	Alcances y Objetivo General	2
1.3	Objetivos Específicos	3
1.4	Estructura del informe	3
2	Antecedentes y revisión bibliográfica	4
2.1	Almacenamiento hidrológico	4
2.2	Procesos físicos asociados al manto nival	5
2.2.1	Transporte eólico	6
2.2.2	Condición del manto nival	9
2.2.3	Balance de energía	10
2.3	Instrumentación automatizada para la medición de nieve	16
2.3.1	Snow Scale	16
2.3.2	Snow Pack Analyser (SPA)	18
2.4	Cold Regions Hydrological Model (CRHM)	19
3	Zona y periodo de estudio	21
3.1	Ubicación	21
3.2	Fisiografía	21
3.3	Clima y régimen hidrológico	26
3.4	Monitoreo fluviométrico y meteorológico	26
3.4.1	Estación UChile – Valle Nevado	28
4	Condiciones meteorológicas y del manto de nieve	31
4.1	Condiciones meteorológicas	31
4.1.1	Variables calculadas	32
4.1.2	Evntos de precipitación	34
4.2	Condiciones del manto nival	36
5	Balance de energía y derretimiento a nivel puntual	39
5.1	Construcción del modelo CRHM a nivel puntual	39
5.2	Resultados	39
6	Modelación distribuida con CRHM	43
6.1	Discretización espacial: Definición de URH	43
6.2	Distribución de variables meteorológicas	45
6.2.1	Temperatura	45

6.2.2	Precipitación	46
6.2.3	Radiación	48
6.3	Evolución temporal y distribución espacial de SWE	50
6.3.1	Módulos CRHM	50
6.4	Modelación hidrológica con CRHM	51
7	Discusión y conclusiones	54
7.1	Discusión	54
7.1.1	Zona de estudio, monitoreo y modelamiento	54
7.1.2	Observaciones nivométricas	54
7.1.3	Medición de radiación solar	55
7.1.4	Modelo de balance de energía	55
7.1.5	Modelo hidrológico de escorrentía superficial	56
7.2	Conclusiones	56
	Bibliografía	59
A	Medición de la radiación solar	62
A.1	Piranómetros y corrección espectral	62
A.2	Comparación de medición radiación neta sensores	65

Índice de figuras

2.1	Temperatura crítica para la separación de eventos de lluvia o nieve	5
2.2	Modos de transporte de nieve por viento	7
2.3	Volumen de control transporte de nieve por viento	8
2.4	Esquema de flujos para balance de energía en el manto	11
2.5	Instalación Snow Scale en estación UChile-Valle Nevado. Mayo 2013	17
2.6	Dimensiones Snow Scale	17
2.7	Pictures of animals	18
3.1	Cuenca Río Mapocho en Los Almendros	22
3.2	Mapa de elevaciones - Mapocho en Los Almendros	23
3.3	Unidades geológicas y subcuencas	25
3.4	Variaciones estacionales de: a) temperatura, b) precipitación y c) caudal en Mapocho en Los Almendros	27
3.5	Estaciones fluviométricas y meteorológicas	27
3.6	Estación UChile – Valle Nevado. Agosto 2013	28
3.7	Estación UChile – Valle Nevado. Junio 2013	29
3.8	Alturas instrumentales	30
4.1	Datos estación UChile – Valle Nevado	33
4.2	Datos estación UChile – Valle Nevado, por evento de precipitaciones	35
4.3	Mediciones SPA estación UChile – Valle Nevado	36
4.4	Mediciones SPA estación UChile – Valle Nevado. 22 al 29 de sept	37
5.1	Balance de energía en estación UChile – Valle Nevado	41
5.2	Balance de energía en estación UChile – Valle Nevado. Periodo 2	42
6.1	Curvas hipsométricas subcuencas en Mapocho en Los Almendros	44
6.2	Resumen topografía de unidades de respuesta hidrológica	44
6.3	Delimitación de URH - Mapocho en Los Almendros	45
6.4	Gradientes de temperatura	46
6.5	Precipitación registrada en las estaciones	47
6.6	Precipitación en la temporada registrada según elevación	48
6.7	Mapa de radiación global en la cuenca Mapocho en Los Almendros para 08 de agosto	49
6.8	SWE modelada por CRHM	51
6.9	Simulación de caudales para subcuenca del Río Molina antes de la junta con Río San Francisco	52

A.1	Respuesta espectral normalizada del piranómetro Li-200 comparada con la distribución de la radiación global	62
A.2	Radiación solar global medida por fotodiodo de silicio (ordenadas) y termopila (abscisas)	63
A.3	Radiación solar global medida por fotodiodo de silicio (ordenadas) y termopila (abscisas)	63
A.4	Radiación solar medida por piranómetros Li200	64
A.5	Radiación OC, OL y extraterrestre en la estación	65
A.6	Comparación OC neta. Diferenciación por intervalo de días	66
A.7	Comparación OC neta. Diferenciación por condiciones de cielo	66
A.8	Comparación OC neta. Diferenciación horaria	67
A.9	Comparación OC reflejada (OCre) e incidente (OCin). 07 de agosto.	68
A.10	Comparación OC reflejada (OCre) e incidente (OCin). 09 de agosto.	68
A.11	Radiación solar medida por piranómetros Li200	69

Índice de tablas

3.1	Superficies subcuencas	24
3.2	Estaciones meteorológicas y fluviométricas	28
3.3	Sensores instalados en estación UChile – Valle Nevado	29
4.1	Eventos de precipitaciones durante el priodo de medición	34
6.1	Nomenclatura subcuencas	43
6.2	Estaciones meteorológicas DGA con registros de temperatura	45
6.3	Estaciones meteorológicas DGA con registros de precipitación	47

Capítulo 1

Introducción

Desde que el ser humano desarrolla la agricultura y con ello abandona la vida nómada, ha debido sortear la falta de un suministro estable y continuo del agua. De esta forma, los primeros asentamientos humanos se desplegaron en torno a los principales ríos, donde la disponibilidad de agua es inmediata. Es así como, antes de la llegada de los conquistadores españoles, lo que actualmente se conoce como el centro histórico de Santiago constituyó un centro urbano y administrativo incaico de importancia (Stehberg y Sotomayor, 2012). Esta zona, rodeada por los antiguos brazos del Río Mapocho, conformaba un lugar propicio para el desarrollo de los cultivos, el cual además reunía un conjunto de elementos considerados sagrados por el pueblo Inca. Sin embargo, las bondades que otorgaba la cercanía al Río Mapocho también significaban un peligro ante las crecientes que desbordaban el río e inundaba sus brazos secos (actuales calle Rozas y San Pablo), por lo que los primeros pobladores del Valle del Mapocho debían buscar refugio en las faldas del Cerro Huelén o Santa Lucía.

Así, los ríos han ido configurando el desarrollo de los centros poblados, mientras que el ser humano ha debido buscar técnicas para entender su comportamiento, ya sea para asegurar el suministro de agua, o bien para evitar catástrofes debido a la ocupación de tierras propias del río en periodo de crecidas. Ambos aspectos, constituyen los grandes desafíos en la hidrología.

Para comprender la dinámica de un río, se debe primero ahondar en su génesis, en el caso del Río Mapocho, en las montañas. Típicamente, el mayor aporte de agua en las cuencas andinas de Chile Central ocurre durante las precipitaciones en invierno, donde en promedio la altura la línea de nieves se sitúa en torno a los 2500 [m.s.n.m.], mientras que la cordillera supera los 5000 [m.s.n.m.], por lo que la mayor parte de la precipitación queda retenida en forma de nieve (Bravo y Garreaud, 2011). En consecuencia, el Río Mapocho posee un incuestionable origen nival, acompañado también de las crecidas pluviales durante el invierno.

1.1. Motivación

En gran parte de la Zona Central de Chile, la mayor disponibilidad hídrica en los ríos se encuentra en los meses de primavera y verano, producto del derretimiento y deshielo del manto de nieve y glaciares. Las precipitaciones en invierno constituyen la fuente fundamental de agua que alimenta estos procesos. Esta dinámica, no podría explicarse sin incorporar el concepto de almacenamiento.

El volumen de agua almacenado en una cuenca se constituye a partir de las aguas subterráneas, la humedad de suelo, el manto nival, la vegetación y el agua superficial (McNamara et al., 2011). Tradicionalmente el problema central en la hidrología ha sido estudiar la escorrentía superficial, sin embargo, entender la dinámica del almacenamiento constituye un desafío igual de importante. Por ejemplo, en periodos con condiciones hídricas secas los déficits en la humedad de suelo deben ser excedidos antes de dar lugar a la escorrentía (Seyfried et al., 2009). De igual forma en ambientes templados y tropicales este almacenamiento umbral también ocurre, pero en un menor de tiempo. En todos estos ambientes, existe una estrecha relación entre el almacenamiento subsuperficial y el flujo en superficie, un concepto que ha sido estudiado con larga data en hidrología (Nash, 1957).

El almacenamiento regula y controla la escorrentía superficial a la salida de la cuenca, constituyendo así una variable de estado para el sistema hidrológico. En este sentido, comprender su dinámica cobra suma importancia para dar entender los procesos que generan la escorrentía en los ríos y por ende, la disponibilidad de recursos hídricos en superficie.

La demanda de agua en Chile aumenta constantemente a la par con el crecimiento poblacional, agrícola e industrial. Para responder a estos requerimientos y velar por un adecuado manejo de los ecosistemas, es fundamental explicar los mecanismos que generan la escorrentía entendiéndolos como procesos físicos. Esto plantea medir, cuantificar y modelar las variables que intervienen en el almacenamiento y dan origen a los caudales superficiales, entre los cuales se encuentran factores climáticos, tales como: radiación, temperatura, evaporación, precipitación, etcétera; así como también la geomorfología y las propiedades del suelo.

1.2. Alcances y Objetivo General

Analizar la respuesta hidrológica de la cuenca Mapocho en Los Almendros en términos de los caudales instantáneos, y su relación con factores ligados a estados de almacenamiento como variables meteorológicas, nivométricas medidos en la estación hidrológica de altura Valle Nevado.

1.3. Objetivos Específicos

Dentro de los objetivos específicos se encuentran:

- Instalar una estación meteorológica de altura con la finalidad de contar con observaciones que permitan caracterizar las propiedades del manto nival (Estación UChile – Valle Nevado).
- Analizar e interpretar las mediciones en la estación de altura UChile – Valle Nevado y relacionar sus observaciones con los procesos que intervienen en el manto nival.
- Desarrollar un modelo de transferencia de masa y energía que permita simular el derretimiento puntual.
- Aplicar el modelo hidrológico CRHM (Cold Regions Hydrological Model) con el fin de simular la acumulación y derretimiento de nieve en la cuenca Mapocho en Los Almendros, junto con la respuesta en escorrentía a la salida de la cuenca.

1.4. Estructura del informe

El presente trabajo se expondrá de acuerdo a la siguiente estructura:

- **Capítulo 1. Introducción:** Corresponde a la descripción del tema, la motivación de éste y los alcances y objetivos del trabajo realizado.
- **Capítulo 2. Antecedentes y revisión bibliográfica:** Corresponde a la revisión bibliográfica o antecedentes. En este capítulo se explican los conceptos necesarios para la comprensión y contextualización del trabajo.
- **Capítulo 3. Zona y periodo de estudio:** Se describe la zona de estudio indicando su ubicación, fisiografía, clima y régimen hidrológico. Se indica además el tipo de observaciones con que se dispone para este trabajo.
- **Capítulo 4. Condiciones meteorológicas y del manto de nieve:** Se presenta la información disponible, identificando eventos de precipitación dentro del periodo en estudio y la evolución del manto nival durante la temporada.
- **Capítulo 5. Balance de energía y derretimiento a nivel puntual:** Se describe la construcción del balance de energía puntual mediante CRHM y se exponen sus resultados basados en las observaciones de la estación UChile – Valle Nevado.
- **Capítulo 6. Modelación distribuida con CRHM:** Corresponde a la simulación espacial y temporal del manto nival en la cuenca Mapocho en Los Almendros con el modelo CRHM. Se describe la metodología realizada para distribuir las variables meteorológicas y se exponen los resultados de la modelación hidrológica
- **Capítulo 7. Discusión y conclusiones:** Se realiza una discusión de los resultados abordando los principales temas que abarca este trabajo. Finalmente se presentan las conclusiones junto con las tareas propuestas a desarrollar en el futuro.

Capítulo 2

Antecedentes y revisión bibliográfica

El presente capítulo busca entregar una síntesis de la información recopilada en la búsqueda bibliográfica. Se organiza de acuerdo a los temas más importantes que conformaron el trabajo de título.

2.1. Almacenamiento hidrológico

Se entiende por almacenamiento como la cantidad de agua que se encuentra en un instante de tiempo dentro de la cuenca hidrográfica. Normalmente se identifica un almacenamiento activo en aquellas zonas que retienen agua y posteriormente la liberan a escalas de tiempo relevantes para los ciclos anuales de flujo afluente y efluente (McNamara et al., 2011).

El volumen de agua almacenado en una cuenca puede estar constituido por las aguas subterráneas, la humedad de suelo, la vegetación, el manto nival, los glaciares y el agua superficial ya sea en ríos y lagos. En suma, dichas componentes caracterizan el estado del sistema hidrológico. El concepto de almacenamiento no implica suponer que el agua se encuentra estática, sino por el contrario, en todos los elementos mencionados el agua se mueve, pero a distintas escalas.

El almacenamiento produce dos efectos sobre la escurrimiento de salida de una cuenca (Dingman, 2015):

1. Disminuye la variabilidad relativa entre los flujos de salida respecto a las variables de entrada. Esto se puede cuantificar mediante indicadores estadísticos como el coeficiente de variación.
2. Aumenta la persistencia de los caudales efluentes relativo a los afluentes, es decir, la tendencia a que las variables no experimenten grandes variaciones respecto a los valores anteriores (valores altos se mantienen altos y valores bajos siguen bajos). Esto se ve reflejado por el coeficiente de correlación de las series temporales.

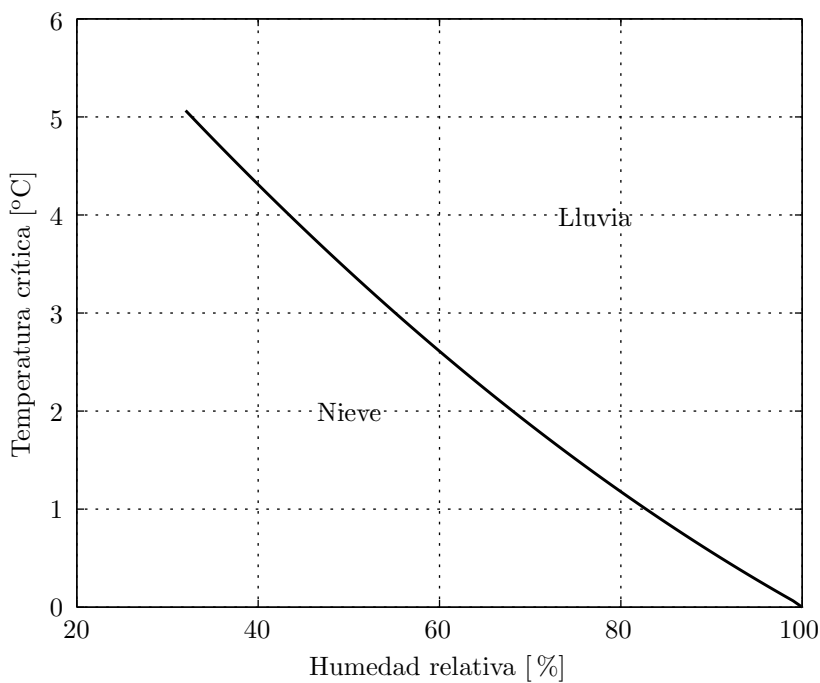
De esta forma, el almacenamiento constituye una variable crítica a la hora de evaluar las condiciones hidrológicas de una cuenca. Gracias al agua almacenada dentro una cuenca se observa escurrimiento en los ríos durante meses en que no existe precipitación.

2.2. Procesos físicos asociados al manto nival

La hidrología de nieves busca describir y dar explicación a los fenómenos que ocurren en el manto nival tanto en su evolución temporal como en su distribución espacial. Los primeros antecedentes sobre el estudio de la nieve y su relación con la escorrentía provienen desde la Antigua Grecia, donde el filósofo Anaxágoras (500 -428 ADC) postulaba: *El Nilo proviene desde la nieve en Etiopía, la cual se derrite en verano y se congela en invierno* (Fairbanks, 1898). Desde mediados del siglo XX, la hidrología de nieves ha experimentado un gran desarrollo con la creación de laboratorios y centros de investigación dedicados a la nieve tanto en Rusia, Estados Unidos, Canadá y China.

Toda forma de precipitación depende de la saturación del aire con vapor de agua. El ascenso de las masas de aire corresponde a uno de los mecanismos que propician dicha saturación, debido a que el contenido de humedad alcanza el punto de rocío al encontrarse con temperaturas más frías en las capas superiores de la atmósfera. En el caso de las zonas montañosas, el relieve pronunciado obliga a que las masas de aire asciendan, provocando el llamado efecto orográfico. La precipitación en forma de nieve depende de varios factores geográficos y climáticos: latitud, altitud, la distancia a grandes cuerpos de agua superficial y la naturaleza de la circulación regional de las masas de aire (McKay y Gray, 1981). En DeWalle y Rango (2008) emplean la temperatura crítica (Ecuación 2.1) para discriminar si los eventos de precipitación se tratan de lluvia o nieve. Dado que los cristales de nieve al caer en la atmósfera son enfriados debido a la sublimación en condiciones de humedad secas, la precipitación sólida puede permanecer incluso a temperaturas levemente superiores al punto de congelamiento (Figura 2.1).

Figura 2.1: Temperatura crítica para la separación de eventos de lluvia o nieve



DeWalle y Rango (2008)

$$T_{critica} = 3.343 \cdot 10^{-4} \cdot HR^2 - 0.118 \cdot HR + 8.513 \quad (2.1)$$

Donde:

$T_{critica}$ = temperatura crítica [°C]

HR = humedad relativa del aire [%], dentro del rango de 30 % a 100 %.

La nieve se compone de tres fases: hielo (sólido), agua líquida y aire (gas). La combinación en distintas proporciones de estas fases producen que un estrato de nieve, con cierto espesor, pueda variar en su contenido de agua dependiendo del grado de compacidad. Por este motivo y a modo de cuantificar el volumen de agua por unidad de área se introduce el equivalente en agua de nieve (SWE, por Snow Water Equivalent), que se obtiene a partir de la ecuación 2.2.

$$SWE = h_s \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (2.2)$$

Donde:

SWE = agua equivalente de nieve (Snow Water Equivalent) [m]

h_s = profundidad del manto de nieve [m]

ρ_s = densidad de la nieve promedio [kg/m³] = $\frac{1}{h} \int_{z=0}^{z=h} \rho dz$

ρ_w = densidad del agua a 4°C [10³ kg/m³]

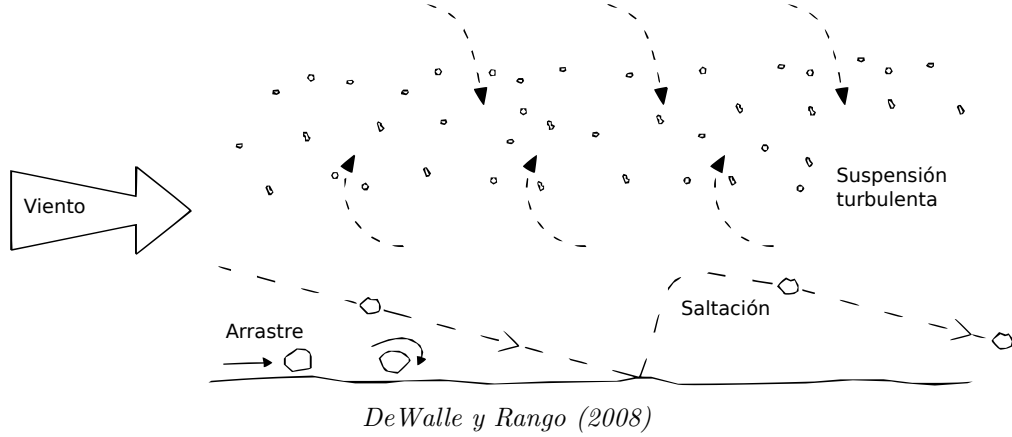
A medida que la nieve se va acumulando sobre la superficie del suelo, va quedando expuesta a diversos agentes que van alterando la condición del manto y su distribución espacial. El relieve de la cuenca (elevación, aspecto y pendiente), junto con alterar los gradientes locales de temperatura y precipitación, determina la variabilidad espacial de la radiación solar incidente además del grado de exposición al viento, factor importante para el transporte eólico. Por su parte, la presencia y densidad de vegetación condiciona la intercepción, disminuyendo la cantidad de precipitación neta que cae hacia el suelo.

2.2.1. Transporte eólico

A menudo la nieve es transportada por el viento antes que sublime o se deposite para formar parte del resto del manto. Este fenómeno conlleva problemas para la medición de la precipitación con pluviómetros estándar diseñados para lluvia, ya que por un lado el acarreo eólico induce una subestimación en las mediciones y, dependiendo de la cantidad, existe riesgo de obstrucción por nieve acumulada en la boca del pluviómetro.

Existen tres modos principales de transporte de nieve: suspensión turbulenta, saltación y arrastre (Figura 2.2). Generalmente el primero se trata de pequeñas partículas de hielo y nieve que entran en suspensión por la acción de la turbulencia del aire, venciendo la fuerza la gravedad, llegando a formar una capa de varios metros de espesor. Las partículas de mayor tamaño que son levantadas por la turbulencia se transportan por saltación y van rebotando sobre el suelo dentro de una capa de aire de unos cuantos centímetros sobre la superficie. Finalmente, bajo ciertas condiciones el viento puede arrastrar aquellas partículas grandes y disgregadas, deslizándolas o rodándolas contra la superficie. Si bien el acarreo eólico depende de varios factores, por lo general domina el transporte por suspensión seguido de la saltación.

Figura 2.2: Modos de transporte de nieve por viento



El transporte de la nieve inicia cuando el esfuerzo de corte que ejerce el viento sobre la superficie supera el esfuerzo de corte resistente de la superficie. El esfuerzo de corte del viento depende de la rugosidad de superficie y de la velocidad. Mientras mayor sea la rugosidad de superficie, mayor turbulencia, por lo que mayor será el esfuerzo de corte para una velocidad del viento dada. Bajo condiciones atmosféricas estables, el esfuerzo de corte sobre una superficie de nieve uniforme de extensión infinita queda expresado por la ecuación 2.3:

$$\tau = \rho_a k^2 \frac{u^2}{[\ln z/z_0]^2} \quad (2.3)$$

Donde:

τ = esfuerzo de corte $[\frac{kg}{ms}]$

ρ_a = densidad del aire $[kg/m^3]$

k = constante de von Karman = 0.4 [-]

u = velocidad del viento $[m/s]$

z_0 = longitud de rugosidad de superficie $[m]$

z = altura de medición del viento $[m]$

Por ejemplo, de acuerdo a Kind (1981), para que la nieve fresca entre en suspensión se requiere de un esfuerzo de corte $0.11 [\frac{kg}{ms}]$, debido a que se compone de pequeños cristales aislados sin uniones con las partículas vecinas. Por otra parte, a aquellas superficies conformadas por nieve dura o con alto contenido de humedad se les debe ejercer esfuerzos de corte del orden de $1 [\frac{kg}{ms}]$ para lograr una incipiente erosión eólica (Kind, 1981).

Basado en fundamentos teóricos y relaciones empíricas a partir de mediciones, Pomeroy et al. (1993) propone el modelo de transporte de nieve según las ecuaciones 2.4 y 2.5.

$$Q_{salt} = \frac{C_{salt} \rho_a u_t^*}{u_n^* g} [u^{*2} - u_n^{*2} - u_t^{*2}] \quad (2.4)$$

Donde:

Q_{salt} = tasa de transporte por saltación $[kg/m/s]$

C_{salt} = coeficiente empírico que combina velocidad y eficiencia de saltación = 0.68 $[m/s]$

u^* = velocidad friccional asociada al esfuerzo de corte $[m/s]$

u_n^* = velocidad friccional asociada al esfuerzo de corte aplicado sobre elementos de la superficie no erosionables $[m/s]$

u_t^* = velocidad friccional asociada al esfuerzo de corte aplicado sobre la superficie del manto [m/s]

$$Q_{susp} = \frac{u^*}{k} \int_{h^*}^{z_b} \eta(z) \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) dz \quad (2.5)$$

Donde:

Q_{susp} = tasa de transporte por suspensión [kg/m/s]

h^* = límite inferior de la capa de suspensión (aproximadamente sobre la zona de saltación) [m]

z_b = límite superior de la capa de suspensión [m]

$\eta(z)$ = concentración de masa de nieve en suspensión a la altura z [kg/m³]

Para un estado permanente, la concentración de masa de nieve en suspensión puede aproximarse mediante la Ecuación 2.6 (Pomeroy y Male, 1992).

$$\eta(z) = \eta(z_r) \exp \left(-A / (B u^*)^{-0.544} - z^{-0.544} \right) \quad (2.6)$$

Donde:

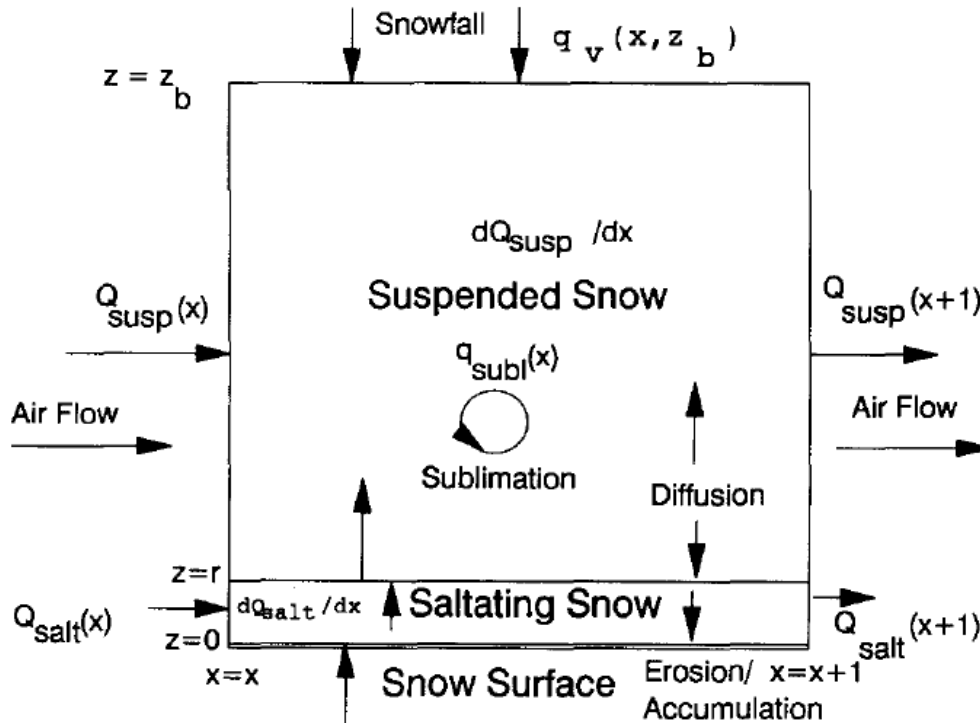
$\eta(z_r)$ = concentración de masa de nieve en suspensión referencial = 0.8 [kg/m³]

$A = 1.55$ [m^{0.544}]

$B = 0.05628$ [s^{0.544}]

Luego, considerando el volumen de control de la Figura 2.3, se puede calcular la tasa de transporte sobre la superficie del manto $q_v(x, z = 0)$ empleando la Ecuación 2.7.

Figura 2.3: Volumen de control transporte de nieve por viento



Pomeroy et al. (1993)

$$q_v(x, z = 0) = \frac{dQ_{salt}}{dx}(x) + \frac{dQ_{susp}}{dx}(x) + q_{subl} + q_v(x, z_b) \quad (2.7)$$

Donde:

$q_v(x, z = 0)$ = flujo vertical debido a la erosión/depositación por transporte de nieve sobre la superficie del manto [kg/m²/s]

$q_v(x, z_b)$ = flujo vertical de nieve al tope del volumen de control [kg/m²/s]

q_{subl} = tasa de sublimación de nieve debido al transporte eólico [kg/m²/s]

Cabe mencionar que durante el transporte por viento, las partículas de nieve presentan una mayor superficie expuesta a la atmósfera, por lo cual, una cantidad importante de agua puede sublimarse (q_{subl}) dependiendo de las condiciones meteorológicas.

2.2.2. Condición del manto nival

Tras depositarse y acumularse las capas de nieve sobre el suelo, los granos van experimentando cambios en su estructura, tamaño y forma. Este metamorfismo va alterando las propiedades como la porosidad, la permeabilidad y la conductividad térmica al interior del manto, factores que van condicionando el almacenamiento y el derretimiento,

Las variaciones en la densidad y el tipo de grano a lo largo del perfil del manto revelan la historia de la nieve depositada, reflejando el resultado de la superposición de la serie de eventos de precipitación, derretimiento y recongelamiento (refreezing) que ha experimentado la nieve.

La densificación de la nieve es producto de la influencia del metamorfismo del manto. La nieve fresca presenta densidades que pueden encontrarse entre los 50 y 100 [kg/m³], o incluso hasta 350 [kg/m³] (Judson y Doesken, 2000). Avanzada la temporada de derretimiento la nieve disminuye su porosidad llegando a densidades que se sitúan entre los 350 y 500 [kg/m³]. Esta variabilidad responde a los cambios en las fracciones líquida y sólida que componen el manto nival (Ecuación 2.8).

$$\rho_s = \rho_i(1 - \phi) + \rho_w\phi S_w \quad (2.8)$$

Donde:

ρ_s = densidad del manto de nieve [kg/m³]

ρ_i = densidad del hielo = 917 [kg/m³]

ρ_w = densidad del agua = 10³ [kg/m³]

ϕ = porosidad del manto = Volumen espacio de poros / Volumen del manto

S_w = saturación de agua = Volumen de agua líquida / Volumen espacio de poros

$1 - \phi$ = fracción volumétrica sólida del manto

ϕS_w = fracción volumétrica líquida del manto

La densidad y la temperatura permiten conocer el contenido de frío, el cual representa la cantidad de agua líquida proveniente de derretimiento o lluvia que debe ser recongelada al interior del manto de nieve a temperatura negativa para elevar la temperatura del manto hasta el punto de fusión. (Ecuación 2.9) (DeWalle y Rango, 2008)

$$CC = \frac{\rho_s c_i h (273.16 - T_s)}{\rho_w L_f} = SWE \frac{c_i}{L_f} (273.16 - T_s) \quad (2.9)$$

Donde:

CC = contenido de frío (*Cold Content*) [m de agua]

ρ_s = densidad promedio del manto [kg/m^3]

c_i = calor específico del hielo = $2100 \left[\frac{\text{J}}{\text{kgK}} \right]$

h = profundidad del manto [m]

T_s = temperatura promedio del manto [K]

ρ_w = densidad del agua = $10^3 \text{ [kg}/\text{m}^3]$

L_f = calor latente de fusión = $3.34 \cdot 10^5 \left[\frac{\text{J}}{\text{kg}} \right]$

Por tanto, para que ocurra la fusión de la nieve, en primer el lugar el balance de energía debe satisfacer el contenido de frío, en otras palabras, la nieve debe elevar su temperatura al punto de congelamiento. Luego con el objetivo de que el agua proveniente de la fusión sea liberada del manto, se debe satisfacer la capacidad de retención de agua líquida en la nieve, que generalmente se considera como un 3% de la masa. Para cuantificar los efectos del contenido de frío y de agua líquida para el cálculo del derretimiento, comúnmente se introduce el parámetro adimensional llamado calidad térmica (B), definido como la energía requerida para derretir una masa unitaria de la nieve dividida por la energía necesaria una masa unitaria de hielo a 0 [°C] (Ecuación 2.10).

$$B = \frac{(1 - \theta_w)L_f + c_i(273.16 - T_s)}{L_f} \quad (2.10)$$

Donde:

B = Calidad térmica del manto [-]

θ_w = Contenido en masa de agua líquida [$\text{kg}_{\text{líquido}}/\text{kg}_{\text{nieve}}$]

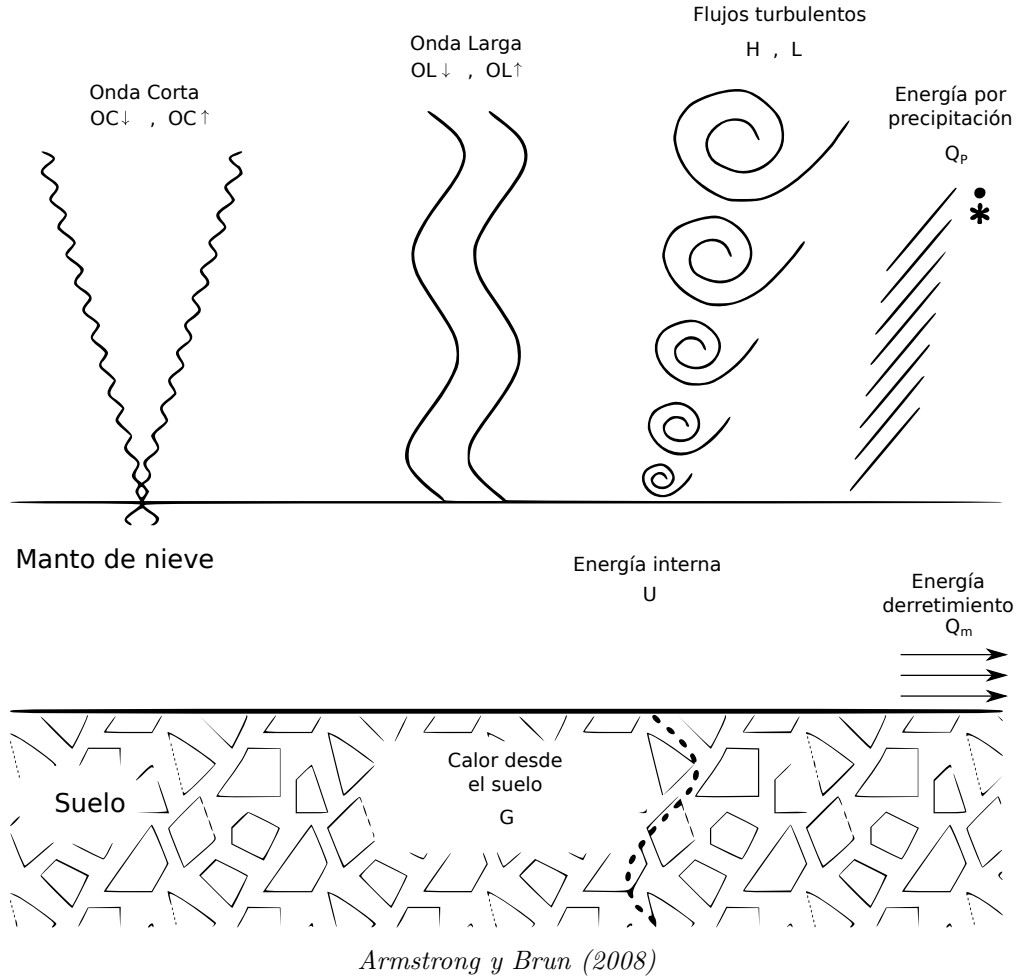
La calidad térmica puede alcanzar valores de 0.8 para nieve madura y en torno a 1.1 para nieve cuya temperatura se encuentre muy por debajo del punto de fusión.

2.2.3. Balance de energía

El intercambio de energía que se produce en las fronteras del manto, ya sea con la atmósfera o con el suelo, es crucial para que el manto libere agua ya sea por medio del derretimiento o a través de la sublimación, por cuanto se trata de la fuente de calor necesaria para realizar los cambios de fase necesarios

La Figura 2.4 esquematiza los flujos que se identifican dentro del balance de energía sobre el manto el manto nival:

Figura 2.4: Esquema de flujos para balance de energía en el manto



2.2.3.1. Radiación solar

Constituye la fuente principal de energía y se trata de la radiación proveniente de la estrella más cercana a la Tierra, cuyo espectro se sitúa entre los 0.2 y 100 μm . Se habla de radiación de onda corta aquella compuesta por ondas cuyas longitudes de onda inferiores a los 4 μm , equivalente al 99.2% del espectro solar (Armstrong y Brun, 2008). La luz al ingresar a la atmósfera experimenta procesos como transmisión, absorción, reflexión y refracción; por lo cual la radiación que llega a la superficie difiere de la radiación solar que incide sobre el tope de la atmósfera. Se conoce por dispersión atmosférica o *scattering* a los múltiples efectos de reflexión y refracción que es sometida la radiación solar al interactuar con los distintos componentes atmosféricos. La radiación global que recibe una superficie se compone de la radiación directa y la radiación difusa, como lo describe la ecuación 2.11:

$$OC \downarrow = D + I_b \cos Z \quad (2.11)$$

Donde:

$OC \downarrow$ = Radiación global incidente [W/m^2]

D = Flujo de radiación difusa [W/m^2]

I_b = Flujo de radiación directa incidente en una superficie normal [W/m^2]

Z = ángulo cenital [$^\circ$]

El ángulo cenital Z corresponde al ángulo comprendido entre los rayos de luz provenientes del sol y la perpendicular al plano horizontal de la superficie del manto de nieve. Dicho ángulo varía dependiendo de la latitud, el día del año y la hora local.

El ángulo Z y la cobertura de nubes afectan en la proporción de radiación difusa y directa que incide sobre una superficie. En días despejados, cerca del 80 % de la radiación global se recibe en forma directa. Por el contrario, aquellos días con una gruesa cobertura de nubes, la radiación solar puede ser dispersada en un 80 % o más. En zonas con latitudes altas aumenta la radiación difusa, debido a que los rayos solares deben recorrer más la atmósfera para alcanzar la superficie.

Se conoce por albedo como la razón entre la radiación de onda corta reflejada por una superficie y la que incide sobre ella. Este valor varía dependiendo del tipo de superficie. En particular para superficies cubiertas por nieve se pueden encontrar valores de albedo que se sitúan entre los 0.5 (nieve madura) y 0.95 (nieve fresca). Este valor es fundamental para el balance de energía, ya que determina la radiación de onda corta que ingresa al manto, conocida como radiación de onda corta neta (Ecuación 2.12). El albedo de la nieve depende de factores como: tamaño de grano, ángulo cenital de la fuente de radiación, rango espectral, contaminantes en la nieve (presencia de detritos) y la profundidad del manto.

$$OC_{net} = OC \downarrow - OC \uparrow = OC \downarrow - \alpha OC \downarrow = OC \downarrow (1 - \alpha) \quad (2.12)$$

Donde:

OC_{net} = Radiación onda corta neta [W/m^2]

$OC \downarrow$ = Radiación onda corta incidente [W/m^2]

$OC \uparrow$ = Radiación onda corta reflejada [W/m^2]

α = albedo []

2.2.3.2. Radiación de onda larga

La radiación de onda larga comprende a longitudes de onda que van desde los 4 a los 100 μm aproximadamente. La radiación que incide sobre la superficie del manto $OL \downarrow$, corresponde a la radiación termal emitida por la atmósfera (gases como vapor de agua y dióxido de carbono, y las nubes), mientras que en el sentido opuesto se encuentra la radiación emitida por la superficie $OL \uparrow$.

$$OL_{net} = OL \downarrow - OL \uparrow \quad (2.13)$$

Donde:

OL_{net} = Radiación onda larga neta [W/m^2]

$OL \downarrow$ = Radiación onda larga emitida por la atmósfera [W/m^2]

$OL \uparrow$ = Radiación onda larga emitida por la superficie [W/m^2]

2.2.3.3. Flujos turbulentos de calor

Compuesto en primer lugar por el flujo de calor sensible, el cual se origina a partir de gradientes verticales de temperatura. Además dentro de estos flujos se incluye el calor latente, derivado de los cambios de fase que experimenta el agua en presencia de gradientes verticales

en la presión vapor. Ambos flujos de calor son llevados desde la superficie del manto debido a la acción de la turbulencia el viento dentro de la capa límite atmosférica justo sobre el manto (Morris, 1989). Pueden ser calculados mediante las ecuaciones 2.14 y 2.15.

$$Q_h = \rho_a c_p C u_a (T_a - T_s) \quad (2.14)$$

$$Q_e = \rho_a \frac{0.622L}{P_a} C u_a (e_a - e_0) \quad (2.15)$$

Donde:

Q_h = Flujo de calor sensible [W/m²]

Q_e = Flujo de calor latente [W/m²]

ρ_a = Densidad del aire [kg/m³]

L = Calor latente de vaporización o sublimación, según corresponda [J/kg]

c_p = Calor específico del aire = $1.005 \cdot 10^3$ [J/Kg/K]

C = Coeficiente de transferencia (Ecuación 2.16)

u_a = Velocidad del viento en la altura z_u [m/s]

T_a = Temperatura del aire en la altura z_a [K]

T_s = Temperatura superficial de la nieve [K]

e_a = Presión vapor en la atmósfera en la altura z_a [Pa]

e_0 = Presión vapor en la superficie del manto [Pa]

P_a = Presión atmosférica total [Pa]

Las condiciones de estabilidad en la atmósfera se evalúan mediante el Número de Richardson (Ecuación 2.18), junto con las ecuaciones 2.16 y 2.17.

$$C/C_n = \begin{cases} (1 - 16Ri_B)^{0.75} & \text{si } Ri_B < 0, \text{ condiciones atmosféricas inestables} \\ (1 - 5Ri_B)^2 & \text{si } Ri_B > 0, \text{ condiciones atmosféricas estables} \end{cases} \quad (2.16)$$

$$C_n = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{z_a}{z_0}\right) \ln\left(\frac{z_u}{z_0}\right)} \quad (2.17)$$

$$Ri_B = \frac{g}{\frac{T_a + T_s}{2}} z_a \frac{T_a - T_s}{u_a^2} \quad (2.18)$$

Donde:

Ri_B = Número de Richardson

g = aceleración de gravedad = 9.8 [m/s²]

C_n = Coeficiente de transferencia para atmósfera neutralmente estable

k = Constante de von Kármán = 0.41

z_0 = Longitud de rugosidad aerodinámica [m]

z_u = Altura de medición de la velocidad del viento [m]

z_a = Altura de medición de la temperatura y humedad relativa [m]

De esta forma, la tasa de sublimación/evaporación o condensación (valores negativos) E se puede calcular según la Ecuación 2.19.

$$E = \frac{-Q_e}{\rho_w L} \quad (2.19)$$

Cabe mencionar que Q_e puede tomar valores negativos como positivos, correspondientes a sublimación (o evaporación) y condensación, respectivamente.

2.2.3.4. Energía debido a la precipitación

La precipitación participa dentro del balance e energía de tres formas:

- Calor sensible debido a la temperatura de la lluvia, típicamente mayor que la del manto.
- Calor sensible en el caso de que la precipitación líquida llegue al punto de congelamiento al entrar en contacto con la nieve.
- Condensación sobre el manto nival asociado a humedades relativas altas, especialmente en climas lluviosos.

2.2.3.5. Intercambio de calor con el suelo

Se trata de una pequeña componente dentro del balance de energía y tiene lugar en la base del manto en contacto con el suelo que se encuentra a una temperatura distinta a la de la nieve. Consiste en energía transmitida por conducción en presencia de gradientes verticales de temperatura entre la nieve y el suelo.

2.2.3.6. Energía para el derretimiento

Corresponde a la pérdida de energía desde el manto como calor latente de fusión. Antes que la nieve se transforme en agua líquida, resulta necesario que el manto alcance una condición isotermal de 0 [°C], es decir, que el contenido de frío sea nulo. Además, para que el agua proveniente de la fusión sea liberada del manto, se debe satisfacer la capacidad de retención de agua líquida en la nieve, que generalmente se asume como un 3 % de la masa.

La energía necesaria para que la nieve se derrita, proviene del saldo del balance de energía. Si el suministro de energía disponible no supera el contenido de frío, entonces el derretimiento no tendrá lugar y la nieve sólo experimentará un incremento en su temperatura, con un posible cambio en su estructura interna (metamorfosis). En cambio, si la energía disponible supera el contenido de frío, en primer lugar el manto empleará esa energía para elevar su temperatura al punto de fusión, luego aumentará su contenido de agua hasta un 3 % para finalmente empezar a fusionar la nieve que drenará desde el manto, con la energía remanente (DeWalle y Rango, 2008).

$$M = \frac{Q_m}{\rho_w L_f B} \quad (2.20)$$

Donde:

M = Tasa de derretimiento [m/s]

Q_m = Flujo de energía para derretimiento [W/m²]

ρ_w = densidad del agua = 10³ [kg/m³]

L_f = calor latente de fusión = 3.3410⁵ [$\frac{J}{kgK}$]

B = Calidad térmica del manto [-] (Ecuación 2.10)

Tomando en cuenta estos flujos de energía, y sin considerar las transferencias de energía horizontales ni la influencia de la vegetación, el balance de energía en una superficie de nieve abierta y plana queda expresado por la ecuación 2.21:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = OC_{net} + OL_{net} + Q_H + Q_L + Q_P + G - Q_m \quad (2.21)$$

Donde:

$\frac{\partial U}{\partial t}$ = Variación en la energía interna [W/m²]

OC_{net} = Radiación onda corta neta [W/m²]

OL_{net} = Radiación onda larga neta [W/m²]

H = Flujo de calor sensible [W/m²]

L = Flujo de calor latente [W/m²]

Q_P = Flujo de calor debido a la precipitación [W/m²]

G = Flujo de calor desde el suelo [W/m²]

Q_m = Energía disponible para el derretimiento [W/m²]

Los cambios en la energía interna del manto se manifiestan en cambios en la temperatura interna del manto, como lo expresa la ecuación 2.22:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \rho_w c_i \frac{\partial T_s}{\partial t} SWE \quad (2.22)$$

Donde:

$\frac{\partial U}{\partial t}$ = Variación en la energía interna [W/m²]

ρ_s = densidad del manto [kg/m³]

c_i = calor específico del hielo = 2100 [$\frac{J}{kgK}$]

T_s = temperatura interna del manto [°C]

t = tiempo [s]

z = altura sobre el suelo [m]

h = profundidad del manto [m]

Si se expresan los flujos de energía que llegan al manto provenientes del medio exterior como $Q_{ext} = OC_{net} + OL_{net} + H + L + Q_P + G$ y reemplazando las ecuaciones 2.20 y 2.22, el balance de energía de la Ecuación 2.21, se reduce a:

$$\rho_w c_i \frac{\partial T_s}{\partial t} SWE = Q_{ext} - M \rho_w L_f B \quad (2.23)$$

Si se realiza una representación bajo un esquema discreto en donde $\partial \approx \Delta$, se puede obtener la cantidad de agua líquida derretida desde del manto $M\Delta t$ en [mm], a partir del

balance de energía de la Ecuación 2.23.

$$M\Delta t = \frac{Q_{ext}\Delta t}{\rho_w L_f B} - \frac{c_i \Delta T_s SWE}{L_f B} \quad (2.24)$$

Considerando la Ecuación 2.9, se puede notar que $\Delta CC = \frac{c_i \Delta T_s SWE}{L_f}$, por lo tanto, se obtiene la Ecuación 2.25 para expresar la cantidad de agua derretida en un intervalo de tiempo Δt .

$$M\Delta t = \frac{Q_{ext}\Delta t}{\rho_w L_f B} - \frac{\Delta CC}{B} \quad (2.25)$$

En consecuencia, la energía que recibe el manto, en primera instancia debe suplir el contenido de frío, vale decir, elevar su temperatura hasta el punto de fusión. El remanente de energía, en el caso de que exista, podrá ser empleado para que la nieve sea liberada en forma líquida. De esta forma, el contenido de frío da cuenta de la historia térmica del manto y constituye la reserva en frío para que la nieve se derrita en forma paulatina.

El desarrollo del balance de energía da pie para construir el balance de masa en el manto, lo cual permite estudiar la evolución de la cantidad de nieve expresada en su equivalente en agua (Ecuación 2.26, (Pomeroy et al., 2007)).

$$\Delta SWE = Pp_s - E\Delta t - M\Delta t - \frac{q_v(x, z = 0)(1000[\text{mm/m}])}{\rho_w} \Delta t \quad (2.26)$$

Donde:

ΔSWE = Variación de SWE en un intervalo de tiempo Δt [mm]

Pp_s = Precipitación en forma de nieve [mm]

E = sublimación desde superficie (o condensación si $E < 0$) [mm/s]

M = tasa de derretimiento de nieve [mm/s]

$q_v(x, z = 0)$ = flujo de nieve transportada por viento [$\text{kg/m}^2/\text{s}$]

ρ_w = densidad del agua [kg/m^3]

Δt = Intervalo de tiempo [s]

2.3. Instrumentación automatizada para la medición de nieve

A continuación se presentan sensores que permiten realizar observaciones del manto nival en forma automatizada y continua.

2.3.1. Snow Scale

Consiste en un dispositivo que mide el agua equivalente de la nieve, especialmente diseñado para su instalación en terreno. Se compone por placas de aluminio instaladas en un marco metálico sobre la superficie del suelo. Su principio de funcionamiento se basa en una báscula instalada por debajo de una placa central sobre la cual la nieve se va acumulando. Similar a un Snow Pillow, el Snow Scale ofrece ventajas como:

- Instalación rápida (se puede instalar directamente sobre el suelo, sin la necesidad de una superficie hormigonada).
- No requiere del uso de líquido anticongelante.
- La nieve se va depositando sobre placas de aluminio perforadas, por lo cual se reduce la resistencia térmica mejorando el flujo de calor a través del dispositivo. Además, se favorece el drenaje de agua entre el manto y el suelo.

Las báscula opera en un rango que va desde los 4 a los 20 [mA], lo cual, dependiendo del modelo, permite que el Snow Scale mida dentro de los siguientes intervalos: 0 a 200 [mm SWE], 0 a 500 [mm SWE] ó 0 a 1000 [mm de SWE]. Posee una resolución de 0.1 [mm SWE], con un error asociado de un 3%.

Figura 2.5: Instalación Snow Scale en estación UChile-Valle Nevado. Mayo 2013

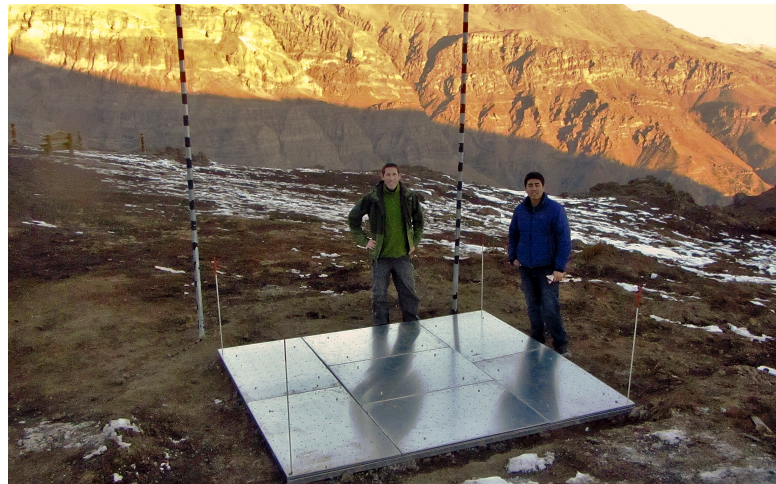
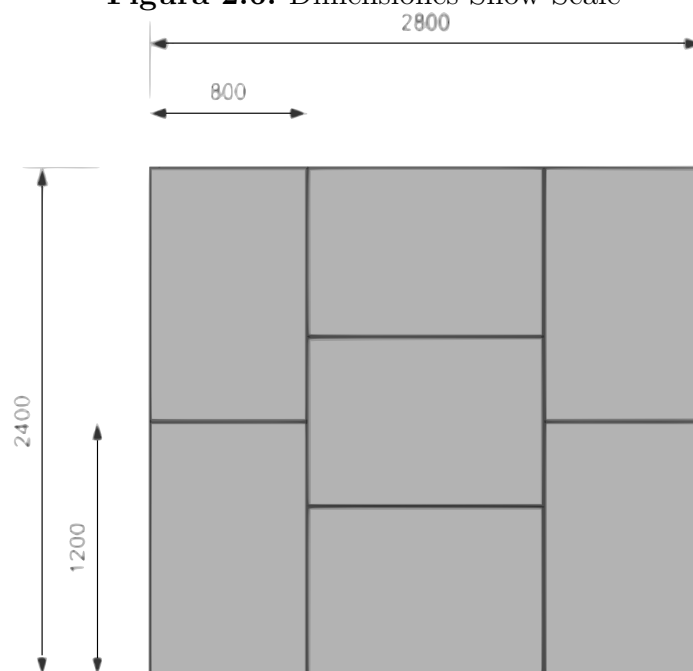


Figura 2.6: Dimensiones Snow Scale



2.3.2. Snow Pack Analyser (SPA)

Como se ha mencionado previamente, la nieve consta de tres componentes: hielo, agua y aire. Empleando distintas frecuencias, estos componentes muestran diferentes constantes dieléctricas. El Snow Pack Analyser mide la impedancia compleja en dos frecuencias a lo largo de un cinta plana inserta en la nieve, pudiendo así estimar el contenido volumétrico de hielo y agua. Con esta información y a través de la ecuación 2.8, este dispositivo calcula la densidad de la nieve en forma continua y automatizada. Junto al SPA, se puede incorporar un sensor ultrasónico para medir la profundidad del manto, que combinado con la densidad, define el agua equivalente en nieve (Ecuación 2.2).

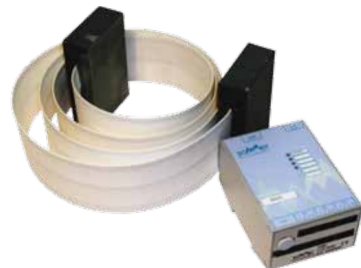
El desarrollo de este sensor se remonta al proyecto de investigación SNOWPOWER entre los años 2001 y 2004. Las pruebas en terreno se llevaron a cabo en dos lugares. Uno de ellos se emplazó en Weissfluhjoch, municipio de Davos, Suiza. Se trata de una zona en los altos Alpes donde convergen varios laboratorios destinados a la investigación de nieve y avalanchas, con crudas condiciones de invierno, alcanzando temperaturas de -20 [°C] y ráfagas de 25 a 30 [m/s]. El otro lugar de pruebas se ubicó en la cuenca de Bras d'Henri en la provincia de Quebec, Canadá (Niang et al., 2003), caracterizado por un clima ártico y pendientes suaves con un máximo de 0.5 %. En ambos sitios se llevaron a cabo mediciones y pruebas en terreno con el objetivo de evaluar el funcionamiento SPA. En los años posteriores, el sistema fue adquiriendo mejoras, hasta llegar al dispositivo desarrollado por Sommer Mess-Systemtechnik (Sommer y Fiel, 2009).

Las cintas SPA, de 6 [cm] de ancho, llevan en su interior 3 hilos de cobre recubiertos por PVC dispuestas en forma longitudinal. Para medir en forma integral todo el manto, se dispone una cinta de 10 [m] de largo que atraviesa toda la cobertura de nieve. En cambio si se desea medir la densidad a distintas profundidades, se instalan bandas de 3 [m] a distintos niveles sobre el suelo. Al inicio de la temporada los sensores quedan expuestos a la atmósfera, pero a medida que llegan las nevadas, van quedando cubiertas por la nieve, pudiendo así llevar un registro in-situ y continuo de la evolución del manto para toda la temporada.

Figura 2.7: Pictures of animals



(a) Instalación SPA en estación UChile-Valle Nevado.
Mayo 2013



(b) Sensor SPA

2.4. Cold Regions Hydrological Model (CRHM)

Cold Regions Hydrological Model ofrece una plataforma para la simulación hidrológica en forma semidistribuida, permitiendo seleccionar distintos módulos disponibles en su librería que representan los procesos hidrológicos al interior de la cuenca en estudio (Pomeroy et al., 2007). El modelo, desarrollado por el Centro de Hidrología de la Universidad Saskatchewan, fue ideado para entregar un sistema que integre algoritmos numéricos derivados de la observación de procesos hidrológicos de considerable incertidumbre, basándose únicamente en las interacciones físicas que los controlan.

CRHM permite representar pequeñas a medianas cuencas en unidades de respuesta hidrológica (URH o HRU por sus siglas en inglés), definidas como subdivisiones espaciales de balance de energía y masa, con características físicas y biológicas propias. La dirección de los flujos puede ser establecida por el usuario, definiendo así el patrón de drenaje al interior de la cuenca, tanto a nivel superficial como subterráneo.

De acuerdo a sus desarrolladores, gracias al alto nivel de confianza de los módulos en la representación de los procesos y a la buena flexibilidad de la estructura del modelo, la necesidad de calibración para la simulación de caudales se ve reducida.

La plataforma CRHM consta de los siguiente componentes:

Observaciones: Corresponden a las series temporales de de datos meteorológicos y observaciones de caudales superficiales, manto de nieve humedad de suelo a distintos intervalos

Parámetros: Información espacial (ejemplo: área, elevación, cobertura de suelo) y constantes físicas que representa las características de cada HRU. Se ingresan individualmente para cada unidad, ya sea a través se la herramienta SIG disponible, como dato a través de una interfaz gráfica o mediante un archivo de extensión *prj*.

Módulos: Algoritmos que simulan los procesos hidrológicos que se aplicarán a cada una de las HRU. El usuario puede definir qué procedimiento utilizar dentro de la librería disponible, o bien, CRHM permite implementar módulos desarrollado por el mismo usuario.

Grupo: Conjunto de módulos que serán aplicados a todas las HRU. Permiten agrupar módulos de acuerdo a una situación hidrológica particular, en vez de especificar individualmente los módulos.

Estructura: Conjunto paralelo de módulos. Otorgan la posibilidad de trabajar las HRU en forma separada, asignando módulos que sean más idóneos de acuerdo a las características de cada unidad. Además, permite realizar una selección dinámica de los módulos, de acuerdo a las variaciones temporales que experimenten las HRU.

Variables y estados: Se crean al ser declaradas en los módulos. Las variables incluyen las forzantes meteorológicas, como precipitación, temperatura y velocidad del viento. Los estados representan las condiciones de dentro de la HRU, por ejemplo, humedad de suelo, SWE y albedo.

Los módulos de CRHM permiten incorporar procesos relevantes en la hidrología de nieves como: transporte de nieve por viento, intercepción de nieve, derretimiento mediante balance de energía, infiltración en suelo congelado, etcétera. Existen diversos módulos capaces de representar un proceso hidrológico, permitiendo que el modelo se ajuste de acuerdo a las características de la zona, escala, disponibilidad y calidad de información o al objetivo de estudio. Los módulos presentan la siguiente clasificación:

Basin: Configuran las características físicas, de suelo y de vegetación de la cuenca y HRU.

Observation: Interpola datos meteorológicos para la HRU usando relaciones adiabáticas y cálculos por saturación de presión vapor.

Snow transport: Emplea el transporte de nieve y sublimación de Pomeroy y Li (2000) y los algoritmos simplificados de Essery et al. (1999).

Interception: Incorpora métodos de intercepción para lluvia (Rutter et al. (1972); Rutter et al. (1975); Rutter y Morton (1977) y Liu et al. (1998)) e intercepción junto con sublimación para nieve (Hedstrom y Pomeroy (1998), Pomeroy et al. (1998) y Parviainen y Pomeroy (2000))

Radiation: Selecciona rutinas para radiación de onda corta directa y difusa, corrección por pendiente, decaimiento de albedo de la nieve, radiación de onda larga y transmisividad del dosel arbóreo.

Evaporation: Incluye métodos para el cálculo de evapotranspiración como Penman-Monteith, Granger y Pomeroy (1997) y Shuttleworth y Wallace (1985).

Snowmelt: Introduce modelos para el derretimiento de nieve como el Energy Balance Snowmelt Model (EBSM), formulado por Gray y Landine (1988) para las praderas canadienses que se extienden a lo largo de las provincias de Alberta, Saskatchewan y Manitoba. Además incluye el modelo Snobal, descrito por Marks et al. (1998), que consiste en un balance de energía más flexible y complejo simulando la nieve en dos capas: activa y pasiva. Por otra parte, también pone a disposición el uso de métodos simplificados de índice de temperatura y radiación neta propuestos por Kustas et al. (1994).

Infiltration: Reúne varios métodos de infiltración, proporcionando alternativas para escenarios con suelo congelado.

Soil moisture balance: Destinado para realizar balance hídrico en los flujos subsuperficiales y subterráneos, simula el suelo en tres capas: zona de recarga, zona subsuperficial baja y agua subterránea.

Flow: Controla los tiempos de desfase y almacenamiento en los distintos flujos en base a distintas técnicas de ruteo hidrológico.

De esta forma, el usuario puede seleccionar los módulos específicos de acuerdo a los objetivos de la simulación hidrológica. Es así como CRHM ha sido aplicado en universidades, institutos y entidades públicas alrededor del mundo. Principalmente ha sido empleado en sitios en donde los procesos en el manto nival y su interacción con la cuenca juega un rol preponderante en el ciclo hidrológico, tales como Suiza, Estados Unidos y Canadá.

Capítulo 3

Zona y periodo de estudio

3.1. Ubicación

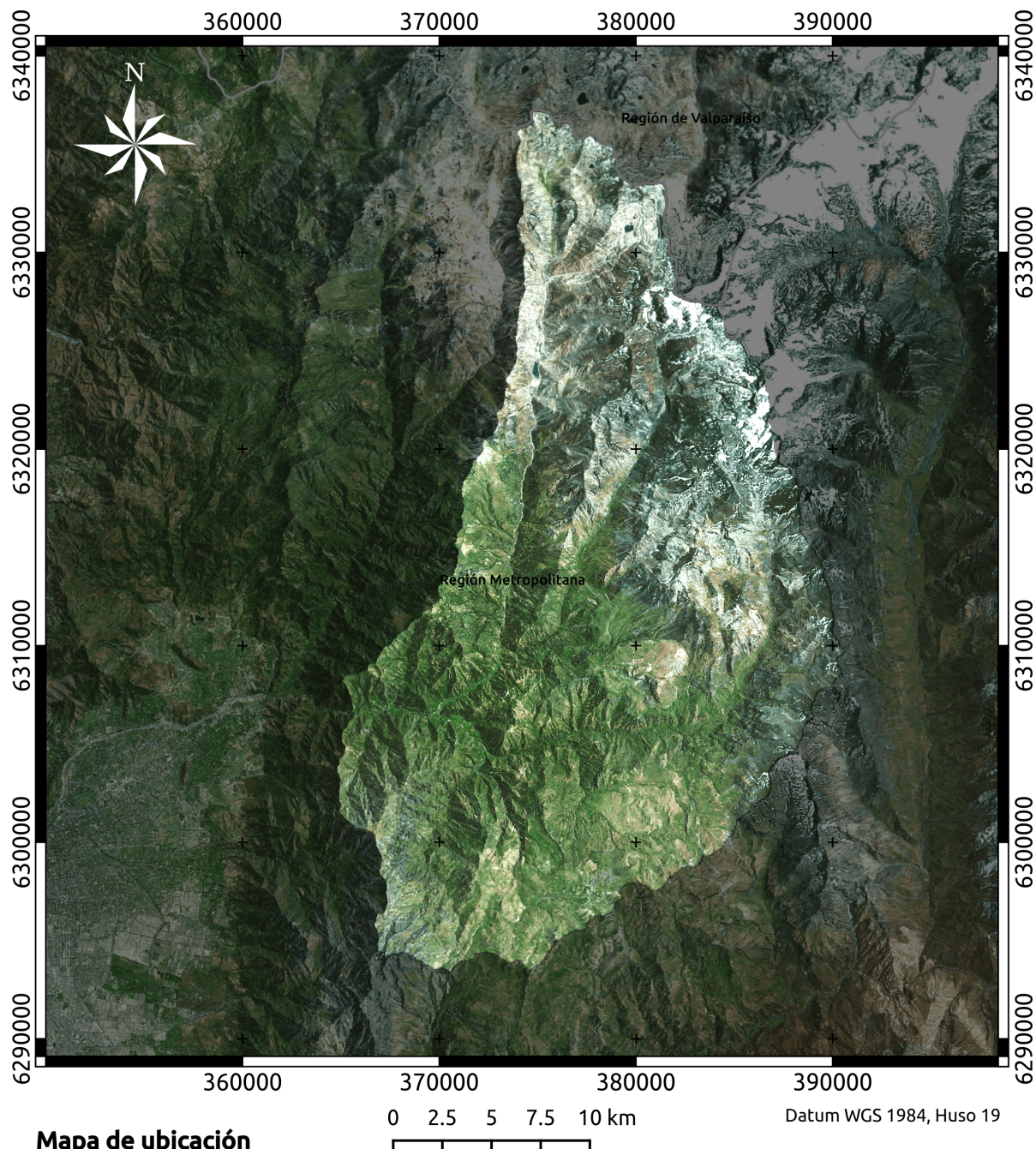
La cuenca hidrográfica del Río Mapocho en Los Almendros se encuentra en la zona cordillera de la Región Metropolitana, hacia el nororiente de la ciudad de Santiago (Figura 3.1). Junto con el Estero Arrayán, conforma la subcuenca alta del Río Mapocho, constituyendo así una hoya tributaria al Río Maipo.

Desde el punto de vista del estudio, la cuenca reúne características relevantes como: (1) situación geográfica de montaña; (2) reducida intervención en el régimen hidrológico; (3) medianamente instrumentada con estaciones fluviométricas y meteorológicas (DGA y Universidad de Chile); (4) rutas de acceso que permiten llegar a las estaciones para descargar datos actualizados; y (5) escasa superficie urbanizada, conservando en su mayor parte las condiciones naturales de la zona. Estas características permiten que la cuenca seleccionada sea apta para el estudio de los procesos hidrológicos como acumulación y derretimiento de nieve, derivando en la posterior escorrentía.

3.2. Fisiografía

La cuenca se sitúa entre los paralelos $33^{\circ}07'$ y $33^{\circ}29'$ latitud Sur y los meridianos $70^{\circ}10'$ y $70^{\circ}27'$ longitud Oeste, abarcando una superficie de 632.85 Km^2 dentro de un perímetro de 128.5 Km. De acuerdo al modelo global de elevación digital (GDEM) de ASTER, el punto más bajo de la cuenca se encuentra a 971 [m.s.n.m.], mientras que la cumbre más alta alcanza los 5431 [m.s.n.m.], perteneciente al Cerro El Plomo o Apu Wamani (guardián del valle), como lo llamaban los Incas.

Figura 3.1: Cuenca Río Mapocho en Los Almendros



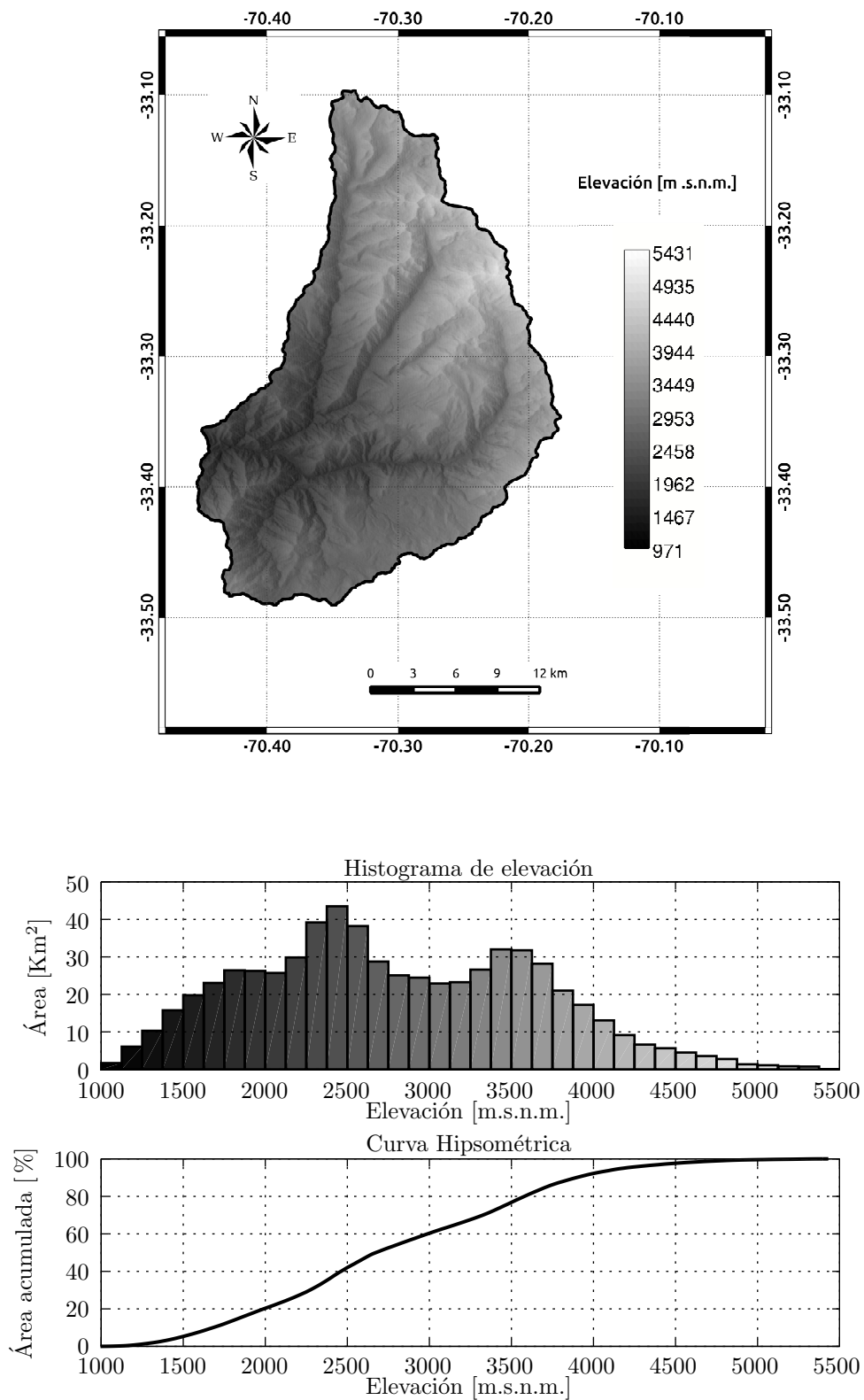
Mapa de ubicación



Leyenda

- Cuenca Mapocho en Los Almendros
- Límite regional

Figura 3.2: Mapa de elevaciones - Mapocho en Los Almendros



Fuente: GDEM ASTER

La curva hipsométrica de la Figura 3.2 muestra que el 99.99 % de la superficie de la cuenca se sitúa sobre los 1000 [m.s.n.m.], otorgándole características propias de cuenca de montaña. Además se observa que el 7.76 % de área total se encuentra sobre los 4000 [m.s.n.m.] La elevación media de la cuenca alcanza los 2781 [m.s.n.m.], mientras que la pendiente media es de 25.1°.

En cuanto a la geología de la zona, se distingue una importante influencia volcánica (Figura 3.3). Predominan los complejos volcánicos parcialmente erosionados acompañados de secuencias volcanosedimentarias en la zona más baja de la cuenca. En general, se encuentran suelos esqueléticos, sobre afloramiento rocoso, no favorables para la acumulación y la transmisión de aguas subterráneas (MOP-DGA, 2004). En laderas escarpadas, se produce erosión, arrastrando material hacia lechos encajonados.

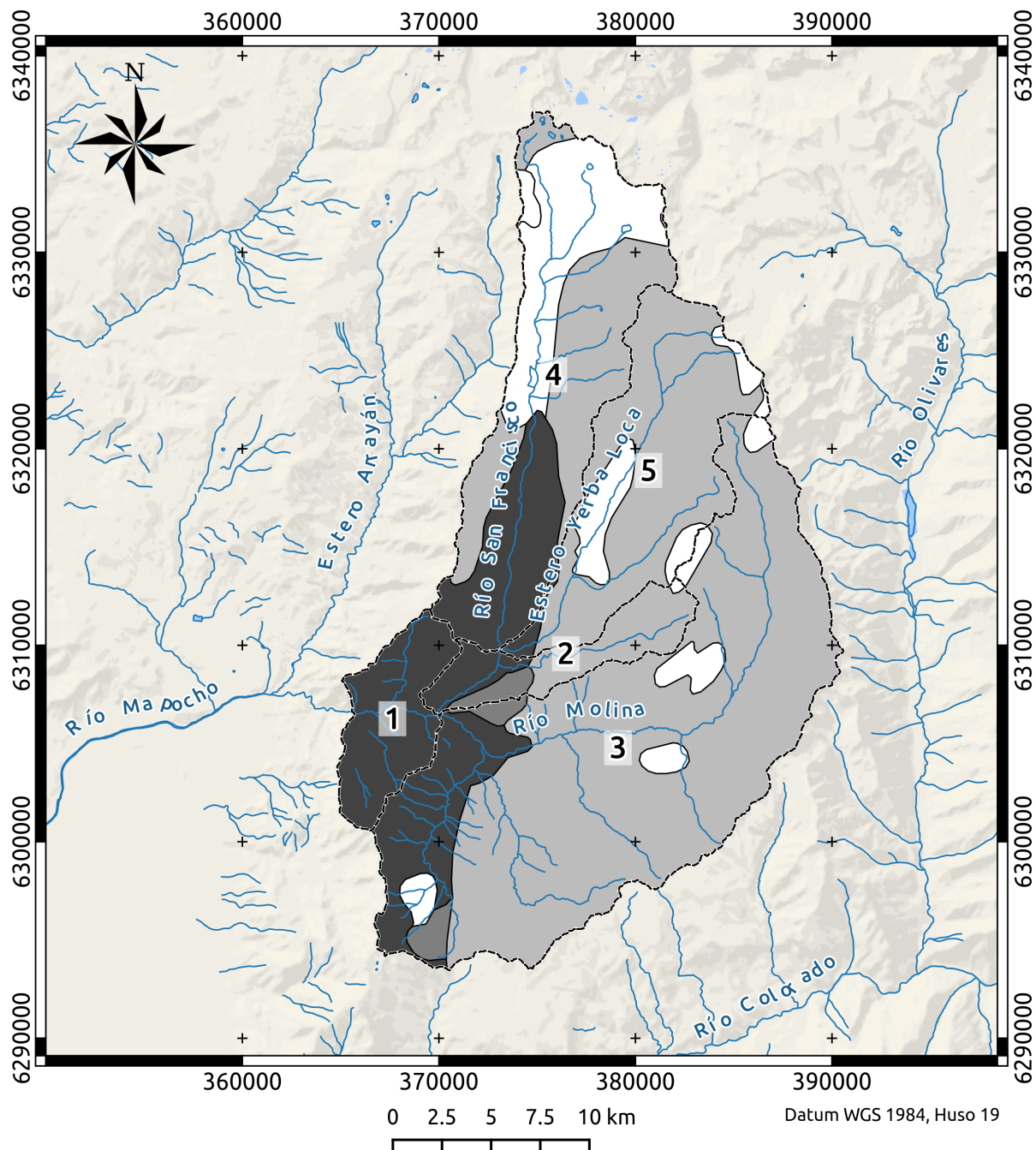
La cobertura vegetacional es característica de la Región de la Estepa Altoandina, que se extiende desde el extremo norte, en el límite con Perú y Bolivia, hasta las montañas andinas de la Región del Libertador Bernardo O'Higgins. En este tipo de zona, el clima, la altitud y el relieve constituyen factores determinantes en la fisonomía vegetal, encontrándose principalmente matorral esclerófilo andino y estepa altoandina.

En términos hidrográficos, se distinguen cinco subcuencas (Figura 3.3): (1) Río San Francisco antes de Estero Yerba Loca; (2) Estero Yerba Loca antes de junta Río San Francisco; (3) Río Molina antes de junta Río San Francisco; (4) Río San Francisco entre Estero Yerba Loca y Río Molina; y (5) Río Mapocho entre Río San Francisco y Los Almendros. La Tabla 3.1 muestra las superficies en km² para cada subcuenca.

Tabla 3.1: Superficies subcuencas

Subcuenca	Área [km²]
Río Mapocho entre Río San Francisco y Los Almendros	38.61
Río San Francisco entre Estero Yerba Loca y Río Molina	33.29
Río Molina antes de junta Río San Francisco	298.06
Río San Francisco antes de Estero Yerba Loca	153.15
Esteros Yerba Loca antes de junta Río San Francisco	109.74
Total Mapocho en Los Almendros	632.85

Figura 3.3: Unidades geológicas y subcuencas



Leyenda

Unidades geológicas

- Complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas
- Depósitos de remoción en masa
- Secuencias volcanosedimentarias
- Sin clasificar

Subcuencas

- 1: Río Mapocho entre Río San Francisco y Los Almendros
- 2: Río San Francisco entre Estero Yerba Loca y Río Molina
- 3: Río Molina antes de junta Río San Francisco
- 4: Río San Francisco antes de Estero Yerba Loca
- 5: Estero Yerba Loca antes de junta Río San Francisco

3.3. Clima y régimen hidrológico

La porción baja de la cuenca se caracteriza por un clima Templado Mediterráneo con estación seca prolongada y un ciclo anual de precipitaciones bien marcado (Figura 3.4). Durante el invierno se pueden registrar temperaturas extremas bajo los cero grados, mientras que en el periodo seco, existe un notorio aumento en las temperaturas.

Por sus condiciones geográficas, sobre los 2600 [m.s.n.m.] se presenta un clima Frío de Altura, caracterizado por bajas temperaturas y precipitaciones en forma sólida, permitiendo la acumulación de nieve.

En ambos tipos climáticos se observa que durante la época seca (Octubre a Marzo) las precipitaciones disminuyen en forma abrupta, distinguiéndose sólo algunos eventos aislados en forma de lluvia.

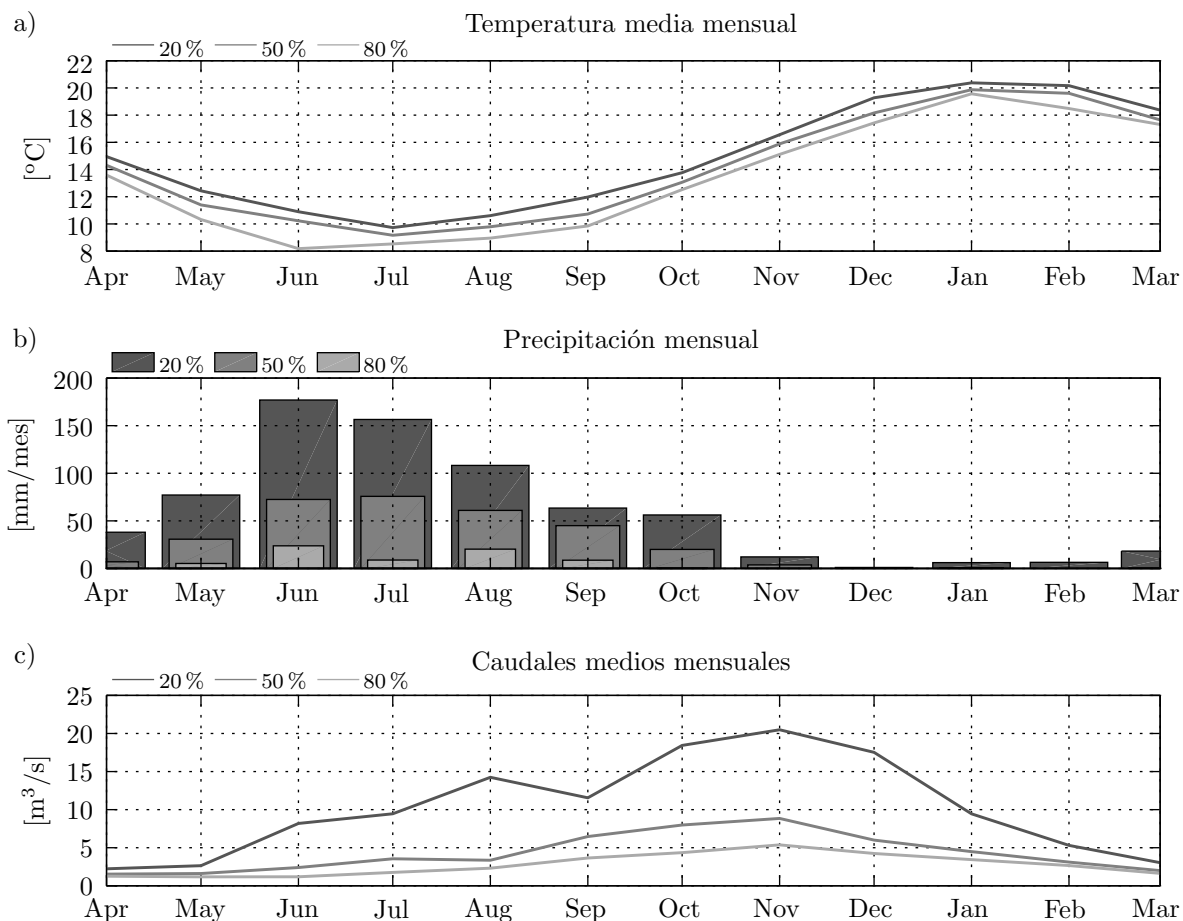
En la estación Mapocho en Los Almendros (DGA) se observa una temperatura media anual de 14.3 °C y una precipitación media anual de 417.5 [mm], mientras que en los años 2012 y 2013 se han registrado 321 [mm] y 159.8 [mm], respectivamente.

La Figura 3.4.c muestra que el mayor volumen de caudal se registra durante el periodo primaveral (octubre a diciembre), acompañado de una disminución en las precipitaciones. Ello es producto del derretimiento del manto nival que se acumula en el sector alto de la cuenca, evidenciando el comportamiento principalmente nival de la cuenca. Por otro lado, durante el invierno (junio a agosto), donde existen mayores precipitaciones, también se observan incrementos en la escorrentía superficial, otorgándole un rasgo nivo-pluvial a la cuenca.

3.4. Monitoreo fluviométrico y meteorológico

Dentro de la zona de estudio se dispone con información fluviométrica y meteorológica por medio de estaciones que mantiene la Dirección General de Aguas (Figura 3.5). Adicionalmente, en la zona alta de la cuenca, se instaló una estación meteorológica junto con un sistema SPA y Snow Scale para el monitoreo del manto nival. La Tabla 3.2 lista las estaciones utilizadas en este trabajo indicando las variables observadas por cada una.

Figura 3.4: Variaciones estacionales de: a) temperatura, b) precipitación y c) caudal en Mapocho en Los Almendros



Fuente: Red hidrométrica Dirección General de Aguas

Figura 3.5: Estaciones fluviométricas y meteorológicas

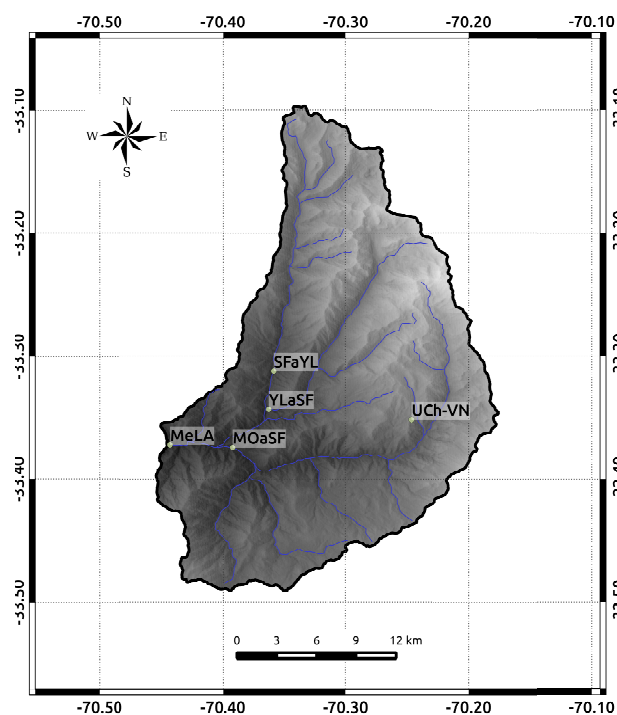


Tabla 3.2: Estaciones meteorológicas y fluviométricas

Estación	Elev [m.s.n.m.]	Variables observadas						
		Q	Temp	Pp	HR	Vel vto	OC,OL	SWE, ρ_s
Mapocho en Los Al- mendros (MeLA)	966	x	x	x				
Molina antes de San Francisco (MOaSF)	1158	x		x				
Yerba Loca antes de San Francisco (YLaSF)	1350	x			x			
San Francisco an- tes de Yerba Loca (SFaYL)	1550	x	x	x				
UChile – Valle Ne- vado (UChVN)	3036		x	x	x	x	x	x

Q: caudal. Temp: temperatura. HR: Humedad relativa. Vel vto: Velocidad horizontal del viento. OC: Radiación de onda corta. OL: Radiación de onda larga. SWE: Nieve equeivalente en agua. ρ_s : densidad del manto nival.

3.4.1. Estación UChile – Valle Nevado

La estación UChile – Valle Nevado se trata de una central meteorológica instalada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Se ubica en los 33°21'5.91" Sur y 70°14'48.58" Oeste al interior del centro de ski Valle Nevado. Situada a 3036 [m.s.n.m.], cuenta con instrumentos especialmente diseñados para el monitoreo de la nieve en forma automatizada. la Tabla 3.3 presenta los sensores instalados en la estación de Valle Nevado.

Figura 3.6: Estación UChile – Valle Nevado. Agosto 2013

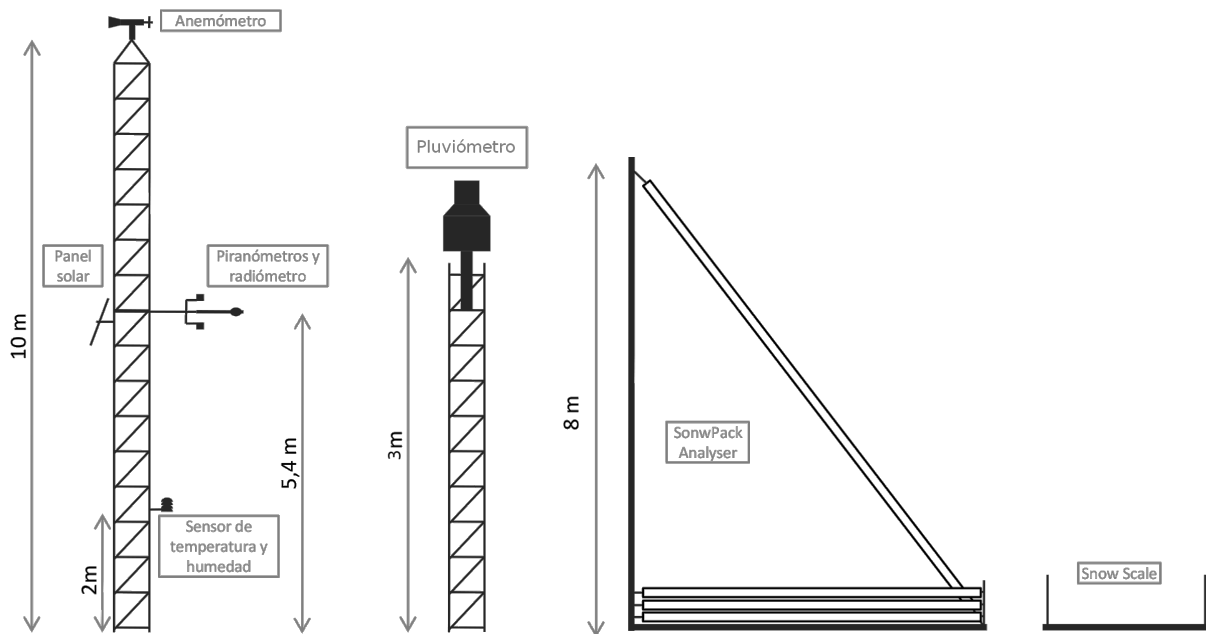
Tabla 3.3: Sensores instalados en estación UChile – Valle Nevado

Sensor y modelo	Variable observada	Rango	Resolución	Precisión
Sonda Campbell HMP60	Temperatura del aire	-40 a 60 [°C]	0.001 [°C]	0.6 [°C]
	Humedad Relativa	0 a 100 [%]	0.01 [%]	3 a 7 [%]
Anemómetro Young 05103-5	Velocidad del viento	0 a 100 [m/s]	0.001 [m/s]	0.3 [m/s]
	Dirección del viento	0 a 360 [°]	0.001 [°]	3 [°]
Barómetro Campbell CS10	Presión atmosférica	500 a 1100 [mb]	0.1 [mb]	0.3 a 1.5 [mb]
Piranómetro LiCor Li200 (1)	Onda corta incidente	0 a 3000 [W/m ²]	1 [W/m ²]	3 a 5 [%]
Piranómetro LiCor Li200 (2)	Onda corta reflejada	0 a 3000 [W/m ²]	1 [W/m ²]	3 a 5 [%]
Radiómetro Kipp & Zonen CNR2	Onda corta neta	0 a 1000 [W/m ²]	0.1 [W/m ²]	2 [%]
	Onda larga neta	-250 a 250 [W/m ²]	0.1 [W/m ²]	1 [%]
Pluviómetro OTT Pluvio2 200	Precipitación sólida y líquida	0 a 1500 [mm]	0.01 [mm]	0.1 [mm] ó 5 [%]
Snow Scale Sommer	SWE del manto	0 a 2000 [mm]	0.1 [mm]	0.3 [%]
SPA Sommer	Fracción volumétrica de hielo y agua	0 a 99.9 [%]	0.1 [%]	-
Sensor ultrasónico Sommer USH-8	Profundidad del manto	0 a 8 [m]	1 [mm]	0.1 [%]

Fuente: Información entregada por los fabricantes

Figura 3.7: Estación UChile – Valle Nevado. Junio 2013

Figura 3.8: Alturas instrumentales



En la Figura 3.8 se esquematizan las alturas instrumentales de los sensores instalados en la estación. De izquierda a derecha, la primera estructura representa la torre donde quedan montados el instrumental meteorológico de menor tamaño, tales como: sonda de temperatura y humedad relativa, par de piranómetros, radiómetro y anemómetro. Además, en esta torre se encuentran instalados los paneles solares que energizan la estación y la caja protectora con datallogger, batería, y sensor de presión barométrica.

Por otra parte, la segunda estructura que se observa en la Figura 3.8 corresponde al pluviómetro OTT, cuya base se ubica a 3 [m] sobre el nivel de terreno y la boca a unos 4 [m]. Luego, en tercer lugar se representa la estructura asociada a los cuatro sensores SPA. Una cinta SPA se instala en forma inclinada, de forma tal de medir la nieve en forma agregada en su profundidad, mientras que las otras tres se disponen en forma horizontal a 10, 30 y 50 [cm] sobre el nivel de terreno. Por último, se presenta el sensor Snow Scale que consiste en siete placas de aluminio que conforman un área de 2.4 x 2.8 [m] (6.72 [m²], Figura 2.6), a unos 7 [cm] sobre el suelo. De esta forma, la nieve se acumula sobre el Snow Scale y el SWE es registrado por la placa central

Capítulo 4

Condiciones meteorológicas y del manto de nieve

4.1. Condiciones meteorológicas

A continuación se presentarán las mediciones registradas por la estación meteorológica automática en Valle Nevado, situada a 3036 [m.s.n.m.]. El periodo con datos nivométricos abarca desde las 00:00 del 7 de agosto hasta las 00:00 del 27 de septiembre, con mediciones a intervalos de 15 minutos.

La información se presentará en gráficos bajo la siguiente estructura:

Panel a)

Eje primario (izquierda):

- Temperatura del aire (T_a [°C])
- Temperatura crítica del aire (T_C [°C])

Eje secundario (derecha):

- Humedad relativa del aire (HR [%])

Panel b)

Eje primario (izquierda):

- Precipitación acumulada desde el inicio del periodo de medición (P_p [mm])
- Nieve en agua equivalente medida por SnowScale (SWE [mm])

Eje secundario (derecha):

- Profundidad del manto de nieve (h_s [cm])

Panel c)

Eje primario (izquierda):

- Diferencia entre la precipitación acumulada y la nieve equivalente en agua ($P_p - SWE$ [mm])

Eje secundario (derecha):

- Velocidad del viento medida a 10 metros sobre la superficie del suelo (u [m/s])

Panel d)

Eje primario (izquierda):

- Radiación de onda corta incidente ($OC \downarrow$ [W/m²])
- Radiación de onda corta neta (OC_{net} [W/m²])
- Radiación de onda larga neta (OL_{net} [W/m²])

Eje secundario (derecha):

- Albedo [%]

Panel e)

Eje primario (izquierda):

- Fracción líquida de la nieve (f_{liq} [%])
- Fracción de agua en la nieve, líquida y sólida ($f_{liq} + f_{sol}$ [%])
- Densidad de la nieve respecto a la densidad del agua destilada a 4 [°C] $\rho_w = 1000$ [kg/m³] (ρ_s [%])

Eje secundario (derecha):

- Presión atmosférica (p [hPa])

4.1.1. Variables calculadas

Temperatura crítica del aire

Se calcula mediante la Ecuación 2.1 y se emplea como indicador para discriminar entre la precipitación sólida y líquida (DeWalle y Rango, 2008).

Albedo

Para evitar valores anómalos, sobretodo en la noche cuando no existe radiación, se ha calculado el albedo como la razón entre los flujos totales diarios de radiación solar reflejada e incidente. Ambos flujos corresponden a mediciones realizados por piranómetros de fotodiodo de silicio, calibrados para longitudes de onda entre 0.4 y 1.1 [μ m], lo cual corresponde al espectro visible y a una fracción del infrarrojo cercano. En el Anexo A, se profundiza acerca de las mediciones de radiación solar.

Profundidad del manto y SWE

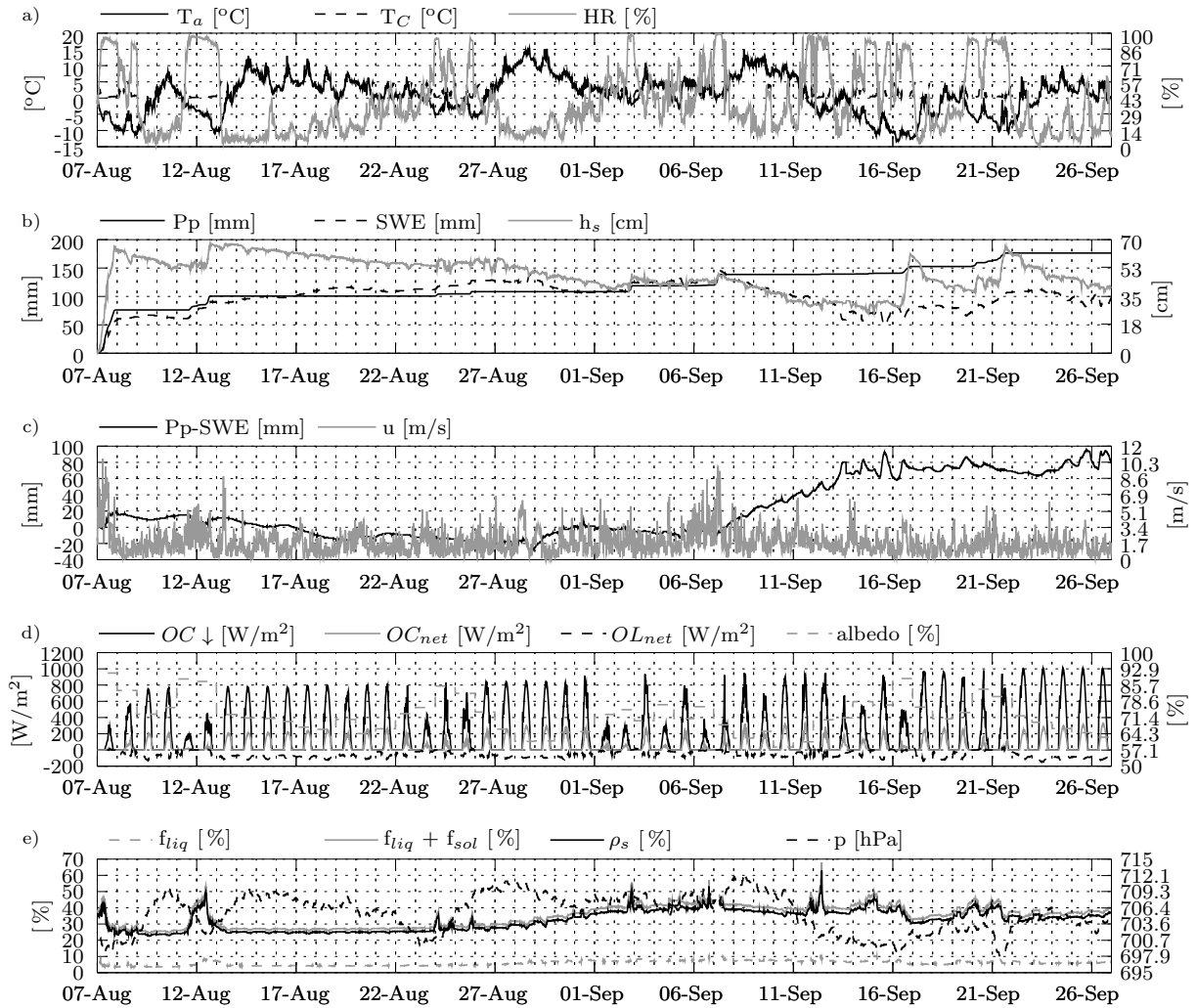
Con el fin de comparar las variables relacionadas con el almacenamiento en el manto nival, la profundidad que se presenta en las siguientes figuras corresponde a la diferencia entre el valor observado durante la temporada con la profundidad registrada al inicio del periodo de medición (62.5 [cm]). Se ha procedido del mismo modo para el SWE medido por el SnowScale, el cual registraba 200 [mm] el día 7 de agosto.

Pp - SWE

Se calcula la diferencia entre la precipitación acumulada que entrega el pluviómetro OTT con el SWE que mide el sensor SnowScale, con el objetivo de comparar la cantidad de nieve en el manto con la precipitación caída.

Valores nulos de esta expresión, indican que el SWE evoluciona a la par con la precipitación. En cambio, un aumento de este valor permitiría concluir que la precipitación ha sido mayor que el SWE, por ejemplo: precipitación líquida o pérdida de SWE por transporte eólico o fusión. Por otra parte, cuando disminuye, se infiere que ha habido un aumento de SWE que no es atribuible a la precipitación, por ejemplo, aportes laterales de agua provenientes del derretimiento en las laderas o probable depositación. Sin embargo, cabe señalar que los instrumentos son susceptibles a eventuales sesgos en la medición, como por ejemplo el efecto del viento sobre los pluviómetros.

Figura 4.1: Datos estación UChile – Valle Nevado



4.1.2. Evntos de precipitación

A partir de la información levantada por la estación, se han identificado 10 eventos de precipitación (Tabla 4.1) de cierta relevancia (precipiación superior a lso 0.5 [mm]).

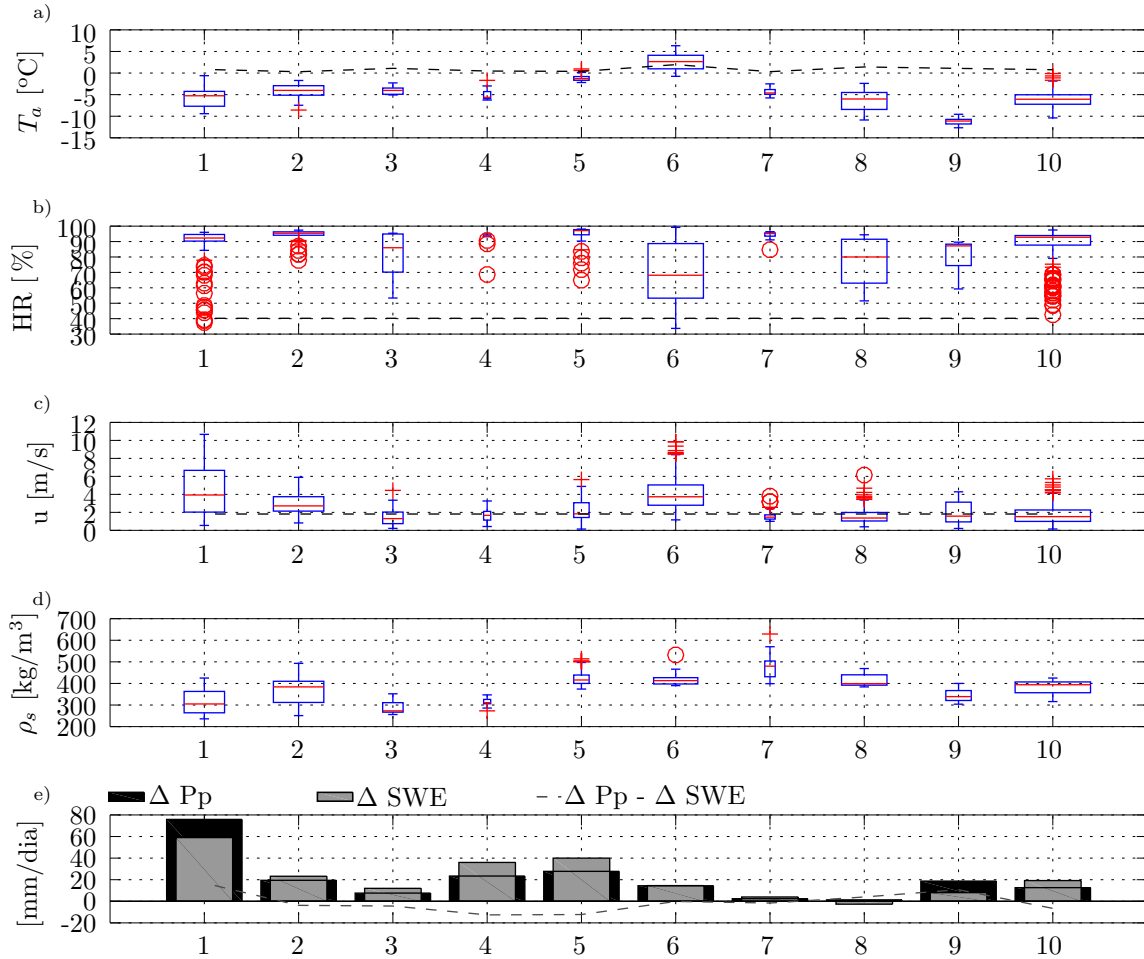
Tabla 4.1: Eventos de precipitaciones durante el priodo de medición

Nº	Evento	Ta [°C]			Ta _C [°C]		Δ Pp [mm]	Δ SWE [mm]	u [m/s]	
		mín	med	máx	mín	med			med	máx
1	07-Aug 00:00 a 08-Aug 00:00	-9.4	-5.7	-0.6	0.2	0.8	75.9	59	4.4	10.7
2	11-Aug 12:00 a 12-Aug 18:00	-8.6	-4.2	-1.7	0.1	0.3	24.3	29	3	5.9
3	23-Aug 21:00 a 24-Aug 09:00	-5.1	-4	-2.3	0.3	1.1	3.8	6	1.5	4.4
4	25-Aug 17:00 a 25-Aug 21:00	-6.3	-5.1	-1.7	0.3	0.5	3.9	6	1.7	3.3
5	02-Sep 15:00 a 03-Sep 00:00	-2.2	-1.2	0.9	0.1	0.4	10.4	15	2.2	5.6
6	06-Sep 00:00 a 07-Sep 09:00	-0.8	2.6	6.3	0.1	1.9	19.8	20	4.1	9.9
7	12-Sep 06:00 a 12-Sep 12:00	-5.8	-4.3	-2.5	0.2	0.3	0.6	1	1.7	3.8
8	14-Sep 00:00 a 15-Sep 03:00	-10.9	-6.4	-2.4	0.3	1.4	1.5	-3	1.6	6.1
9	16-Sep 09:00 a 17-Sep 00:00	-12.7	-11.2	-9.6	0.6	1.1	11.7	5	2	4.3
10	19-Sep 21:00 a 21-Sep 18:00	-10.4	-6	-0.1	0.1	0.8	23.7	36	1.8	5.7
	Periodo completo	-13.4	0.9	15.4	0.1	2.4	176.1	96	1.8	10.7

En la mayor parte de los eventos identificados, la precipitación ha ocurrido en forma sólida. Una excepción podría ocurrir el 6 de septiembre (Evento 6), en el cual la temperatura crítica fue superada, sin embargo, el incremento del SWE que acompaña al aumento en la precipitación acumulada, indicaría que se trata de una nevada.

En la Figura 4.2 se presentan los diagramas de cajas de algunas de la variables medidas por la estación UChile – Valle Nevado, según eventos de precipitación. En el panel a) se incluye mediante una línea discontinua, la temperatura crítica T_C promedio asociada a cada evento de precipitación. Por su parte, la línea discontinua en los paneles b) y c) representa el valor medio del periodo completo para la humedad relativa HR y la velocidad del viento u , respectivamente.

Figura 4.2: Datos estación UChile – Valle Nevado, por evento de precipitaciones



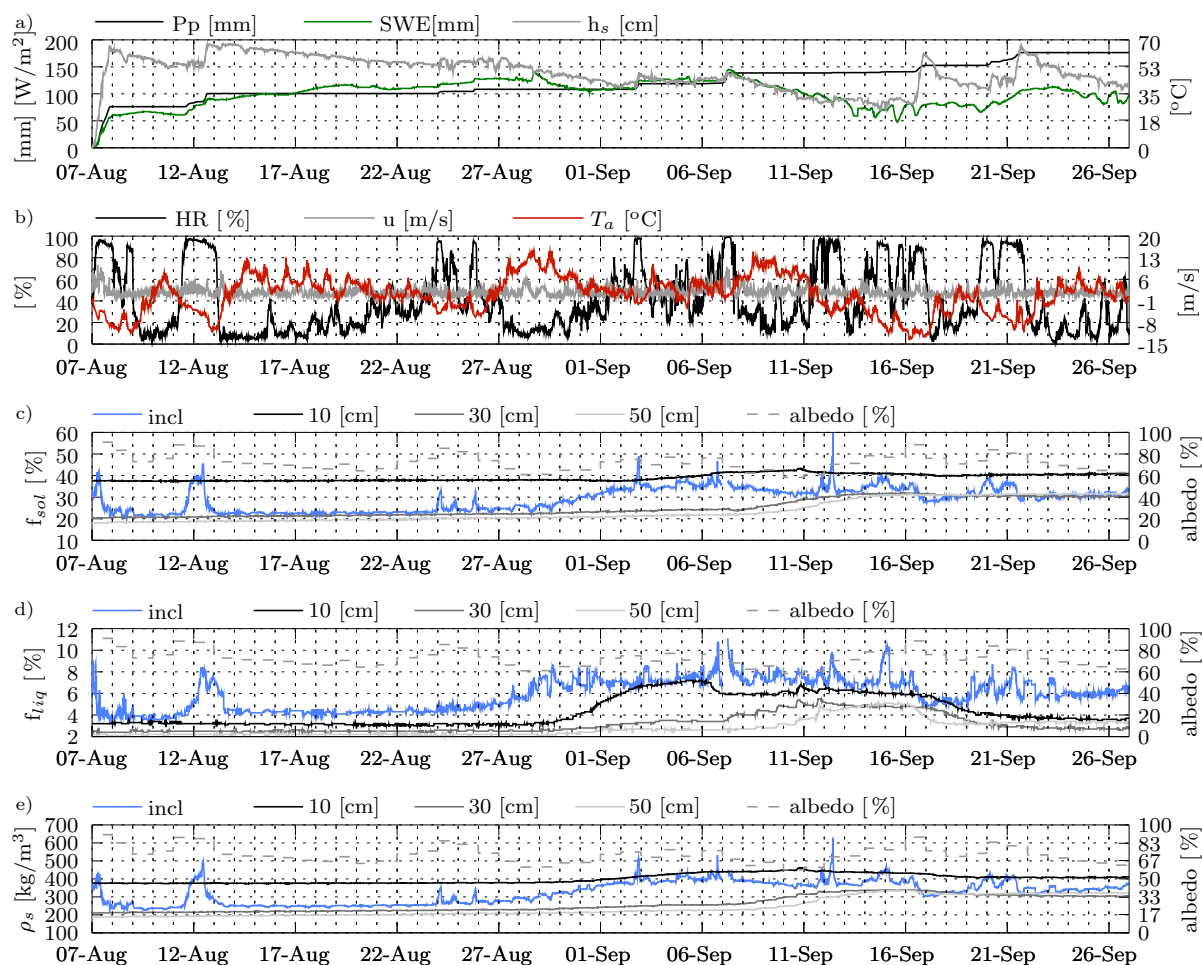
De la Tabla 4.1 y Figura 4.2, se puede inferir que:

- En el evento 6, se registraron las temperaturas más altas respecto a los otros eventos. Mientras que en el evento 9 se registraron las temperaturas más bajas.
- La humedad relativa observada durante los eventos de precipitación, se encuentra por sobre la humedad relativa promedio del periodo completo (40.2 [%]).
- En general, la velocidad del viento incrementa su dispersión a medida que aumenta su intensidad.
- El evento 1 (07-Aug 00:00 a 08-Aug 00:00) fue el de mayor magnitud con una precipitación de 75.9 [mm].
- De los eventos seleccionados, el de menor precipitación fue el 7, con 0,6 [mm]. Al respecto, cabe señalar que en la Tabla 4.1 no se han considerado periodos con precipitaciones menores a 0.5 [mm].
- Existieron cinco eventos en los cuales la variación del SWE superó a la precipitación medida (2, 3, 4, 5, 10).
- En los cinco eventos anteriores la temperatura del aire se encontró por debajo de la temperatura crítica promedio.
- Se observa que la diferencia entre ΔPp y ΔSWE tiende a ser mayor cuando aumenta la intensidad y dispersión de la velocidad del viento.

4.2. Condiciones del manto nival

En la Figura 4.3 se observa que el albedo diario alcanza un máximo de 0.92 (7 de agosto) y un valor mínimo de 0.59 (10 de septiembre). Como era razonable esperar, los valores más altos en el albedo se obtienen luego de las precipitaciones. Esto indica la caída de nieve fresca cuyo albedo es cercano a 1. Luego, a medida que la nieve madura, el albedo disminuye.

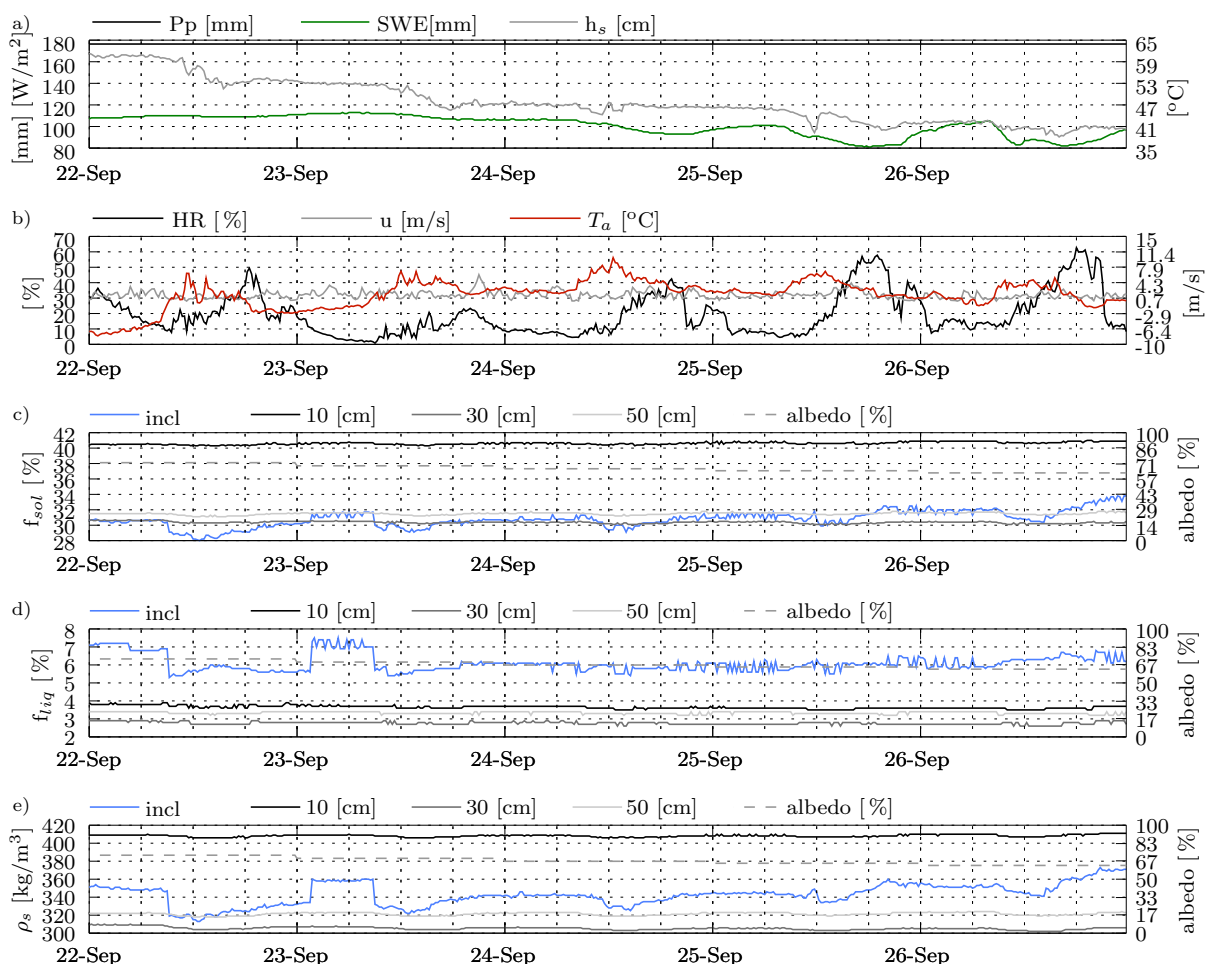
Figura 4.3: Mediciones SPA estación UChile – Valle Nevado



En la Figura 4.3, los cuatro sensores SPA se identifican de la siguiente forma:

- **incl:** Sensor inclinado que mide en toda la profundidad.
- **10 [cm]:** Sensor dispuesto en forma horizontal a 10 [cm] sobre el nivel del suelo.
- **30 [cm]:** Sensor dispuesto en forma horizontal a 30 [cm] sobre el nivel del suelo.
- **50 [cm]:** Sensor dispuesto en forma horizontal a 50 [cm] sobre el nivel del suelo.

Figura 4.4: Mediciones SPA estación UChile – Valle Nevado. 22 al 29 de sept



De la Figura 4.3, se puede inferir que:

- La densidad del manto medida por los sensores horizontales se mantiene casi constante durante el mes de agosto, con una leve tendencia al alza (compactación).
- La densidad medida por el sensor inclinado presenta variaciones importantes, principalmente asociadas a eventos de precipitaciones. Es posible que al tener un tramo de banda expuesto a la atmósfera, el sensor muestre un mayor ruido.
- Considerando los sensores horizontales, tanto la densidad como el contenido líquido y de hielo crecen con la profundidad. El sensor más profundo presenta las mediciones más altas en todo el periodo, respecto a los otros dos sensores.
- A medida que avanza la temporada los sensores empiezan a registrar un aumento del contenido líquido, desde los estratos más profundos a los más cercanos a la superficie del manto.
- El 07 de septiembre, el sensor ubicado a 10 [cm] alcanza un máximo de fracción líquida de un 7 [%].
- Luego, el 08 de septiembre, la profundidad del manto h_s y el SWE disminuye hasta el 15 de septiembre.

- Para esa misma fecha el contenido de hielo en los sensores ubicados a 30 [cm] y 50 [cm] prácticamente se igualan, permaneciendo así hasta el final del periodo. En un menor grado, ello también ocurre para el sensor inclinado.
- El contenido de hielo del sensor más profundo, permanece en torno a 40 [%] en todo el periodo.
- A partir del 07 se genera una inversión del gradiente, y el sensor ubicado a 50 [cm] desde el suelo presenta una mayor densidad y contenido líquido y sólido que el sensor ubicado a 30 [cm] sobre el terreno.
- Para el tramo en estudio, la fracción de hielo sólo experimenta aumento después el contenido líquido ha subido.

Hacia el final del periodo de medición (Figura 4.4) se distinguen ciclos diarios en la densidad promedio del manto (sensor inclinado) con una ligera tendencia creciente. Lo anterior se refleja en una disminución en la profundidad de la nieve cercana a los 20 [cm], mientras que el SWE solo desciende 10 [mm]. Por lo tanto la profundidad del manto no solo ha descendido o por el transporte eólico, sublimación o fusión (los cuales se implican una disminución del SWE), sino que además ocurre una densificación. Esto no se observa en los sensores ubicado a 10, 30 y 50 [cm] sobre el terreno, que si bien, se vería levemente influenciados por un ciclo diario, permanecen casi constantes. Por lo tanto, el aumento en la densidad tendría lugar en los estratos más superficiales. Cabe señalar que durante este periodo la profundidad real decae desde los 123 [cm] a los 103 [cm].

Capítulo 5

Balance de energía y derretimiento a nivel puntual

5.1. Construcción del modelo CRHM a nivel puntual

Empleando las mediciones de la estación UChile – Valle Nevado se ha elaborado un balance de energía puntual en CRHM. Para ello se han empleado los siguientes módulos:

bain: Define parámetros generales del modelo, por ejemplo: latitud, longitud, elevación, pendiente, etcétera.

obs: Interpreta la información entregada al modelo mediante archivos con extensión *.obs*.

albedo obs: Módulo especial para ingresar valores de albedo observados.

intcp : Controla la intercepción.

pbsmSnobal: Calcula el transporte de nieve y sublimación. Compatible con Snobal.

SnobalCRHM: Simula el derretimiento de nieve a través de un balance de energía puntual.

El manto nival es representado en dos capas: una inferior y una capa activa superficial de espesor constante. La fusión es calculada una vez que la energía acumulada excede el contenido de frío o el contenido de frío es positivo.

Con este procedimiento se busca representar el intercambio de energía entre el manto nival, la atmósfera y el suelo, con el fin de simular el SWE observado en la estación UChile – Valle Nevado.

5.2. Resultados

Los resultados del balance de energía se presentarán en gráficos de acuerdo a la siguiente estructura:

Panel a)

Eje primario (izquierda):

- Onda corta neta ($OCnet$) [W/m^2]
- Onda larga neta ($OLnet$) [W/m^2]
- Flujo calor sensible (H) [W/m^2]
- Flujo calor latente (L) [W/m^2]
- Energía por precipitación (Q_P) [W/m^2]
- Intercambio de calor con el suelo (Q_G) [W/m^2]

Panel b) (idéntico a Panel 1, pero descontando flujos de radiación neta e incorporando velocidad del viento)

Eje primario (izquierda):

- Flujo calor sensible (H) [W/m^2]
- Flujo calor latente (L) [W/m^2]
- Energía por precipitación (Q_P) [W/m^2]
- Intercambio de calor con el suelo (Q_G) [W/m^2]

Eje secundario (derecha):

- Velocidad del viento (u) [m/s]

Panel c)

Eje primario (izquierda):

- SWE observado por SnowScale (SWE_{SSG}) [mm]
- SWE modelado por SnobalCRHM (SWE_{CRHM}) [mm]
- Precipitación acumulada ($cumPp$) [mm]

Eje secundario (derecha):

- Derretimiento acumulado (M) [mm]
- Sublimación acumulada ($cumSubl$) [mm]
- Condensación acumulada ($cumConds$) [mm]

Panel d)

Eje primario (izquierda):

- Contenido de frío en el manto (CCs) [MJ/m^2]
- Contenido de frío en la capa activa (CC (act)) [MJ/m^2]
- Contenido de frío en la capa inferior (CC (inf)) [MJ/m^2]

Eje secundario (derecha):

- Variación en la energía interna de manto (dU) [W/m^2]

Panel e)

Eje primario (izquierda):

- Profundidad del manto simulada por SnobalCRHM [m]

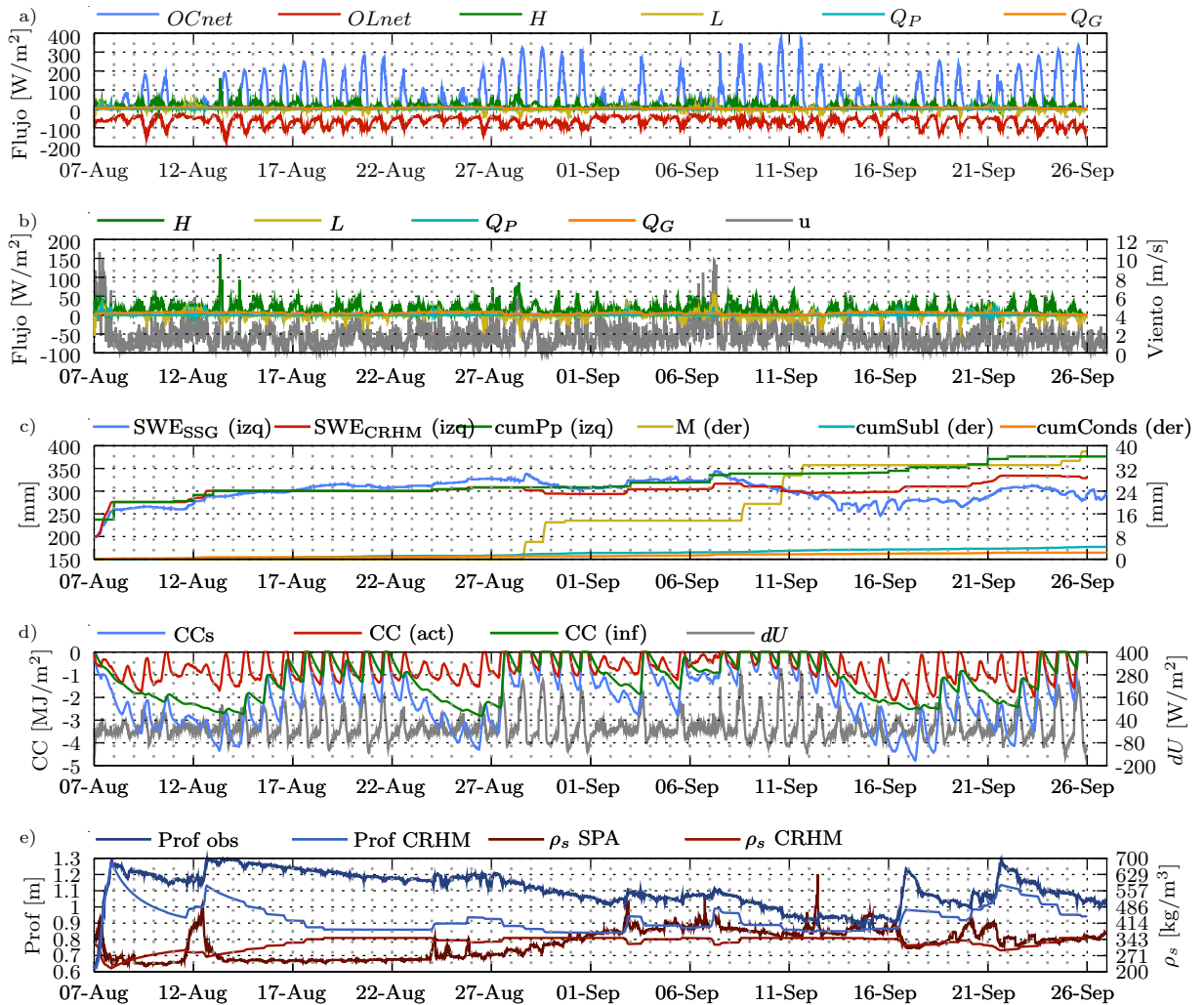
- Profundidad del manto observada [m]

Eje secundario (derecha):

- Densidad de nieve simulada por SnobalCRHM (ρ_s CRHM) [kg/m³]
- Densidad de nieve observada por SPA (ρ_s SPA) [kg/m³]

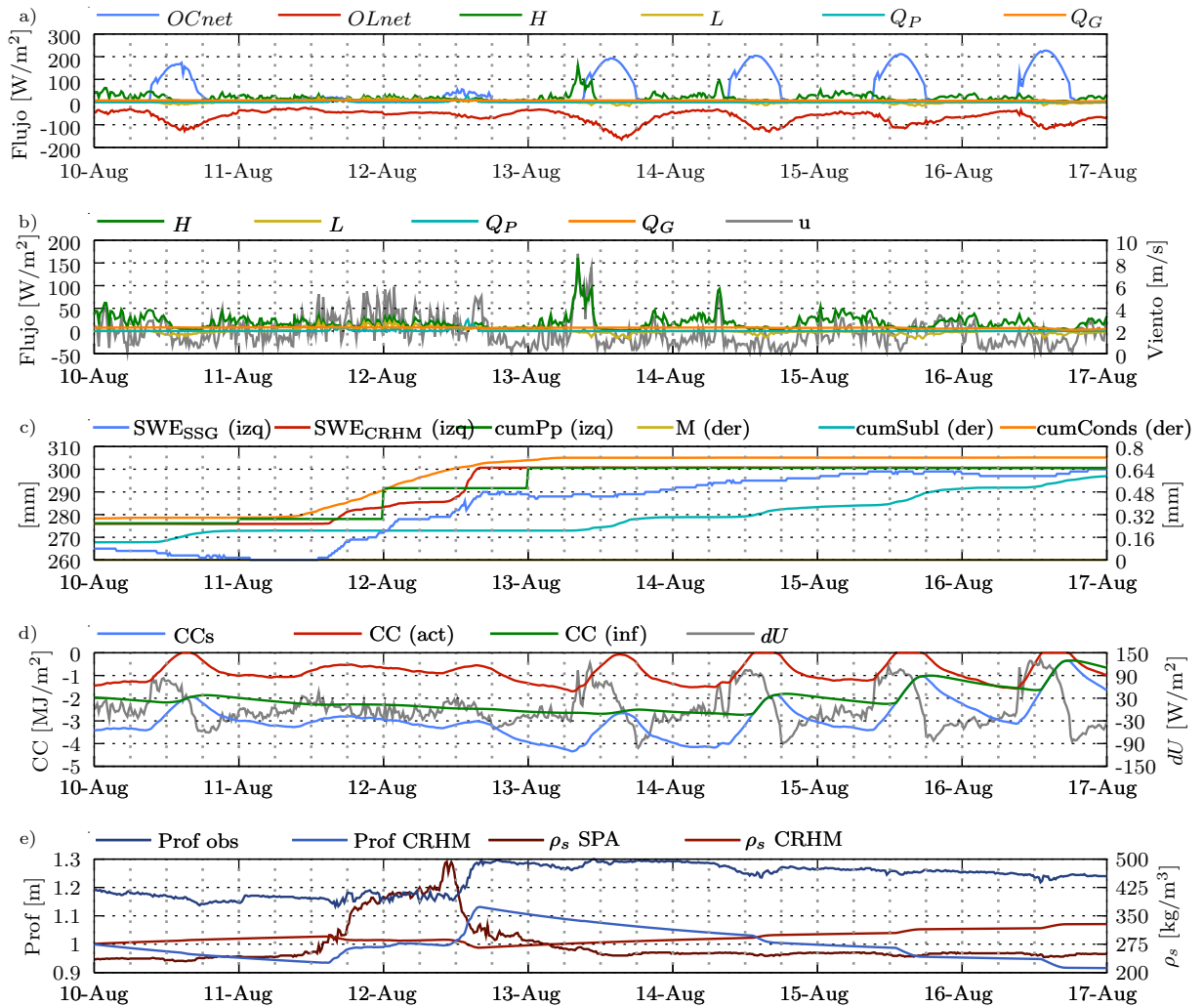
A modo general, En la figura 5.1 se observa que los valores simulados del agua equivalente en nieve logran una representación aceptable de los valores observados, mostrando un valor de coeficiente de Nash-Sutcliffe [N-S] (?) de 0.24 y un PBIAS (?) de -1.06 %. Por su parte, la densidad modelada muestra un NS de 0.09 y un PBIAS de -1.41 %. Mientras tanto, el rendimiento del modelo para representar la profundidad de nieve empeora alcanzado un NS de -4.65 y un PBIAS de -19.64 %.

Figura 5.1: Balance de energía en estación UChile – Valle Nevado



Adicionalmente, tras la descripción realizada en la sección 4.1.2, se incluye la Figura 5.2 con los resultados del balance de energía para el Periodo 2. Si se considera válido el balance de energía, la condensación durante el periodo no es suficiente para suplir el aumento de SWE por sobre la precipitación, para lo cual pueden haber dos explicaciones. Una se relaciona con apartes de agua desde las laderas, sin embargo, esto implicaría un evento de derretimiento, que en este punto no se ha gatillado, por lo cual es razonable pensar que en las zonas aledañas tampoco haya ocurrido, descartando esta teoría. La otra razón radica en el tipo de observación. Los pluviómetros para medir nieve, generalmente tienden a subestimar la precipitación debido a la presencia del viento, debido a ello, se les monta una pantalla protectora para reducir este efecto. Si bien el pluviómetro de la estación UChile – Valle Nevado tiene instalada una pantalla contra el viento (Figura 3.6), puede que no sea suficiente, considerando que su boca está a aproximadamente 4 m sobre el suelo desnudo.

Figura 5.2: Balance de energía en estación UChile – Valle Nevado. Periodo 2



Capítulo 6

Modelación distribuida con CRHM

6.1. Discretización espacial: Definición de URH

Como se mencionó en la sección 2.4, las unidades de respuesta hidrológica constituyen subdivisiones espaciales con características físicas y biológicas propias. Por ello, se han considerado los siguientes criterios para delimitar HRU:

Hidrográfico: Se ha dividido la zona de acuerdo a las subcuencas de la Figura 3.3.

Elevación: Dentro de cada subcuenca, se han seleccionado tres bandas de elevación: baja, media y alta; abarcando cada una un tercio del área de la subcuenca a la que pertenece.

Pendiente: Debido a las características topográficas de la zona, se han seleccionado URH de acuerdo a tres tipos de pendientes según el rango: baja, media y alta.

Aspecto: Adicionalmente se ha categorizado por aspecto, tomando en cuenta que la radiación solar y el efecto del viento varían de acuerdo a la orientación respecto al norte que presenta una determinada superficie. Se establecen cuatro grupos: Norte, Este, Sur y Oeste.

De esta forma para cada subcuenca se distinguen 3 bandas de elevación, 3 tipos de pendiente y 4 grupos por aspecto; entregando 36 unidades por subcuenca y 180 HRU para la cuenca completa (Figura 6.3).

Tabla 6.1: Nomenclatura subcuencas

Subcuenca	Nombre
1	Río Mapocho entre Río San Francisco y Los Almendros
2	Río San Francisco entre Estero Yerba Loca y Río Molina
3	Río Molina antes de junta Río San Francisco
4	Río San Francisco antes de Estero Yerba Loca
5	Esteros Yerba Loca antes de junta Río San Francisco

Figura 6.1: Curvas hipsométricas subcuencas en Mapocho en Los Almendros

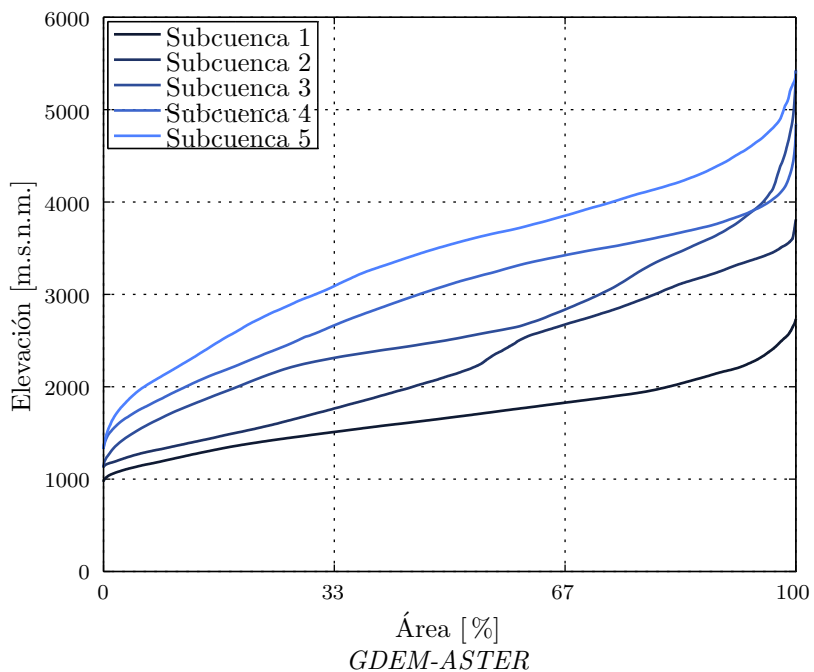


Figura 6.2: Resumen topografía de unidades de respuesta hidrológica

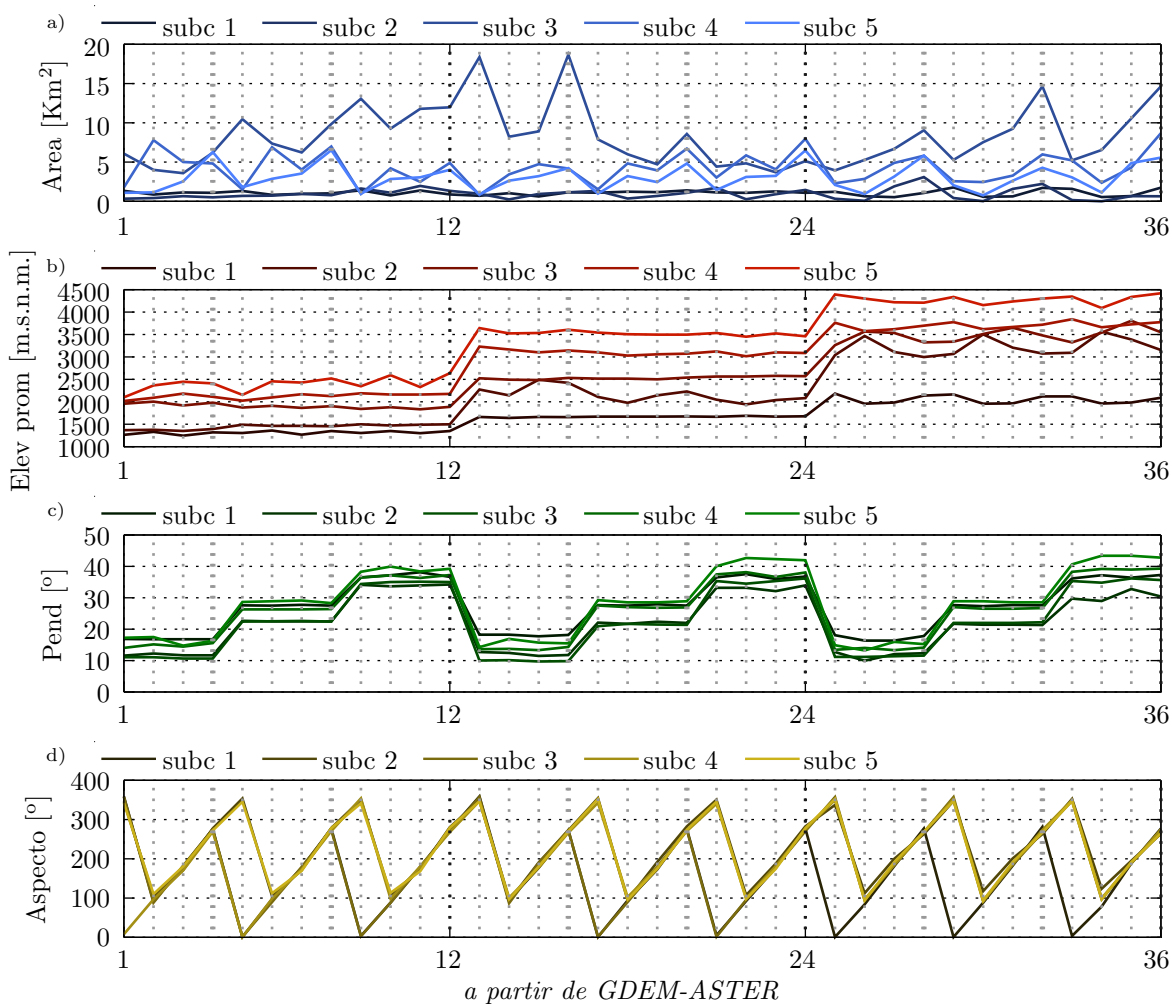
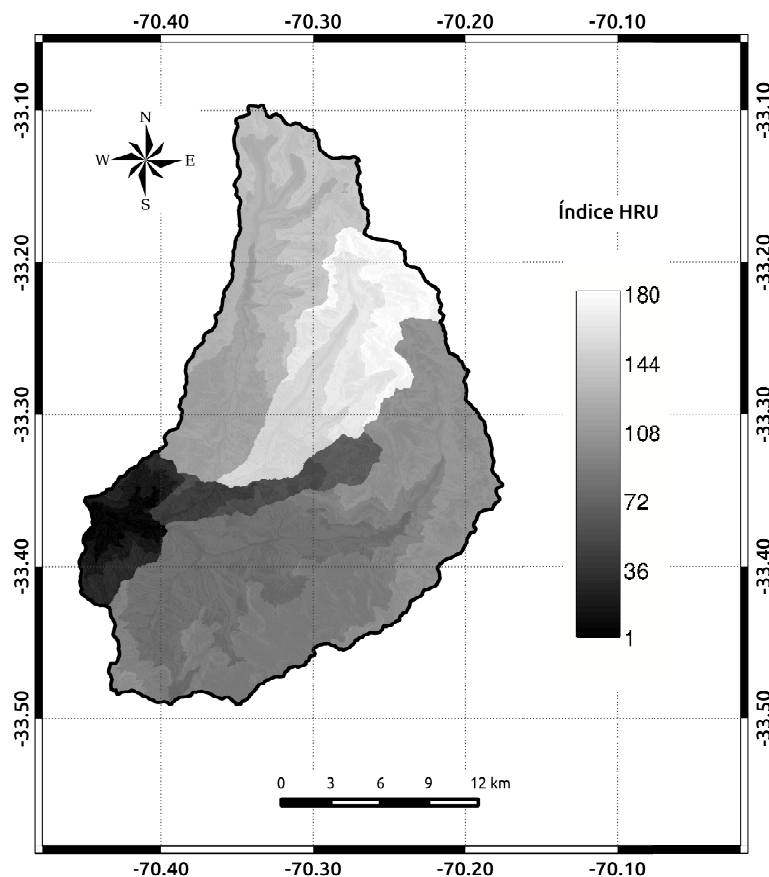


Figura 6.3: Delimitación de URH - Mapocho en Los Almendros



6.2. Distribución de variables meteorológicas

6.2.1. Temperatura

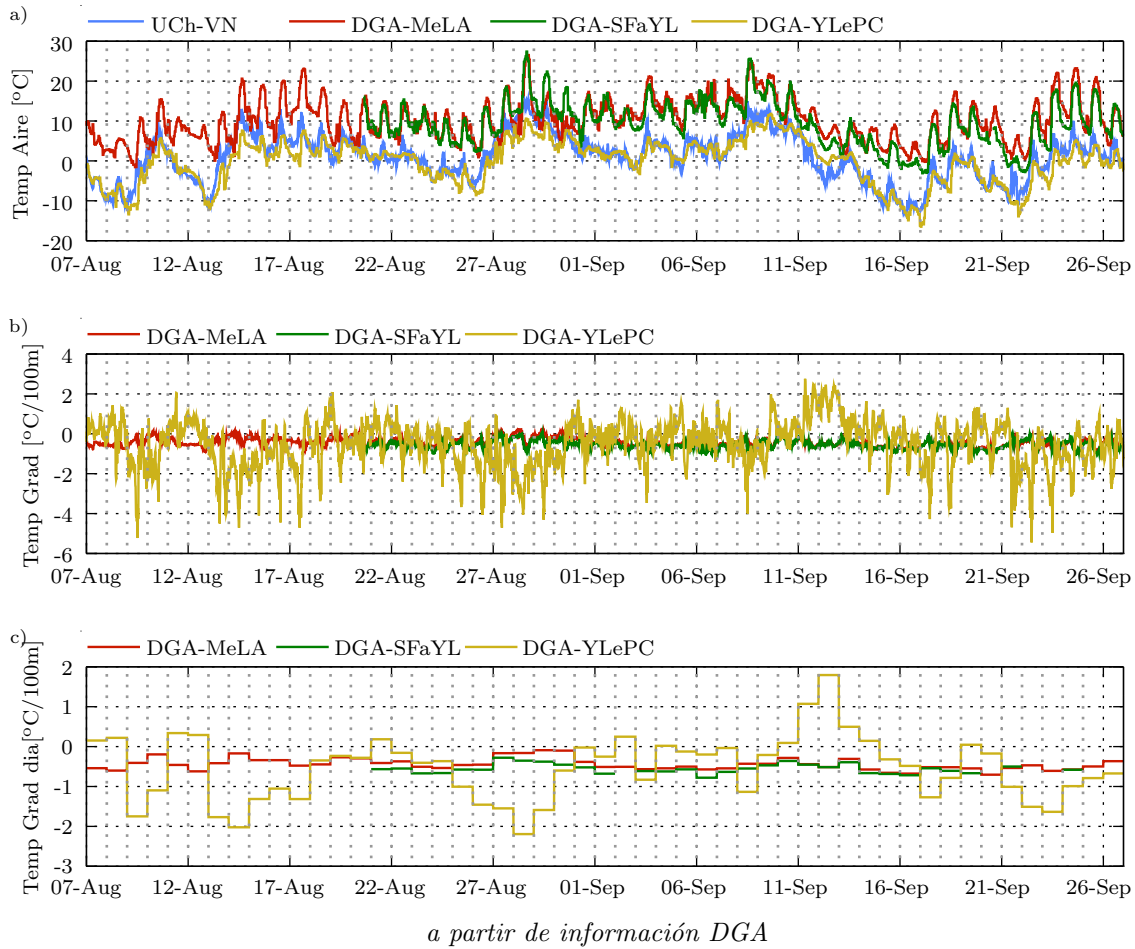
Con el fin de establecer gradientes y correlaciones que permitan distribuir las variables meteorológicas, se han empleado las observaciones de temperatura del aire de las estaciones de la Tabla 6.2.

Tabla 6.2: Estaciones meteorológicas DGA con registros de temperatura

Estación	Elev [m.s.n.m.]
Mapocho en Los Almendros (MeLA)	966
Molina antes de San Francisco (MOaSF)	1158
Yerba Loca en Piedra Carvajal (YLePC)	3250

Fuente:

Figura 6.4: Gradientes de temperatura



La Figura 6.4 muestra los gradientes verticales de temperatura obtenido a partir de las estaciones de monitoreo meteorológico de la DGA con la estación UChile – Valle Nevado. Se ha optado por emplear gradientes diarios, ya que los gradientes instantáneos pueden inducir a errores debido a una posible falta de sincronización en los relojes de los datalogger o diferencias por efecto sombra del relieve.

Comparando las curvas de la Figura 6.4 se decide utilizar el gradiente que entrega la estación Mapocho en Los Almendros, ya que por un lado cuenta con información completa y se encuentra a una distancia considerable para establecer un gradiente para toda la cuenca. Lo anterior no ocurre con la estación Yerba Loca en Piedra Carvajal, que debido a su proximidad con la estación UChile – Valle Nevado, los gradientes se ven exagerados, no obstante, su aplicabilidad se centraría en completar la información faltante.

6.2.2. Precipitación

La precipitación al interior de la cuenca Mapocho en Los Almendros ha sido registrada en las estaciones de la Tabla 6.3. La Figura 6.5, muestra la precipitación acumulada (panel a), incremental cada 15 min (panel b) y total diaria (panel c). Además se ha incorporado la

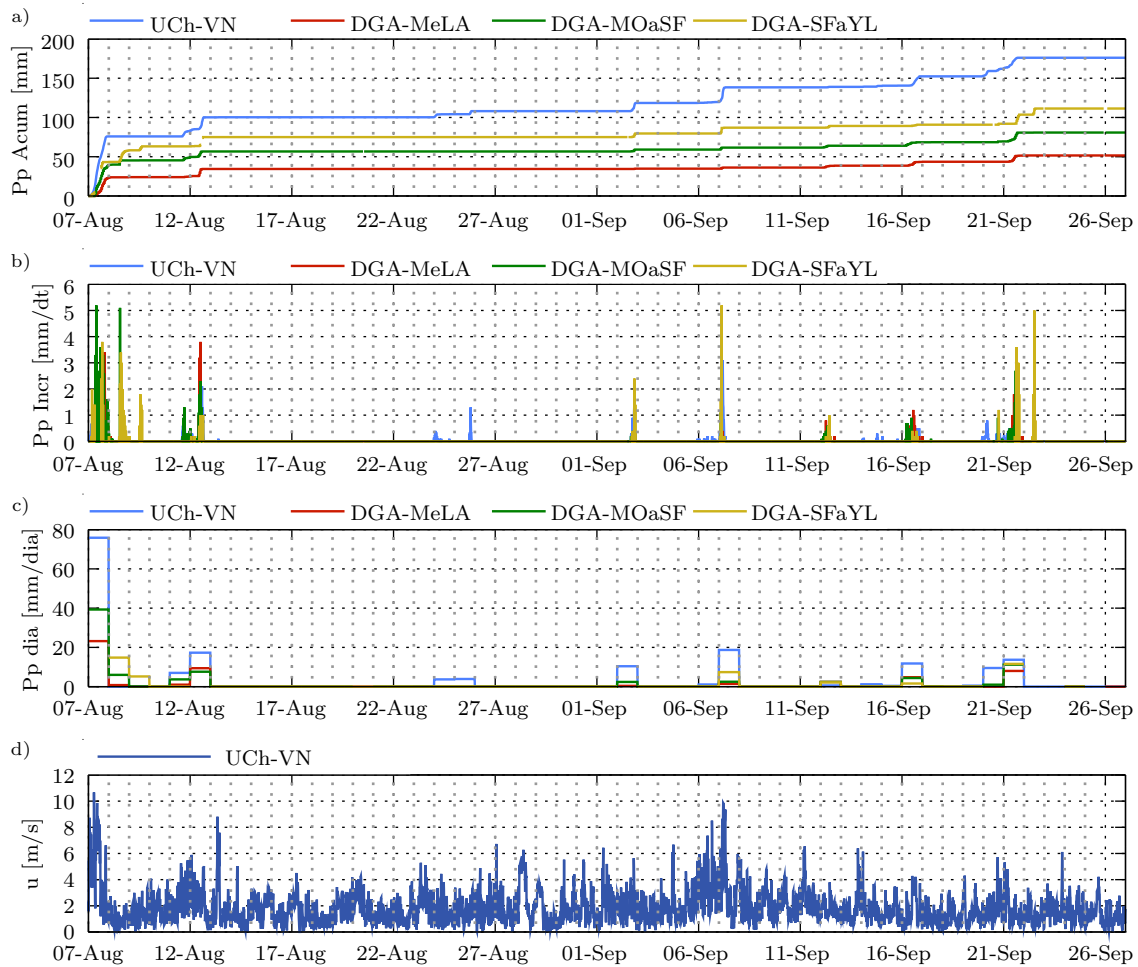
Tabla 6.3: Estaciones meteorológicas DGA con registros de precipitación

Estación	Elev [m.s.n.m.]
Mapocho en Los Almendros (MeLA)	966
Molina antes de San Francisco (MOaSF)	1158
San Francisco antes de Yerba Loca (SFaYL)	1550

Fuente:

velocidad del viento en la estación UChile – Valle Nevado en el panel d, a modo de identificar una posible influencia del viento en la medición.

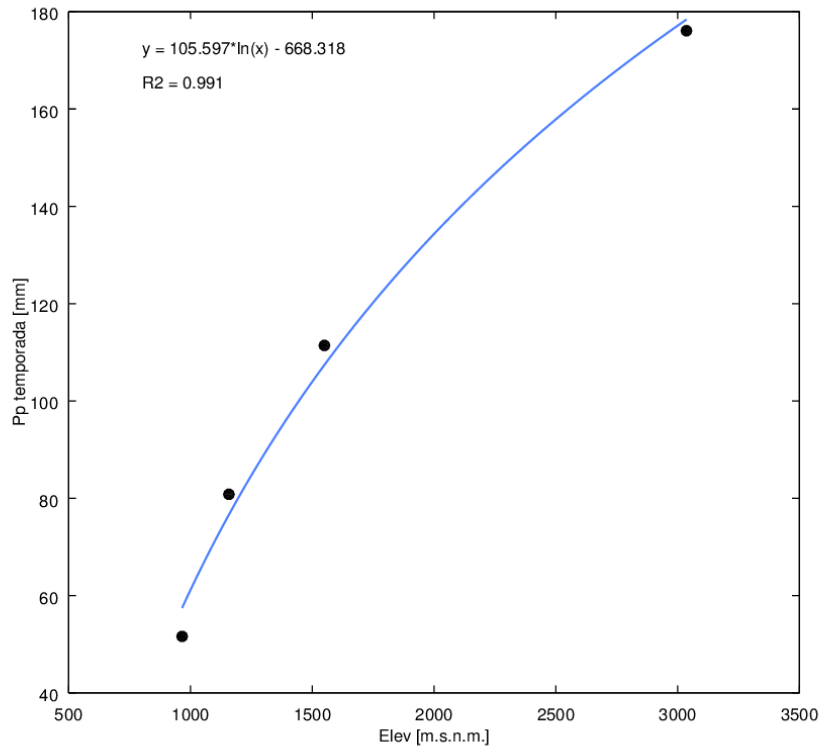
Figura 6.5: Precipitación registrada en las estaciones



a partir de información DGA

Basado en el trabajo de ?, se ha elaborado la Figura 6.6, donde el perfil logarítmico logra ser una buena representación de ña variación de la precipitación con la altura, resultando un valor de R^2 igual a 0.99.

Figura 6.6: Precipitación en la temporada registrada según elevación



Red hidrométrica DGA

De esta forma, la precipitación a una elevación z en un tiempo determinado t , queda expresada por la ecuación 6.1.

$$Pp(z, t) = \frac{A \ln(z) + B}{A \ln(z_{VN}) + B} Pp_{VN}(t) \quad (6.1)$$

Donde:

z = elevación z [m.s.n.m.]

z_{VN} = elevación estación UChile – Valle Nevado = 3036 [m.s.n.m.]

$Pp(z, t)$ = Precipitación en la elevación z en el tiempo t [mm]

$Pp_{VN}(t)$ = Precipitación en la estación UChile – Valle Nevado en el tiempo t [mm]

$A = 105.6$

$B = -668.3$

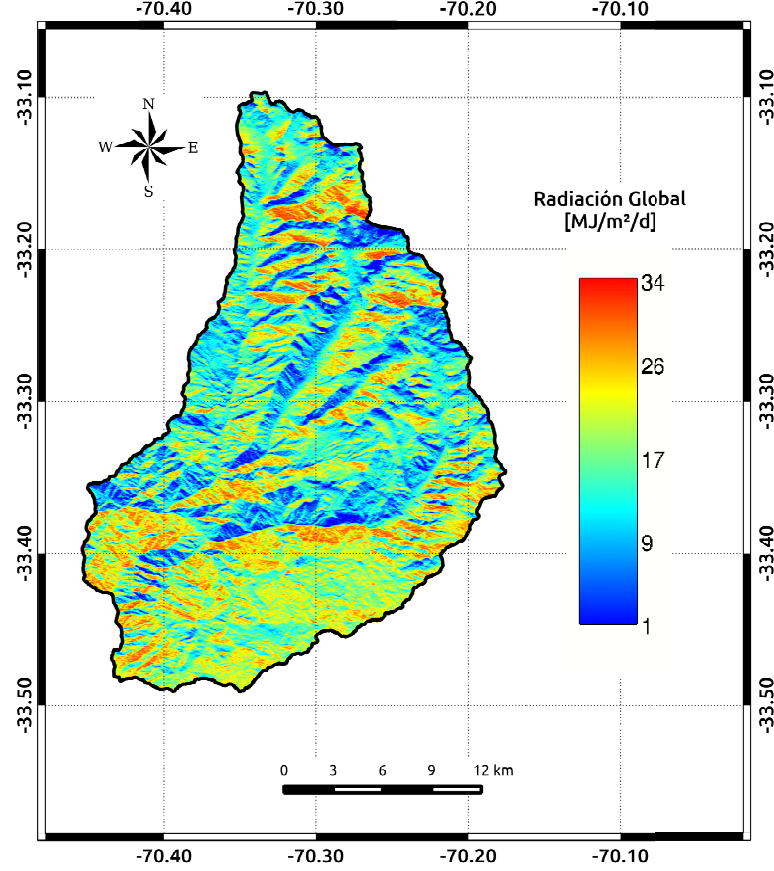
6.2.3. Radiación

Para una posición fija del sol, la cantidad de radiación que recibe una superficie dependerá del aspecto, pendiente y elevación. Además cuando existe relieve pronunciado, las zonas altas pueden obstruir la luz que llega a las partes más bajas, produciendo sombra. Por su parte, en presencia de árboles, la radiación que alcanza la superficie del suelo también se ve disminuida, sin embargo, dadas las características de la zona, esta situación se ve descartada.

Debido a la variabilidad espacial que puede presentar la radiación, su distribución es un proceso más complejo. Por este motivo, se ha empleado el programa GRASS capaz de analizar

un modelo de elevación digital mediante el comando `r.sun`, el cual calcula la radiación directa, difusa en un mapa ráster para una fecha, latitud y condiciones atmosféricas dadas. La Figura 6.7 muestra un ejemplo de los mapas ráster de radiación que genera GRASS.

Figura 6.7: Mapa de radiación global en la cuenca Mapocho en Los Almendros para 08 de agosto



El resultado de este modelo no incorpora el efecto de la nubosidad, por tal motivo, para determinar la radiación en cada una de las celdas del mapa ráster, se empleará la ecuación 6.2 que distribuye la radiación solar incidente observada en la estación UChile – Valle Nevado basado en los resultados de `r.sun`.

$$OC \downarrow (x, t) = \frac{OC \downarrow_{r.sun} (x, d_t)}{OC \downarrow_{r.sun} (x_{VN}, d_t)} OC \downarrow_{VN} (t) \quad (6.2)$$

Donde:

$OC \downarrow (x, t)$ = Radiación solar incidente en la celda x en el tiempo t [W/m^2]

$OC \downarrow_{r.sun} (x, d_t)$ = Radiación solar incidente calculada por `r.sun` en la celda x en el día d_t correspondiente al tiempo t [W/m^2]

$OC \downarrow_{r.sun} (x_{VN}, d_t)$ = Radiación solar incidente calculada por `r.sun` en la celda donde se encuentra la estación UChile – Valle Nevado para el día d correspondiente al tiempo t [W/m^2]

$OC \downarrow_{VN} (t)$ = Radiación solar incidente observada en la estación UChile – Valle Nevado en el tiempo t [W/m^2]

Luego, para determinar la radiación que incide sobre una HRU, se calcula el promedio de las radiaciones que reciben las celdas al interior de la unidad.

6.3. Evolución temporal y distribución espacial de SWE

6.3.1. Módulos CRHM

Para llevar a cabo el modelamiento a nivel de cuenca mediante CRHM, además de los módulos descritos en la sección 5.1, se han incorporado los siguientes:

GreenAmpt: Controla la infiltración hacia el suelo empleando el método Green Ampt.

Soil: Realiza el balance hídrico en el suelo.

Netroute M: Controla el ruteo hidrológico empleando método de Muskingum tanto para los flujos superficiales como los subsuperficiales.

evap: Módulo requerido por Soil. Calcula evapotranspiración

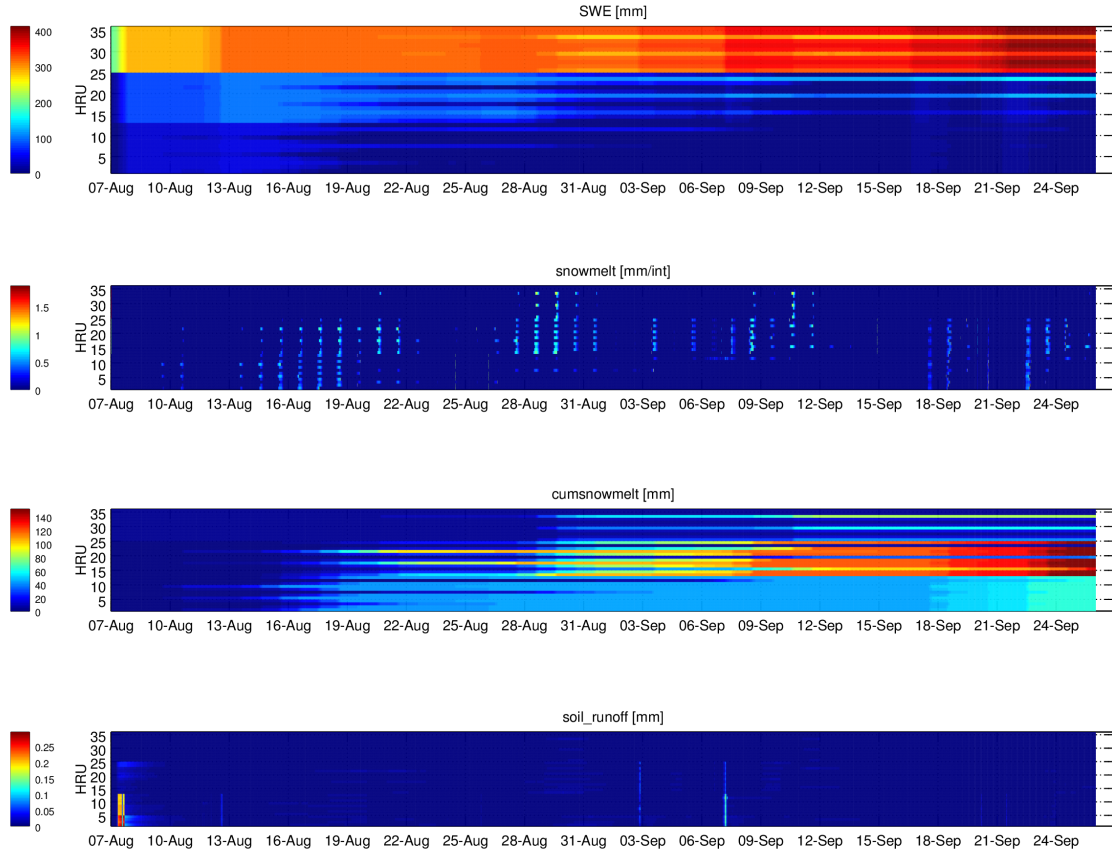
metall: Módulo requerido por evap. Calcula radiación neta.

global: Módulo requerido por metall. Calcula la radiación teórica de onda corta directa y difusa.

La Figura 6.8 sintetiza los resultados de la modelación del SWE en la subcuenca. En los paneles, el eje de las abscisas muestra el tiempo, mientras que en las ordenadas se disponen las HRU de la subcuenca. En el caso de la Figura 6.8, se muestran las 36 HRU de la subcuenca del Río Molina antes de la junta con el Río San Francisco. Dicha subcuenca cobra importancia, ya que en ella se encuentra la estación UChile – Valle Nevado, donde se cuenta con observaciones del manto.

El primer panel de la Figura 6.8 presenta el SWE para las 36 HRU. En ella, se pueden distinguir tres grupos importantes, los cuales corresponden a las tres bandas de elevación de la subcuenca. Esto se debe a que las condiciones iniciales entregadas al modelo, así como los parámetros del suelo, se distribuyeron en forma altitudinal y para cada subcuenca. El panel b) muestra la tasa derretimiento de la nieve para las HRU en $[\text{mm}/\text{dt}]$, con $\text{dt} = 15$ $[\text{min}]$; mientras que el panel c) presenta esta misma variable en forma acumulada en $[\text{mm}]$. El panel d) contiene la tasa de nieve derretida que infiltra hacia el suelo. Finalmente, el panel e) indica la cantidad agua que aflora desde al suelo para escurrir en forma superficial.

Figura 6.8: SWE modelada por CRHM

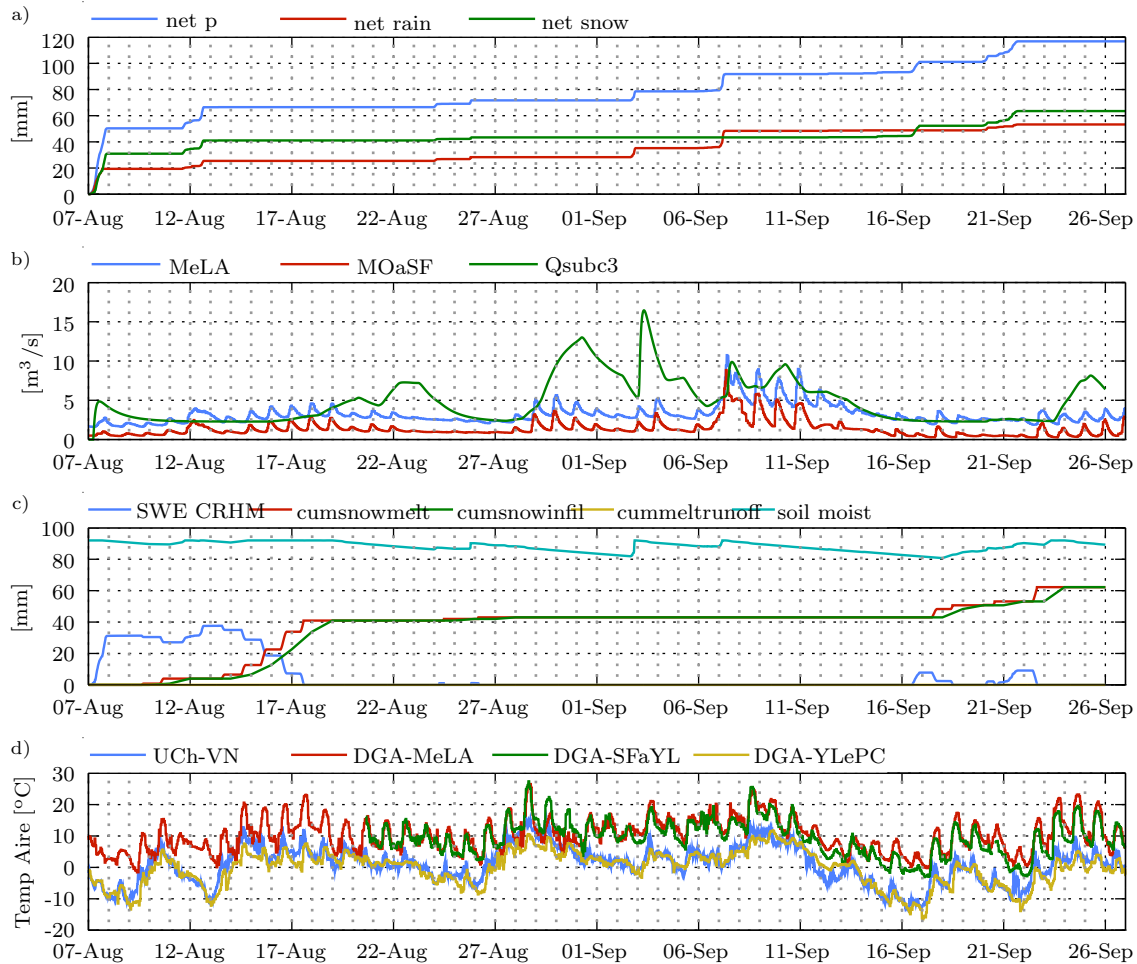


La serie de SWE modelada, se ha comparado con la información que entrega el sitio ?, a cargo el Prof. René Garreaud del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Allí, a partir de imágenes MODIS del satélite Terra, se entregan cálculos de área nival y línea de nieves para la cuenca del Alto Maipo, que si bien no abarca la zona de estudio, constituye una cuenca vecina de similares características. A pesar de no contar con información completa de la temporada, debido a la presencia de nubes, se ha comprobado que el modelo de SWE responde satisfactoriamente, considerando que la división por bandas de elevación es bastante gruesa como para definir la línea de nieves. Lo anterior, se suma a los resultados obtenidos en el balance de energía de la sección 5.2.

6.4. Modelación hidrológica con CRHM

Con el fin de evaluar el comportamiento del modelo respecto a los caudales observados, se ha elaborado la Figura 6.9, donde se compara el caudal superficial que entrega el modelo en la subcuenca Río Molina antes de junta con Río San Francisco (subcuenca 3, curva de color verde) con la fluviometría registrada por la estación del mismo nombre (MOaSF, curva de color rojo).

Figura 6.9: Simulación de caudales para subcuenca del Río Molina antes de la junta con Río San Francisco



En este caso, el modelo no logra representar la serie observada de caudales. Los ciclos diarios en el caudal observado que muestra la Figura 6.9, derivados del derretimiento de la nieve en las zonas más bajas, no son simulados por el modelo. No obstante, el modelo efectivamente muestra tasas de derretimiento intradiario (Figura 6.8b), mas éstas no se ven reflejadas en la escorrentía superficial, lo cual sugiere que podrían existir deficiencias en el balance hídrico del suelo, ya sea por la conductividad hidráulica (módulo Soil) o en el ruteo hidrológico de los caudales subsuperficiales (módulo Netroute M). Dentro de este trabajo se han construido diversos escenarios, en los que se han variando los parámetros que controlan estos procesos, sin embargo, no se han percibido mejoras importantes en el rendimiento del modelo.

Si bien los caudales simulados presentan un comportamiento pluvial, reflejado en aumentos en el gasto líquido cuando existen precipitaciones (por ejemplo: 07 de agosto, 03 y 07 de septiembre), los volúmenes que entrega el modelo sobrestiman la escorrentía directa observada.

No todas las crecidas importantes en los caudales simulados en la Figura 6.9 son atribuibles a un origen pluvial. Entre el 17 y el 21 de agosto no se registraron precipitaciones, sin embargo, la escorrentía superficial modelada se ve incrementada a causa del derretimiento del manto presente en las bandas baja y media desde el 13 de agosto (Figura 6.8b). Estos aportes de agua van saturando el suelo y se van liberando con el transcurso de los días. Esto se ve observado en la cuenca a través de la fluviometría de las estaciones Mapocho en Los Almendros y Molina antes de San Francisco, no obstante el agua proveniente del derretimiento durante las horas de sol se observa durante la noche de la misma jornada, es decir, la respuesta de la cuenca es más rápida de lo que está representando el modelo. Este fenómeno ha motivo a reajustar los parámetros que gobiernan el tránsito del agua desde que se derrite hasta que llega a la escorrentía superficial, sin encontrar resultados satisfactorios.

Adicionalmente, desde el 28 de agosto al 03 de septiembre los caudales simulados también muestran una crecida de origen nival, pero de mayor magnitud que la descrita anteriormente. Esto debe a que en estas fechas el manto de la banda alta también entra en un periodo de derretimiento, aumentando la cantidad de agua que alcanza los cursos de agua modelados. Si bien los caudales observados manifiestan esta crecida en una magnitud levemente superior que en la oportunidad anterior, nuevamente el flujo sobre el río experimenta ciclos diarios y es de menor cantidad que lo calculado por el modelo. Lo misma situación vuelve a ocurrir en las crecidas del caudal simulado entre los días 09 y 11 de septiembre, así como también entre el 24 y 26 de septiembre.

Un punto a favor del modelo, se observa entre el 12 y el 16 de septiembre, en donde la temperatura del aire experimentó un descenso, mientras que no se registraron precipitaciones. El balance de energía no arrojó derretimiento de nieve en las unidades de la subcuenca, explicado por el descenso en el contenido de frío. Esto conlleva a que el caudal simulado decaiga, situación que igualmente se observa en las estaciones fluviométricas.

Capítulo 7

Discusión y conclusiones

7.1. Discusión

7.1.1. Zona de estudio, monitoreo y modelamiento

La cuenca que comprende este trabajo se emplaza al interior de la Cordillera de Los Andes en el paralelo 33.3 [°] Sur. Esta ubicación le imprime una condición geográfica heterogénea con un amplio rango de elevaciones y pendientes, otorgándole además una meteorología con una considerable variabilidad espacial. Ello motiva a desarrollar una red monitoreo hidrometeorológico que permita contar observaciones representativas de esta heterogeneidad espacial. Gracias al proyecto Fondecyt 1121184, se pudo disponer de valiosa información del sector alto de la cuenca Mapocho en Los Almendros a través de la estación UChile – Valle Nevado, que si bien podría considerarse insuficiente para elaborar un estudio robusto, es indudable su significativo aporte en el presente trabajo.

Con el fin de interpretar y dar explicación a los fenómenos físicos que ocurren en la naturaleza, se debe recurrir a simplificaciones que permitan aplicar la teoría y leyes físicas conocidas por el ser humano. La variabilidad que presenta la cuenca en estudio plantea un desafío importante a la hora de representar su sistema hidrológico en un modelo numérico. Si bien CRHM se ha desarrollado en las provincias del centro y oeste de Canadá, donde predominan praderas y bosques, su aplicabilidad no queda supeditada a este tipo de zonas, ya que entrega una plataforma que permite adaptarse a las condiciones particulares de cada lugar. A raíz de ello se han introducido 180 URH (con superficies desde los 0.45 [ha] a los 18.7 [km²]), con la finalidad de proveer una adecuada representación hidrográfica y topográfica.

7.1.2. Observaciones nivométricas

En esta memoria se ha introducido el empleo de instrumentación diseñada para realizar observaciones del manto nival de manera *in situ*, automatizada e instantánea. Ello ha permitido contar con información rara vez vista, como es la densidad del manto en forma continua a lo largo de una temporada. Si bien se trata de una tecnología reciente que ha sido probada en otros ambientes (Los Alpes y América del Norte), la información que aporta presenta gran

utilidad para estudios de hidrología y nivometría.

Al tratarse de equipamiento nuevo, se ha debido sortear ciertas dificultades técnicas que han acarreado pérdida de información valiosa. Ello es el caso de la temporada de deshielo (desde octubre en adelante), donde el manto alcanza madurez y experimenta importantes e interesantes cambios en su contenido de hielo, de agua, porosidad y por consiguiente, densidad. La falta de estos datos ha resultado una lamentable pérdida para este trabajo.

No obstante lo anterior, la información disponible ha permitido evaluar el funcionamiento del equipo nivométrico, detectando posibles errores instrumentales y aportando observaciones a un gran nivel de detalle para estudiar el comportamiento del manto con mayores antecedentes.

7.1.3. Medición de radiación solar

Gracias al equipamiento instalado en la estación UChile – Valle Nevado, se ha podido evaluar el comportamiento de dos tipos de sensores capaces de medir la radiación solar: termopila y fotodiodo de silicio. La diferencia más relevante entre ambos radica en que el primero mide en un espectro electromagnético más amplio que el segundo. Debido a ello, se ha introducido una corrección espectral a las mediciones llevadas a cabo por el sensor de fotodiodo de silicio.

A la hora de emplear estas observaciones, se ha optado por utilizar las que entrega el fotodiodo de silicio con la corrección espectral incorporada, ya que se trata de un instrumento nuevo recién calibrado, en contraste de la termopila.

Como la cuenca presenta distintos tipos de superficie, con una diversa combinación de pendiente y aspecto, a lo cual además se suma el efecto de obstrucción que provoca el relieve, la distribución de radiación incidente será en forma muy desigual. Estos factores se han incorporado mediante el modelo de radiación que incluye el programa GRASS, logrando así resultados satisfactorios que permitieron distribuir la radiación puntual observada en la estación UChile – Valle Nevado.

7.1.4. Modelo de balance de energía

El balance de energía que dispone CRHM tiene fundamentación física, lo cual permite adaptar el modelo a diversos escenarios. La mayor parte de los parámetros representan condiciones físicas del manto, por lo cual no requiere la necesidad de procesos de calibración para la optimización de parámetros.

Gracias a lo anterior, los resultados del balance de energía muestran una buena correlación con el agua equivalente observada por el Snow Scale en la estación UChile – Valle Nevado, reflejada en un coeficiente N-S de 0.24. Se distinguen ciertos periodos en que el modelo subestima el derretimiento, por ejemplo a partir del 12 de septiembre. Una explicación de este fenómeno puede relacionarse con que CRHM asume la capa activa de una profundidad constante en el tiempo, por lo que, lo acarrea que el contenido de frío modelado pueda ser más negativo, retrasando el derretimiento.

El modelo arroja una cantidad de agua sublimada desde el manto de 4.3 [mm] durante el periodo en estudio. Cabe señalar que esto corresponde a un valor puntual y no es representativo de la cuenca. Para tales propósitos se requeriría de una instrumentación más robusta que permita contar con observaciones de la velocidad del viento distribuida en la cuenca en espacio y elevación.

Por su parte la densidad del manto no logra ser bien simulada al compararse con la observaciones del Snow Pack Analyser. En primer lugar, se debe señalar que este sensor presenta un comportamiento errático para humedades relativas altas, reflejados en grandes incrementos en la densidad del manto en periodos de tiempo cortos. Estos valores han sido ignorados para este análisis. Durante agosto el modelo sobrestima la densidad, lo cual conlleva a que la profundidad simulada sea menor que la observada. No obstante, en los últimos días de agosto el manto se compacta, mejorando la representación del modelo.

7.1.5. Modelo hidrológico de escorrentía superficial

Una vez concluido y validado el balance de energía puntual, se procede a extenderlo a toda la cuenca y dar paso al modelo hidrológico semi-distribuido. CRHM logra una representación del manto en distintas superficies de elevación pendiente y aspecto, conservando mayor cantidad de nieve en aquellas zonas menos expuestas a la radiación solar y de mayor altitud.

Sin embargo, en el desarrollo de este trabajo se ha encontrado que CRHM muestra debilidad en la simulación de los caudales superficiales. La causa fundamental de ello radica en el balance hídrico en el suelo, ya que se trata de un modelo más bien conceptual, debido a la gran complejidad y variabilidad que presentan las condiciones hidrogeológicas de cada zona. Junto a ello, conseguir una simulación hidrológica a una escala casi instantánea (15 min), aumenta las exigencias al modelo, ya que las propiedades del suelo a nivel local o de una escala espacial más detalla, ejercen una mayor influencia en la respuesta hidrológica. Para tales fines, se requeriría de un levantamiento de información más profundo y detallado,, y que probablemente aumentaría la cantidad de unidades de respuesta hidrológica a incluir.

Otro aspecto a considerar, radica en la cantidad de HRU seleccionadas para este trabajo. Considerandos las discretizaciones hidro y topográficos, se determinó un total de HRU. La idea de este número se sustentaba en poder caracterizar con mayor detalle el almacenamiento en la cuenca, atendiendo los objetivos propuestos para el trabajo. Sin embargo, la multiplicidad de parámetros para el balance hídrico del suelo y el ruteo hidrológico derivaron a que el proceso de calibración se tornara compleja, sin poder llegar a resultados satisfactorios. Futuros trabajos podrán considerar este aspecto, de forma tal de definir las unidades de respuesta hidrológica no disgregadas y acorde a las condiciones propias de la cuenca.

7.2. Conclusiones

Estudiar la hidrología de una zona desde una perspectiva física, exige un profundo levantamiento de información y contar con observaciones bien distribuidas en la cuenca. Con ello, se busca mayor conocimiento de las variables que intervienen en el ciclo hidrológico, que es

la base del movimiento del agua al interior de una cuenca. Esto plantea un mejoramiento en la red hidrométrica del país, sobretodo hacia las cabeceras de la cuencas. El presente trabajo pretende realizar un leve acercamiento en esta materia.

Si bien, la creciente disponibilidad de observaciones meteorológicas motiva el mejoramiento en las técnicas desarrolladas en hidrología, el estado actual dista mucho de la experiencia que muestran otros países en la materia. Las condiciones geográficas que posee Chile difieren de lo que ocurre en otras zonas del mundo donde existe acumulación de nieve, por citar: alta cordillera relativamente cercana al mar, nevadas a latitudes bajas debido a zonas de mayor elevación, importante variabilidad meteorológica debido a la corriente ENSO (en inglés *El Niño Southern Oscillation*), etcétera. Debido a ello, es importante alcanzar un adecuado conocimiento de los fenómenos presentes en la alta cordillera, lugar nacen los ríos que alimentan los valles.

En relación al primer objetivo de este trabajo, se ha constatado el enorme desafío que implica realizar estudios de campo, y la importancia de contar con resultados robustos. La información obtenida ha permitido elaborar un análisis a menor escala de los procesos en el manto, cumpliendo el segundo objetivo.

Respecto al tercer objetivo, se han logrado resultados satisfactorios en la modelación de la nieve, al incorporar el balance de energía de CRHM que permite identificar la interacción del manto con el ambiente y calcular así el derretimiento sin la necesidad de asumir parámetros numéricos que esconden importantes procesos físicos.

Por último, los resultados obtenidos en la modelación hidrológica, invitan a mejorar la representación del modelo en el balance de agua en el suelo, lo cual queda planteado para trabajos futuros. Junto con ello y con el propósito de aumentar la precisión del modelo, se propone además un mejoramiento en las observaciones disponibles, que ayuden a lograr un mayor entendimiento y caracterización de los procesos que ocurren en el manto nival. Ello ayudaría a perfeccionar las capacidades predictivas, sobretudo ante futuros escenarios de un inminente, si no, ya presente cambio climático.

Bibliografía

- Armstrong, R. L. y Brun, E. (2008). *Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modeling*. Cambridge University Press.
- Bravo, C. y Garreaud, R. D. (2011). El régimen nival en cuencas andinas de Chile central. *Segundo Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima del Pacífico Sudoriental*.
- DeWalle, D. R. y Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology*. Waveland press.
- Essery, R., Li, L., y Pomeroy, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrological processes*, 13(1415):2423–2438.
- Fairbanks, A. (1898). *The first philosophers of Greece*.
- Granger, R. J. y Pomeroy, J. W. (1997). Sustainability of the western Canadian boreal forest under changing hydrological conditions. ii. summer energy and water use. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*, 240:243–250.
- Gray, D. y Landine, P. (1988). An energy-budget snowmelt model for the Canadian prairies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25(8):1292–1303.
- Hedstrom, N. y Pomeroy, J. (1998). Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12(1011):1611–1625.
- Judson, A. y Doesken, N. (2000). Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81:1577–1587.
- Kind, R. (1981). Snow drifting. *Handbook of snow: principles, processes, management and use*, pages 338–359.
- King, D. y Myers, D. (1997). Silicon-photodiode pyranometers: operational characteristics, historical experiences, and new calibration procedures. *Conference Record of the Twenty Sixth IEEE Photovoltaic Specialists Conference - 1997*, pages 1285–1288.
- Kustas, W. P., Rango, A., y Uijlenhoet, R. (1994). A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. *Water Resources Research*, 30(5):1515–1527.

- Liu, S., Riekerk, H., y Gholz, H. L. (1998). Simulation of evapotranspiration from florida pine flatwoods. *Ecological Modelling*, 114(1):19–34.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., y Link, T. (1998). The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 pacific northwest flood. *Hydrological Processes*, 12(10):1569–1587.
- McKay, G. y Gray, D. (1981). The distribution of snowcover. *Handbook of snow*, pages 153–190.
- McNamara, J. P., Tetzlaff, D., Bishop, K., Soulsby, C., Seyfried, M., Peters, N. E., Aulenbach, B. T., y Hooper, R. (2011). Storage as a metric of catchment comparison. *Hydrological Processes*, 25(21):3364–3371.
- Michalsky, J. J., Harrison, L., y LeBaron, B. A. (1987). Empirical radiometric correction of a silicon photodiode rotating shadowband pyranometer. *Solar Energy*, 39(2):87–96.
- MOP-DGA, C.-I. (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivo de calidad. *Cuenca del Maipo. Santiago, Chile*.
- Morris, E. (1989). Turbulent transfer over snow and ice. *Journal of Hydrology*, 105(3):205–223.
- Nash, J. (1957). The form of the instantaneous unit hydrograph. *Comptes Rendus et Rapports Assemblée Generale de Toronto*, 3:114–121.
- Niang, M., Bernier, M., Gauthier, Y., Fortin, G., Van Bochove, E., Stacheder, M., y Brandelik, A. (2003). On the validation of snow densities derived from snowpower probes in a temperate snow cover in eastern canada: First result. In *60th Eastern Snow Conference, Québec (CA)*, pages 176–187.
- Parviainen, J. y Pomeroy, J. (2000). Multiple-scale modelling of forest snow sublimation: initial findings. *Hydrological Processes*, 14(15):2669–2681.
- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., y Carey, S. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19):2650–2667.
- Pomeroy, J., Gray, D., y Landine, P. (1993). The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation. *Journal of Hydrology*, 144(1):165–192.
- Pomeroy, J. y Li, L. (2000). Prairie and arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 105(D21):26619–26634.
- Pomeroy, J. y Male, D. (1992). Steady-state suspension of snow. *Journal of hydrology*, 136(1):275–301.
- Pomeroy, J., Parviainen, J., Hedstrom, N., y Gray, D. (1998). Coupled modelling of forest snow interception and sublimation. *Hydrological processes*, 12(15):2317–2337.

- Rutter, A., Kershaw, K., Robins, P., y Morton, A. (1972). A predictive model of rainfall interception in forests, 1. derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9:367–384.
- Rutter, A. y Morton, A. (1977). A predictive model of rainfall interception in forests. iii. sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology*, pages 567–588.
- Rutter, A., Morton, A., y Robins, P. (1975). A predictive model of rainfall interception in forests. ii. generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, pages 367–380.
- Seyfried, M. S., Grant, L. E., Marks, D., Winstral, a., y McNamara, J. (2009). Simulated soil water storage effects on streamflow generation in a mountainous snowmelt environment, Idaho, USA. *Hydrological Processes*, 23:858–873.
- Shuttleworth, W. J. y Wallace, J. (1985). Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(469):839–855.
- Sommer, W. y Fiel, R. (2009). Snow Pack Analyser (SPA) for snow water equivalent (SWE) and liquid water content. pages 1–10.
- Stehberg, R. y Sotomayor, G. (2012). Mapocho Incaico. *Boletín del Museo de Historia Natural, Chile*, 61:85–149.

Anexo A

Medición de la radiación solar

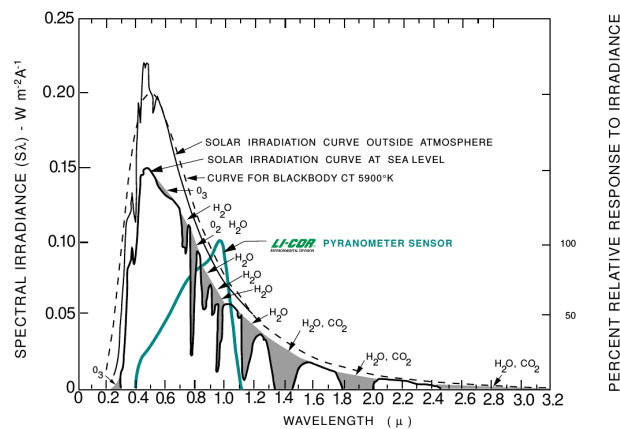
A.1. Piranómetros y corrección espectral

Los piranómetros Li-200 instalados en la estación UChile – Valle Nevado (Tabla 3.3) consisten en fotodiodos de silicio, los cuales al ser excitados por la luz producen circulación de corriente. Son una alternativa adecuada para medir radiación solar y su uso se ha extendido para varias aplicaciones gracias a su reducido tamaño y costo. Sin embargo, su rango de respuesta varía para distintas longitudes de onda y no logra representar el espectro solar completo (Figura A.1).

Los sensores de esta clase son sensibles a ondas cuyas longitudes de onda se sitúan entre los 0.4 y 1.1 [μm], correspondiente a las bandas VIS y a una fracción de NIR. Por tal motivo se debe introducir una corrección, de tal manera que la medición del sensor sea representativa de la radiación solar.

Michalsky et al. (1987) comparan la radiación solar medida por un piranómetro de termopila, cuyo rango espectral comprende los 0.31 a 2.8 [μm], abarcando las bandas UVA, VIS y NIR; con un piranómetro de fotodiodo. La información se obtuvo a partir de valores promedio cada 10 minutos, dentro de un periodo de 18 días incluyendo condiciones de cielo despejadas y cubiertas.

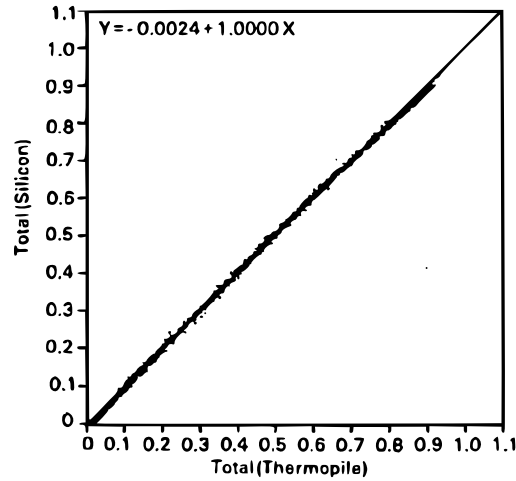
Figura A.1: Respuesta espectral normalizada del piranómetro Li-200 comparada con la distribución de la radiación global



King y Myers (1997)

La Figura A.2 contrasta las mediciones del fotodiodo de silicio (eje ordenadas) con las de la termopila (eje abscisas). Si bien la recta ajustada presenta una pendiente igual a 1, reflejo de una correlación buena, se observa una subestimación en los valores más altos y los cercanos a cero.

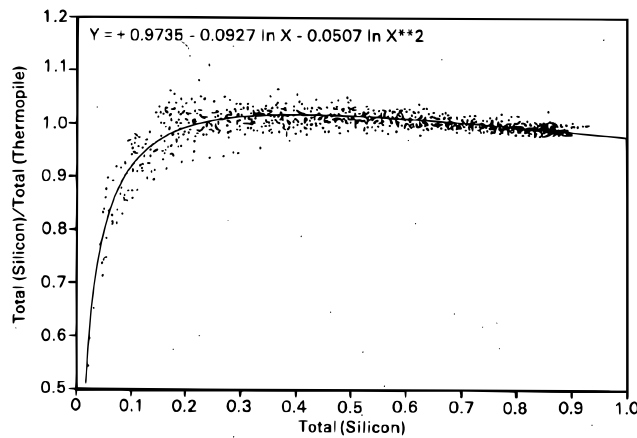
Figura A.2: Radiación solar global medida por fotodiodo de silicio (ordenadas) y termopila (abscisas)



Michalsky et al. (1987)

El gráfico de la razón entre la medición del fotodiodo de silicio versus la medición de la termopila que se muestra en la Figura A.3 ilustra mejor éstas diferencias.

Figura A.3: Radiación solar global medida por fotodiodo de silicio (ordenadas) y termopila (abscisas)



Michalsky et al. (1987)

A raíz de lo anterior, se introducirá la corrección propuesta por Michalsky et al. (1987) para radiación solar global medida por un sensor de fotodiodo de silicio (Ecuación A.1).

$$OC_{FS_c} = \frac{1}{A + B \ln(OC_{FS}) + C[\ln(OC_{FS})]^2} OC_{FS} \quad (A.1)$$

Donde:

OC_{FSc} = Radiación de onda corta de fotodiodo de silicio con corrección [KW/m²]

OC_{FS} = Radiación de onda corta de fotodiodo de silicio [KW/m²]

A = 0.9735

B = -0.0927

C = -0.0507

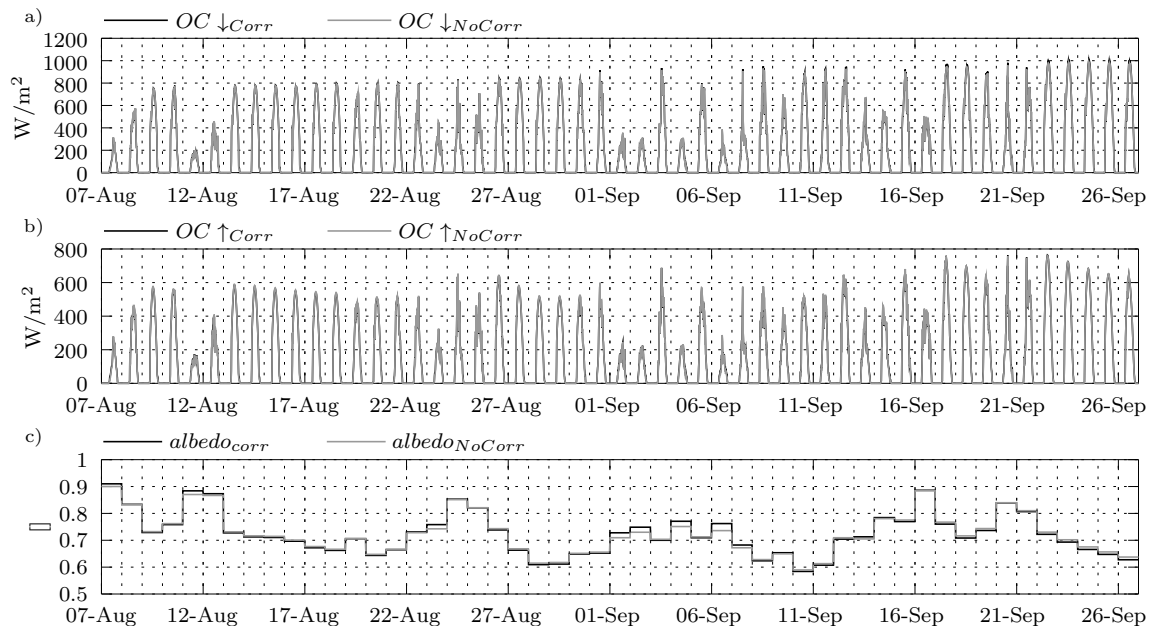
En la Figura A.4 se muestra el resultado de la corrección realizada. La notación empleada es la siguiente:

- $OCin_{Corr}$: Radiación incidente con corrección
- $OCin_{NoCorr}$: Radiación incidente sin corrección
- $OCref_{Corr}$: Radiación reflejada con corrección
- $OCref_{NoCorr}$: Radiación reflejada sin corrección
- $albedo_{Corr}$: albedo calculado como la razón de la radiación corregida reflejada e incidente
- $albedo_{NoCorr}$: albedo calculado como la razón de la radiación sin corregir reflejada e incidente

Como se mencionó previamente, los cambios son ligeramente perceptibles y por lo general, se tratan de pequeños incrementos respecto al valor crudo que entrega el sensor.

El panel a) de la Figura A.5 presenta la radiación neta obtenida a partir de las mediciones corregidas de los piranómetros Li200 junto con las de radiación neta que entrega el radiómetro CNR2. Por su parte, el panel b) muestra la radiación al tope de la atmósfera (Ecuación A.2 y onda corta incidente corregida del Li200. El panel c) contiene la misma información que el panel b) presentada como valores totales diarios.

Figura A.4: Radiación solar medida por piranómetros Li200



$$SW_{atm} = \frac{C_s}{e^2} \cos Z \quad (\text{A.2})$$

Donde:

OC_{extra} = Radiación solar al tope de la atmósfera (radiación potencial) [W/m²]

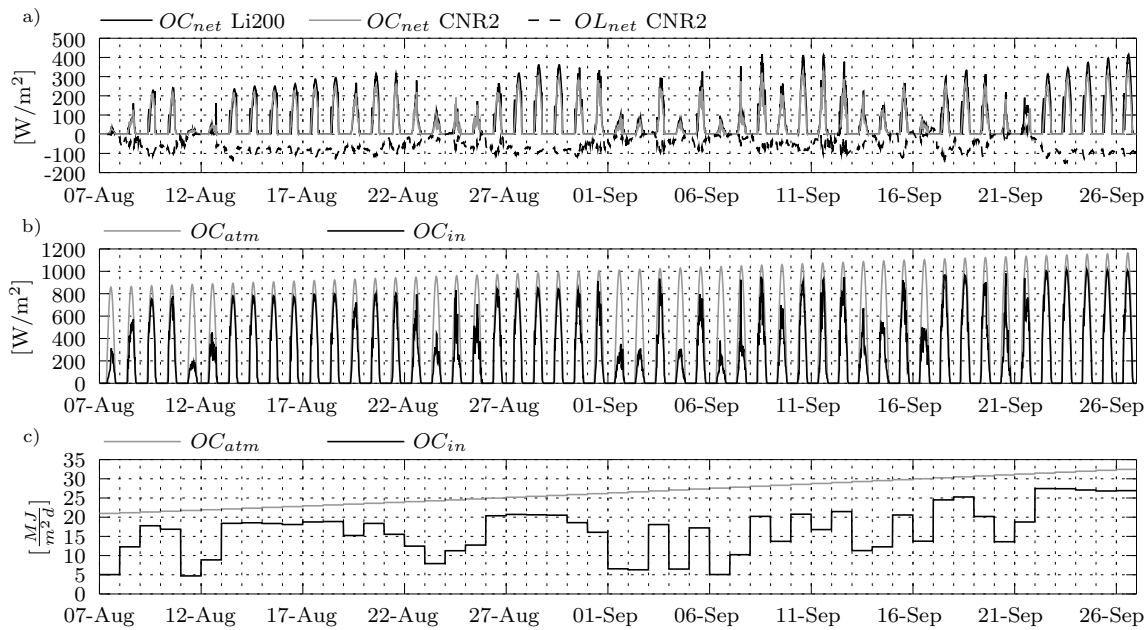
C_s = Constante solar = 1360 [W/m²]

e = Radio vector [-]

Z = Ángulo cenital [°]

El radio vector e ajusta la constante solar por las pequeñas variaciones ($\pm 3\%$) debido a las fluctuaciones de la distancia Tierra-Sol dentro de un año. Z corresponde al ángulo de incidencia del sol respecto a la normal del plano horizontal. Este ángulo depende de la fecha, la hora y la latitud del lugar.

Figura A.5: Radiación OC, OL y extraterrestre en la estación



A.2. Comparación de medición radiación neta sensores

Como la radiación neta de onda corta se puede obtener a partir de dos tipos de sensores: por Li200 y CNR2; las Figuras A.6 a A.8 comparan ambas series. A pesar de haber efectuado las correcciones en los piranómetros, los puntos muestran una dispersión no despreciable. Si bien el coeficiente de determinación R^2 es de 0.92, en este caso se esperaría que la pendiente de la recta ajustada sea 1, con un coeficiente de posición igual 0, ya que se trata de la misma variable observada a través de instrumentos distintos.

Figura A.6: Comparación OC neta. Diferenciación por intervalo de días

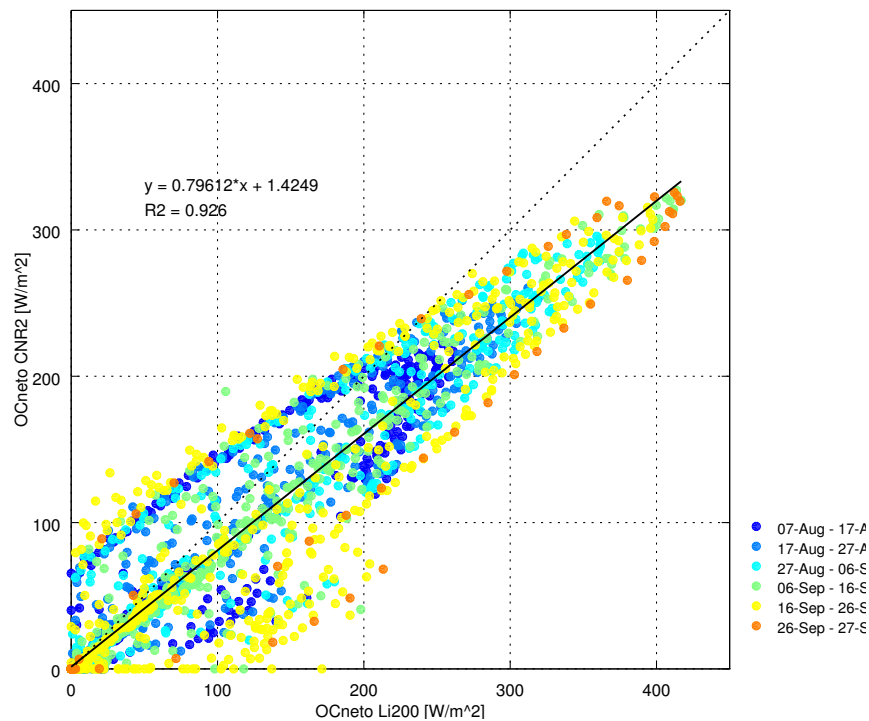


Figura A.7: Comparación OC neta. Diferenciación por condiciones de cielo

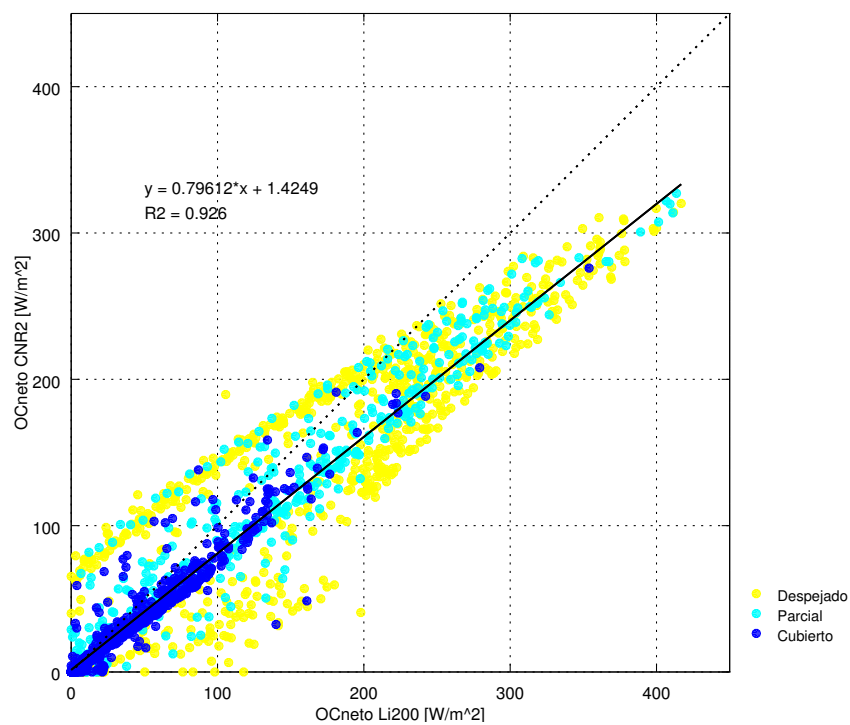
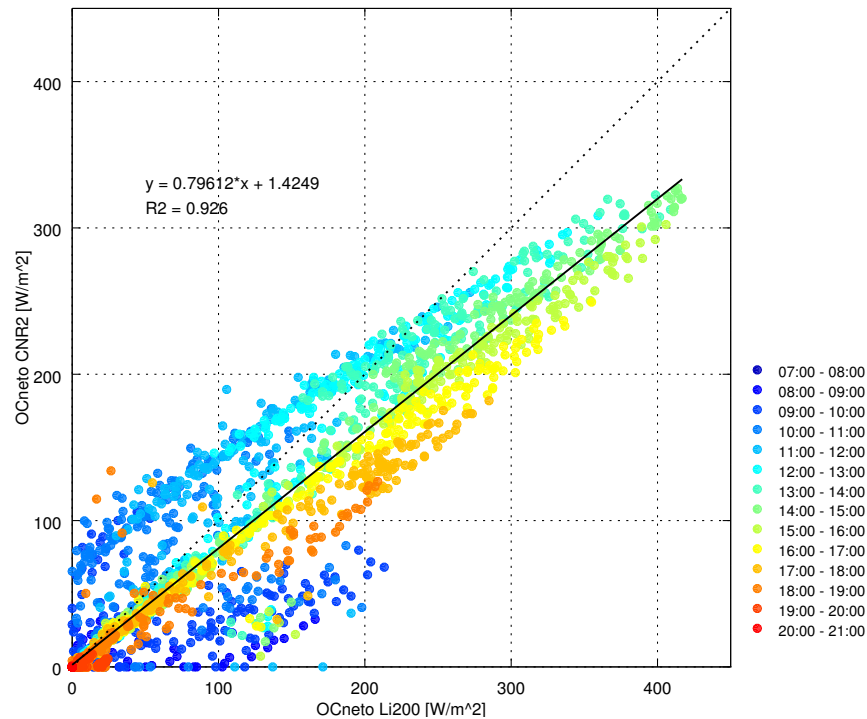


Figura A.8: Comparación OC neta. Diferenciación horaria



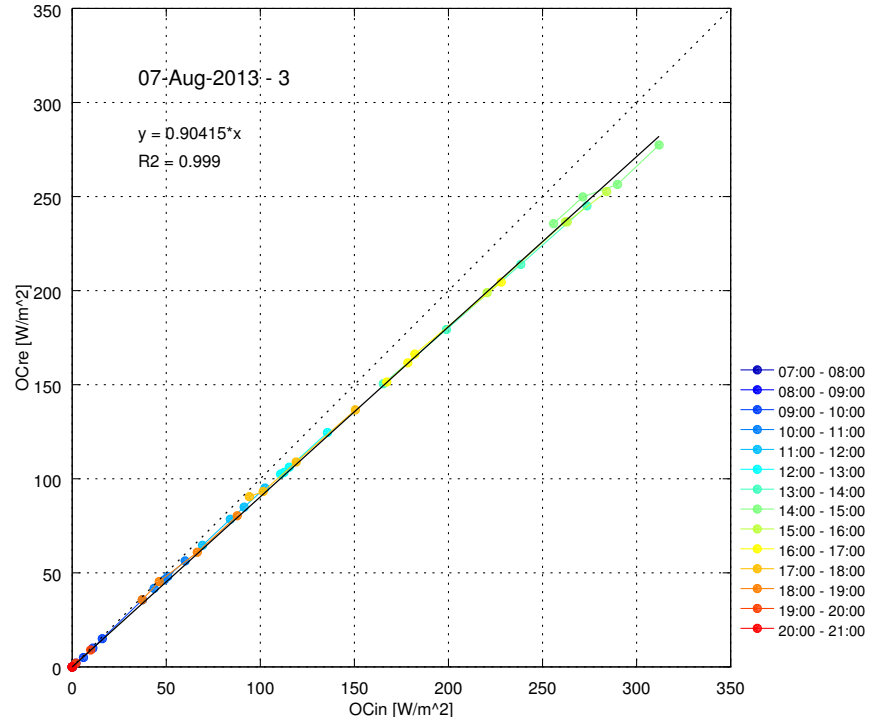
La Figura A.6 compara las mediciones de onda corta neta diferenciadas por fecha. En ella se observa que con el transcurso de los días, la radiación registrada por ambos sensores aumenta (puntos naranjos alcanzan valores más altos que los puntos azules), lo cual guarda relación con el periodo de medición (entre el solsticio de invierno y el solsticio de verano) y con la disminución del albedo.

Por su parte, la Figura A.7 separa las mediciones según las condiciones de cielo: despejado, parcial y cubierto. Dichas condiciones se identificaron al comparar las diferencias entre la radiación solar incidente durante un día completo con la radiación al tope de la atmósfera para el mismo día. A raíz de esta categorización, se observa que las mediciones durante los días cubiertos muestran una mejor correlación. En cambio, en los días despejados aumenta la dispersión de los puntos. Esto podría indicar que existen sesgos en medir la radiación directa en alguno de los sensores.

Con el fin de identificar este posible sesgo, la Figura A.8 realiza una diferenciación horaria de los registros de radiación con el fin de identificar si la altura del sol afecta en el sesgo de la medición. En este caso queda en manifiesto que durante la mañana el radiómetro sobrestima o bien, los piranómetros subestiman respecto a la correlación. Luego de ello, aproximadamente después de las 15:00 hrs, el fenómeno se invierte.

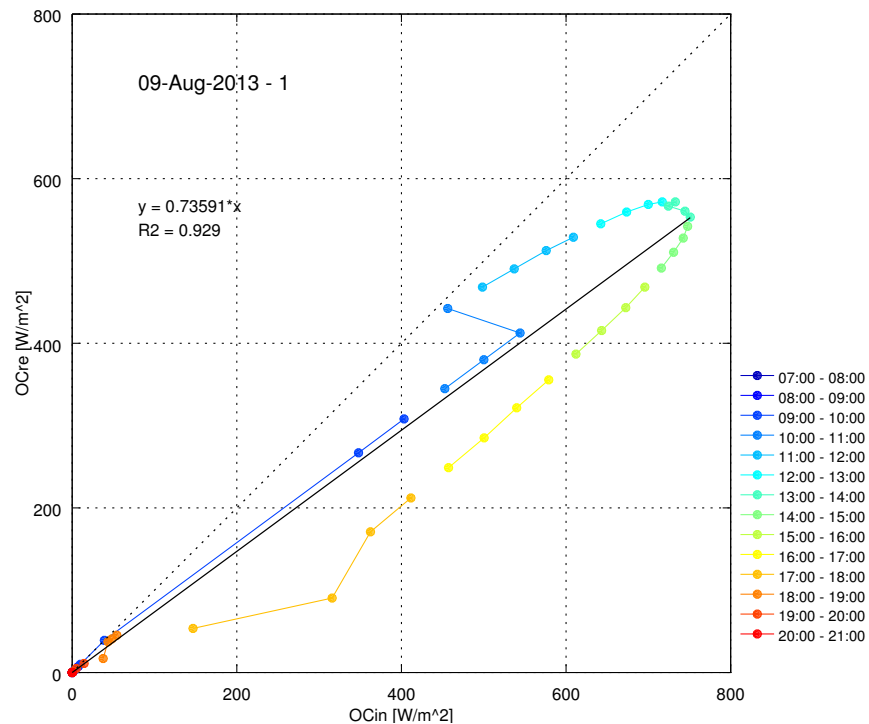
Gracias a que los piranómetros miden en forma independiente la radiación incidente y la reflejada, se puede construir la Figura A.9, dejando ambas variables en el eje de las abscisas y en el de las ordenadas, respectivamente. En particular, la Figura A.9 presenta los registros del día 07 de agosto, donde observa que los valores presentan un evidente comportamiento lineal. De hecho, es posible ajustar una recta tipo $y = mx$, donde m puede interpretarse como el albedo diario. Cabe indicar que el 07 de agosto fue un día nublado.

Figura A.9: Comparación OC reflejada (OCre) e incidente (OCin). 07 de agosto.



Ahora bien, si se observan las mediciones de un día despejado, como el 09 de agosto (Figura A.10), la relación entre radiación incidente y reflejada difiere respecto a la Figura A.9 y pierde linealidad. No obstante, la tendencia de los puntos queda en torno a una recta tipo $y = mx$, con un coeficiente de determinación R^2 muy cercano, análogo a los días cubiertos.

Figura A.10: Comparación OC reflejada (OCre) e incidente (OCin). 09 de agosto.



En mayor o menor grado, este comportamiento se constata en prácticamente todos los días despejados, por lo que se puede presumir existe un efecto asociado al incremento de la radiación directa. Ahondar en las razones de este fenómeno escapan de los objetivos de este trabajo, sin embargo, se pueden considerar factores como la dependencia con la temperatura de los sensores, el efecto sombra por el relieve de montaña o la radiación reflejada por las laderas cubiertas de nieve o la misma estructura metálica de la estación.

No obstante ello, a nivel diario existe un correlación muy estrecha entre la radiación reflejada e incidente. Ello permite trabajar con valores de albedo promedio diario. El albedo, entendido como la porción de radiación que una superficie refleja respecto a la radiación que incide sobre la misma, se puede calcular a escala diaria mediante la Ecuación A.3.

$$alb^D = \frac{\sum_i OC \uparrow_i^D}{\sum_i OC \downarrow_i^D} \quad (A.3)$$

Donde:

alb^D = albedo asociado al día D [KW/m²]

$OC \uparrow_i^D$ = Mediciones de radiación de onda corta reflejada durante el día D [W/m²]

$OC \downarrow_i^D$ = Mediciones de radiación de onda corta incidente durante el día D [W/m²]

Por otra parte, basado en las Figuras A.9 y A.10, se puede obtener el albedo con la pendiente de la recta que corta el origen, minimizando el error cuadrático, por medio de la Ecuación A.4.

$$alb^D = \sum_i (OC \uparrow_i^D \cdot OC \downarrow_i^D) / \sum_i (OC \downarrow_i^D)^2 \quad (A.4)$$

Para este trabajo, se ha optado por emplear la Ecuación A.3, considerando que es más cercana a la definición del concepto albedo. Sin perjuicio de ello, en la Figura A.11 se comparan los valores de Albedo 1 y Albedo 2, obtenidos mediante las Ecuaciones A.3 y A.4, respectivamente. La figura da cuenta que los valores se aproximan a una recta 1 a 1 ($y = x$) y que la Ecuación A.4 sobrestima los valores determinados con la Ecuación A.3 (pbias = -3.58 %).

Figura A.11: Radiación solar medida por piranómetros Li200

