



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

INFLUENCIA DE LA SUBLIMACIÓN NIVAL EN EL BALANCE HÍDRICO DE LA
CUENCA ALTA DEL RÍO COPIAPÓ, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

FRANCISCO JAVIER JARA ÁLVAREZ

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
XIMENA VARGAS MESA
MIGUEL ÁNGEL LAGOS ZUÑIGA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto FONDEF Regional D13R20005

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL
POR: FRANCISCO JAVIER JARA ÁLVAREZ
FECHA: JUNIO 2017
PROF. GUÍA: JAMES MCPHEE TORRES

INFLUENCIA DE LA SUBLIMACIÓN NIVAL EN EL BALANCE HÍDRICO DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO COPIAPÓ, CHILE

El estudio de la disponibilidad del agua en regiones semi-áridas es esencial para la gestión y conservación de los recursos hídricos de manera sustentable. En la zona montañosa de la cuenca del río Copiapó gran parte de la precipitación es sólida, no obstante la nieve en invierno no necesariamente se traduce en mayores escurrimientos en la temporada de ablación, lo que trae consigo conflictos entre los usuarios del agua.

El presente trabajo, busca cuantificar la precipitación sólida que se sublima o evapora, respecto a la transportada y derretida, mejorando así el entendimiento del ciclo hidrológico en la cuenca alta del río Copiapó, ubicada entre los paralelos 27.1° y 28.7° S y los meridianos 70.1° y 69.1° O, donde se presentan elevaciones desde los 1230 m hasta los 6000 msnm.

Para cumplir el objetivo se utiliza el modelo hidrológico de base física CRHM, con datos del reanálisis Era-Interim y estaciones meteorológicas, entre los años hidrológicos 2001/02 y 2015/16. Los resultados indican que las pérdidas nivales (sublimación dinámica y evaporación del manto) alcanzan entre el 36 % y 78 % de la nieve caída anualmente, debido a que se presentan las condiciones favorables de temperatura, magnitud del viento, radiación y escasa vegetación, conjugados en un ambiente de alta montaña, que propician la reducción o redistribución de un alto porcentaje de la nieve, previo al escurrimiento.

Se estimó una tasa media de sublimación neta de 62 mm año^{-1} , pudiendo alcanzar tasas de hasta 150 mm año^{-1} . El derretimiento modelado fluctúa entre el 12 % y 64 % de la nieve anual, siendo en promedio del 18 %.

Finalmente, el presente estudio significa un aporte incremental respecto a la comprensión de los procesos físicos en este tipo de cuencas, ayudando a la comunidad del río Copiapó a tomar mejores decisiones respecto al uso del recurso hídrico en las cuencas de cabecera, que presentan un alto nivel de estrés hídrico.

A mis viejos, por todo su esfuerzo y resiliencia

Agradecimientos

Después de un largo y sinuoso proceso de titulación al final veo la luz. Mientras escribo esto, me inundan los buenos recuerdos del paso por la U, las alegrías, las risas, las buenas conversaciones, siempre sazonado con un poquito de estrés. Y sí, muchas personas que han sido parte de este camino lleno de emociones.

Primero que todo, quiero agradecer a mis padres, Guillermina y José Omar, por su enorme aporte en todo mi proceso educativo, gracias por su esfuerzo, por su amor en los que hacen, por darme la posibilidad de crecer en el campo, entre árboles, esteros y gente linda. También, agradecer a mi hermano, por sus consejos, por ser un pilar fundamental en las buenas y en las malas.

Quiero agradecer a mis grandes amigos que hicieron de la U un periodo muchísimo más feliz: Jonas, Natu, David, Demi, Sofia y Vale. A los hidráulicos, los beta, Enz, Michelle, Seba, Pauli, Toro, Javi, Jaque y Abel. Y los duritsimos de las of. 340 y 339 que me alegraban el día. Ahh y no se me podía olvidar, la Carito, la más apañadora.

No quería dejar pasar a los más experimentados, que me ayudaron de alguna u otra forma en parte importante de este proceso, gracias, Mota, Nico, Yohann y Jaime, son unos mostros. También, agradecer a la Jaqui por la buena onda y sus acertados consejos.

Quiero agradecer a los profesores que formaron parte de mi formación. En especial, a los miembros de mi comisión, a los profesores James McPhee y Miguel Lagos por darme la oportunidad de trabajar en este equipo multidisciplinario y dar rienda suelta a la creatividad. También, quiero destacar a la profesora Ximena Vargas, por su increíble generosidad en la enseñanza y por guiarme a la decisión de seguir la división de recursos hídricos.

Finalmente, quiero agradecer al equipo de FONDEF Regional D13R20005 por financiar parcialmente este trabajo. En especial, al grupo de Antumapu, al profesor Rodrigo Fuster y Cristián Mattar, Cristián Escobar, Karina Palacios y todos quienes me enriquecieron con sus puntos de vista.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	3
1.1.1. General	3
1.1.2. Específicos	3
1.2. Organización del documento	3
2. Revisión bibliográfica	4
2.1. Hidrología de nieve	4
2.1.1. Conceptos nivales	5
2.1.2. Balance de energía	7
2.1.3. Balance de masa	11
2.1.4. Sublimación de Nieve	13
2.2. Percepción remota y reanálisis climático	14
2.2.1. Reanálisis climático	15
2.2.2. Imágenes satelitales MODIS	16
2.3. Modelación hidrológica	17
2.3.1. Unidades de respuesta hidrológica	17
2.3.2. Modelo: Cold Regions Hydrological Model	18
2.3.3. Módulos de CRHM	18
2.3.4. Antecedentes del modelo CRHM	19
2.4. Cambio climático	22
3. Área de estudio	23
3.1. Hidrología e instrumentación	24
3.1.1. Estaciones meteorológicas y fluviométricas	26
3.1.2. Estación La Ollita	27
3.2. Clima	29
3.3. Características del terreno	31
3.3.1. Usos de suelo y cobertura vegetal	32
3.4. Geología e hidrogeología	34
4. Metodología	35
4.1. Disponibilidad de datos meteorológicos	35
4.2. Unidades de respuesta hidrológica	36
4.3. Distribución de las variables meteorológicas	38
4.3.1. Temperatura del aire	38

4.3.2.	Humedad relativa	40
4.3.3.	Precipitación	40
4.3.4.	Velocidad del viento	42
4.3.5.	Radiación	43
4.4.	Construcción del modelo en CRHM	44
4.4.1.	Balance hídrico	45
4.5.	Modelo de nieves puntual La Ollita	46
4.6.	Análisis de sensibilidad de las forzantes	47
5.	Análisis de resultados	48
5.1.	Modelo La Ollita	48
5.1.1.	Datos de entrada	48
5.1.2.	Balance de masa de nieve	51
5.1.3.	Análisis de sensibilidad de las forzantes	54
5.2.	Modelo semidistribuido de nieve	57
5.2.1.	Balance másico de nieve	57
5.2.2.	Equivalente en agua de nieve	61
5.2.3.	Análisis de sensibilidad de las forzantes	63
5.2.4.	Análisis de frecuencia de los procesos de pérdidas nivales	66
5.2.5.	Distribución espacial de la sublimación anual	69
5.3.	Balance hídrico	73
5.3.1.	Validación de los caudales	75
6.	Conclusiones y comentarios	80
6.1.	Modelo nival La Ollita	80
6.2.	Modelo de la cuenca alta del río Copiapó	81
	Bibliografía	83
	Anexos	89
	A. Serie de tiempo de los caudales y cobertura nival	89
	B. Datos de entrada del modelo semi-distribuido	90
	C. Forzantes meteorológicos promedio	92
	D. Procesos de nivales por temporada	94
	E. Balance de energía	99
	F. Balance de masa hídrico anual	104
	G. Corrección por elevación Era-Interim	106

Índice de ilustraciones

2.1.	Esquema de los principales forzantes en la hidrología de nieves.	5
2.2.	Mecanismos de transporte de nieve producto del viento.	6
2.3.	Velocidad umbral de transporte de nieves.	7
2.4.	Esquema conceptual del balance energético y másico de SNOBAL	8
2.5.	Esquema del balance de masa del modelo PBSM.	12
2.6.	Probabilidad de ocurrencia del transporte de nieve por viento	12
2.7.	Niveles verticales de Era-Interim	16
3.1.	Ubicación del área de estudio	23
3.2.	Subcuencas de la zona alta del río Copiapó	24
3.3.	Curvas de variación estacional del caudal medio mensual	25
3.4.	Mapa de las estaciones meteorológicas	27
3.5.	Imágenes de sitio de medición La Ollita	28
3.6.	Precipitación y temperatura media mensual de estaciones de la cuenca	30
3.7.	Clasificación de climas Köppen de la región de Atacama	31
3.8.	Curvas hipsométricas de la cuenca alta del río Copiapó	32
3.9.	Imágenes de vegetación en la cuenca	33
3.10.	Principales usos de suelo de la cuenca alta	33
3.11.	Acuíferos de la cuenca del río Copiapó	34
4.1.	Esquema de la disponibilidad de datos por estación	36
4.2.	Mapa de las unidades de respuesta hidrológica del modelo.	37
4.3.	Perfil del río Copiapó y niveles de presión Era-Interim	39
4.4.	Esquema del factor de precipitación	41
4.5.	Análisis de duración y magnitud de tormentas	41
4.6.	Mapa de radiación de onda corta incidente de la cuenca alta	44
4.7.	Esquema del balance de masa total	46
4.8.	Registro de variables meteorológicas	46
5.1.	Serie de temperatura, estación la Ollita y Era-Interim	49
5.2.	Serie de humedad relativa, estación la Ollita vs Era-Interim	49
5.3.	Comparación del viento, estación la Ollita vs Era-Interim	50
5.4.	Precipitación acumulada medida en La Ollita	50
5.5.	Precipitación medida en La Ollita	50
5.6.	Serie de tiempo de equivalente en agua de nieve CRHM y medido en La Ollita	51
5.7.	Comparación SWE modelado CRHM con el medido, La Ollita	51
5.8.	Serie del balance de nieve en La Ollita	53

5.9. Serie acumulada del balance de nieve en La Ollita	53
5.11. Sensibilidad del balance másico de nieve, La Ollita	57
5.12. Serie anual de los procesos nivales acumulados	59
5.13. Serie anual de los porcentajes de procesos nivales acumulados	60
5.14. Serie del equivalente en agua de nieve de la cuenca alta	61
5.15. Serie de cobertura nival de la tres subcuencas	62
5.16. Sensibilidad del balance másico de nieve, Cuenca alta río Copiapó	64
5.17. Sensibilidad del SWE a la T°y Pp en la cuenca alta del río Copiapó	65
5.18. Sensibilidad del SWE al viento en la cuenca alta del río Copiapó	66
5.19. Probabilidad de excedencia de los componentes nivales en Jorquera	68
5.20. Probabilidad de excedencia de los componentes nivales en Manflas	68
5.21. Probabilidad de excedencia de los componentes nivales en Pulido	69
5.22. Mapa de distribución espacial de la sublimación	70
5.23. Mapa de distribución espacial de la evaporación nival	71
5.24. Mapa de distribución espacial del derretimiento	72
5.25. Balance de masa total en cuenca Jorquera	74
5.26. Balance de masa total en cuenca Manflas	74
5.27. Balance de masa total en cuenca Pulido	75
5.28. Volumen acumulado del caudal	76
5.29. Serie de los caudales medios diarios modelados y medidos	77
5.30. Comparación de caudales medidos versus observados	79
A.1. Serie de tiempo de los caudales y la cobertura nival	89
B.1. Serie de tiempo de los forzantes climáticos	91
E.1. Componentes del balance energético medio mensual	99
E.2. Componentes del balance energético acumulado semestral	99
E.3. Serie del balance de energía en Jorquera	100
E.4. Serie del balance de energía en Manflas	101
E.5. Serie del balance de energía en Pulido	102
G.1. Ilustración de gradientes Era-Interim basado en niveles de presión	107

Índice de tablas

2.1. Variables de estado de SNOBAL	10
2.2. Referencias de sublimación dinámica estimada	14
2.3. Proyecciones de temperatura del aire y precipitación del norte de Chile	22
3.1. Estaciones meteorológicas y fluviométricas de la cuenca	26
3.2. Instrumentos de medición instalados en la estación La Ollita.	28
4.1. bandas de elevación para temperatura	39
4.2. Intervalo de duración de tormentas	42
4.3. Puntos representativos Era-Interim de la velocidad del viento.	43
4.4. Escenarios del análisis de sensibilidad	47
5.1. Estadígrafos de las pérdidas por sublimación y evaporación diarias	52
5.2. Probabilidades de excedencia de los procesos nivales por subcuenca	67
5.3. Índices de eficiencias de los modelos de caudal	78
C.1. Promedio espacial semestral de los forzantes en Jorquera	92
C.2. Promedio espacial semestral de los forzantes en Manflas	93
C.3. Promedio espacial semestral de los forzantes en Pulido	93
D.1. Promedio de los componentes del balance másico de nieves en Jorquera	94
D.2. Promedio de los componentes del balance másico de nieves en Manflas	95
D.3. Promedio de los componentes del balance másico de nieves en Pulido	95
E.1. Componentes del balance energético acumulado semestral	103
F.1. Balance de masa anual cuenca Jorquera	104
F.2. Balance de masa anual cuenca Manflas	105
F.3. Balance de masa anual cuenca Pulido	105

Capítulo 1

Introducción

La comprensión de la disponibilidad del agua es esencial para conservar y gestionar el recurso hídrico de forma sustentable entre las comunidades y el medio ambiente (Messerli *et al.*, 1997).

Producto del actual escenario de escasez hídrica en la región de Atacama y especialmente en la cuenca río Copiapó, es de suma importancia tener una mayor precisión del balance de agua en la cuenca (Trefry *et al.*, 2012). Por este motivo, es que la SEREMI de Agricultura, a través del Fondo de Fomento al Desarrollo Científico y Tecnológico (FONDEF), por medio de la Universidad de Chile y teniendo como socia contraparte a la Junta de Vigilancia del río Copiapó, están desarrollando el proyecto “Determinación de aportes hídricos por escorrentía y pérdidas por sublimación de nieves, en la cuenca del río Copiapó” (FONDEF D13R20005), motivo del presente estudio.

La economía de la cuenca del río Copiapó es altamente dependiente de la minería y la agricultura. Estas actividades acaparan gran parte de la demanda hídrica, con cerca del 22 % y 71 % de los derechos, respectivamente. La combinación entre el sobreconsumo de los acuíferos y el clima semiárido de la región, ha puesto al medio ambiente en una condición crítica, propiciando la vulnerabilidad de la población (Trefry *et al.*, 2012).

Existe un reducido número de estudios sobre los procesos hidrológicos de la cuenca (Cade-Idepe, 2004; Schlumberger, 2008; CONAMA-DGA, 2009; Trefry *et al.*, 2012; Hidromas, 2013). La mayoría de ellos, se han encargado de cuantificar y determinar la calidad del agua en ciertos periodos, sin embargo, no existe una mayor precisión de los fenómenos físicos del ciclo hidrológico. Sobre todo, se desconoce acerca de los procesos de pérdidas por sublimación y redistribución de la nieve, siendo la precipitación sólida la fuente hídrica primaria en la región (Juliá *et al.*, 2008).

La cuenca alta del río Copiapó, reúne las condiciones propicias de temperatura del aire, altas velocidades de viento y escasa vegetación, para que la mayoría de nieve sublime y finalmente no forme parte de la escorrentía (MacDonell *et al.*, 2013). En sitios similares se han observado que la masa de nieve perdida por sublimación fluctúa entre el 15 % y el 74 % (Pomeroy *et al.*, 1993; DeWalle & Rango, 2008). Es por ello, que la inclusión de este fenómeno es de suma relevancia para estimar adecuadamente los caudales producto del deshielo.

La hidrología de la nieve suele ser difícil de cuantificar, debido a la falta de instrumentos meteorológicos que permitan medir las complejas condiciones climáticas en las zonas montañosas, agravado por la poca accesibilidad y abrupta topografía (Cornwell *et al.*, 2016). Gracias a los avances en el proyecto FONDEF D13R20005, durante diciembre del 2015, se logró instalar una estación nivo-meteorológica: *La Ollita* a 4200 msnm. La estación junto con imágenes satelitales y el modelo reanálisis Era-Interim (Dee *et al.*, 2011), son un aporte en la precisión de las condiciones atmosféricas y superficiales de la montaña.

En el presente estudio se emplea el modelo hidrológico de base física *Cold Regions Hydrological Model* de la Universidad de Saskatchewan (CRHM; Pomeroy *et al.* (2007)), ampliamente utilizado en zonas de montaña y algunas regiones semi-áridas (MacDonald *et al.*, 2010; Pomeroy *et al.*, 2012; Fang *et al.*, 2013). Además en Chile, existen varios ejemplos de modelos CRHM funcionales: en la zona semi-árida de los Andes (32°S, Gonthier (2011)), en la cuenca alta del río Maipo (Videla, 2013) y en la Patagonia (Krogh *et al.*, 2015), todos ellos enfocados en la física de la nieve y/o la escorrentía.

Debido al actual escenario de cambio climático en el planeta, se han observado notables alteraciones en la temperatura superficial, aumento del nivel del mar, pérdidas de masa considerables en los polos, además de temperaturas y precipitaciones extremas, lo que ha traído adaptaciones sociales alrededor del mundo, principalmente en la agricultura, transporte e inversión energética (Pachauri *et al.*, 2015, IPCC¹). Una metodología usual para conocer la influencia de las forzantes climáticas en condiciones de incertidumbre, es realizar un análisis de sensibilidad con el modelo hidrológico. Por ejemplo, Fang & Pomeroy (2007) en Canadá, concluyeron que al disminuir la precipitación durante el invierno en 15 % y aumentar 2.5°C la temperatura promedio del aire, se podría reducir totalmente la escorrentía durante la primavera.

El presente trabajo conduce a mejorar el entendimiento del ciclo hidrológico en la cuenca alta del río Copiapó. Centrado en cuantificar la sublimación y el derretimiento, determinar las forzantes meteorológicas que gobiernan los procesos nivales y finalmente, calcular el balance hídrico a partir de los caudales en la cabecera.

¹Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio

1.1. Objetivos

1.1.1. General

- Estudiar la influencia de la sublimación nival sobre el balance hídrico en la cuenca alta del río Copiapó entre los años hidrológicos 2001 y 2015.

1.1.2. Específicos

- Estimar los mecanismos de pérdidas nivales en la estación La Ollita a partir de datos instrumentales
- Determinar los aportes y pérdidas de masa nival en la cuenca
- Realizar un análisis de sensibilidad de las forzantes climáticas en el balance hídrico de nieve
- Caracterizar la escorrentía en la cabecera de la cuenca, para estimar las componentes de balance hídrico

1.2. Organización del documento

El informe se organiza en 6 capítulos:

En el Capítulo 2 se presenta una revisión bibliográfica, donde se recopilan las referencias sobre estudios, registros y metodologías que aportaron en el desarrollo del trabajo.

En el Capítulo 3 se describe la zona de estudio, sus principales características físicas, y los instrumentos nivales y meteorológicos empleados.

En el Capítulo 4 se encuentra la metodología empleada en la caracterización de las forzantes meteorológicas, la conceptualización del modelo hidrológico semi-distribuido de la cuenca y el modelo puntual de nieve de la estación La Ollita. En el Capítulo 5 se presenta la discusión de los resultados del balance de masa de nieve y escorrentía.

Finalmente, en el Capítulo 6 se concluye sobre los principales resultados presentados en este trabajo.

Capítulo 2

Revisión bibliográfica

2.1. Hidrología de nieve

La hidrología es la ciencia encargada de entender las características espacio-temporales de la cantidad y calidad del agua, abarcando la ocurrencia, movimiento, distribución, circulación, almacén, desarrollo y manejo de ella (Singh, 2001). En este sentido, la hidrología de nieve comprende el área de la hidrología que estudia el comportamiento de la dinámica y los factores que controlan las pérdidas, acumulación, derretimiento y la escorrentía deriva de la nieve (ver Figura 2.1).

La nieve es un fenómeno meteorológico que consiste en la precipitación a baja temperatura de pequeños cristales de hielo, característica que se debe a su composición física y química, presentando una estacionalidad de acumulación y derretimiento (Videla, 2013).

El derretimiento de la nieve es fundamental como recurso hídrico en las zonas frías alrededor del mundo. El manto nival actúa como un almacén de agua durante el invierno, que posteriormente se libera en primavera y verano hacia el suelo y los arroyos. Sin embargo, en las últimas décadas, se han presentado cambios notables en el clima estacional y el manto nival, caracterizado principalmente por mayores temperaturas, menor precipitación sólida invernal, aumento de lluvia en invierno, máximas de acumulación y derretimiento más tempranos, y en algunas regiones la reducción de la precipitación durante la primavera y el verano. Por lo tanto, es probable que estas condiciones pongan en mayor tensión al sistema hídrico (Marks *et al.*, 2008).

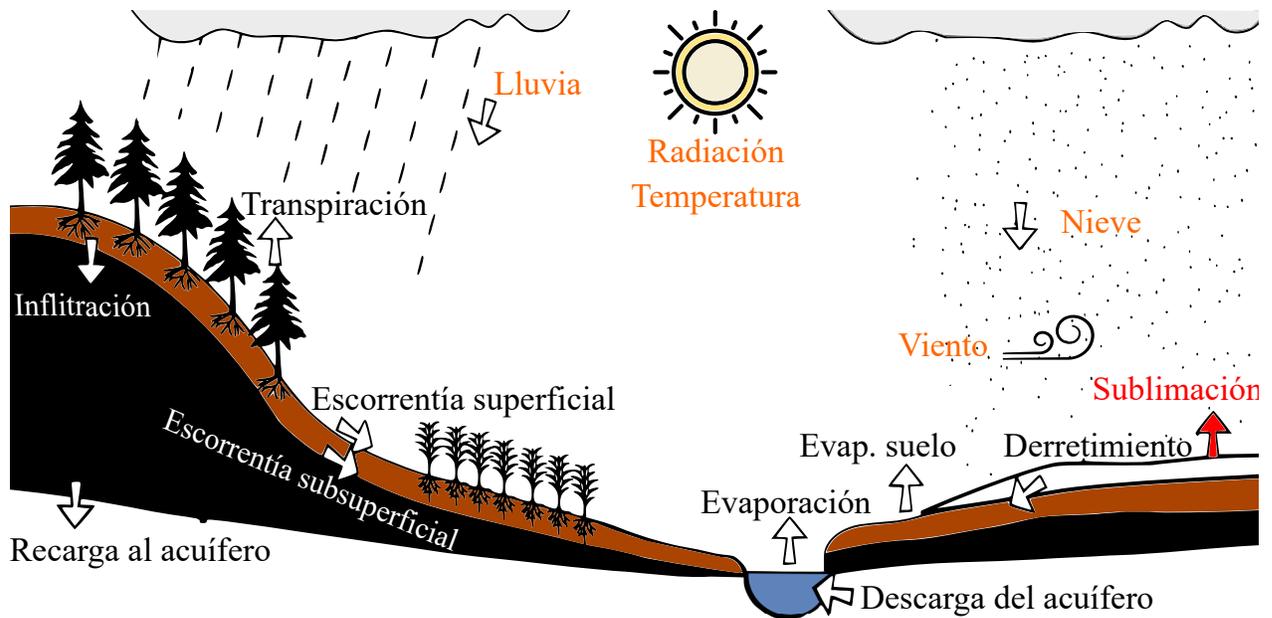


Figura 2.1 Esquema de los principales forzantes de una cuenca de alta montaña (letras anaranjadas), tanto para procesos de precipitación líquida (lado izquierdo del cauce), como los procesos específicos de nieve (lado derecho). Adaptado de [ILHM \(2016\)](#).

2.1.1. Conceptos nivales

Equivalente de agua nieve

El equivalente de agua nieve, remanente de nieve o SWE (por sus siglas en inglés, *Snow Water Equivalent*) representa la cantidad de agua líquida que se liberaría tras el derretimiento completo del manto nival ([DeWalle & Rango, 2008](#)). Puede ser medido directamente o calculado mediante mediciones de profundidad y densidad de manto. Se define por la [Ecuación 2.1](#),

$$SWE = H \frac{\rho_S}{\rho_W} \quad (2.1)$$

donde SWE es el equivalente de agua nieve (mm),
 H es altura de nieves del manto nival (mm),
 ρ_S es densidad de la nieve ($kg\ m^{-3}$),
 ρ_W es densidad de agua ($\sim 1000\ kg\ m^{-3}$).

Es preciso notar que la densidad de la nieve no es constante en la vertical $\rho_S = \rho_S(z)$, debido principalmente a que la porosidad se reduce a medida que se avanza hacia la parte inferior, producto de la compactación propia de la columna de nieves ([DeWalle & Rango, 2008](#)). Esto implica que la medición directa de SWE debería también requerir la medición de la densidad en la vertical. Aunque en general se utilizan instrumentos como *Snow Scales* o *Snow Pillows* que miden la masa de nieve.

Transporte de nieve producto del viento

El transporte de nieve producto del viento o *Blowing Snow* (en adelante BS), es un fenómeno frecuente y relevante dado que influye en la distribución espacial irregular del manto nival, lo que lleva a un derretimiento desequilibrado. El transporte de nieve propicia el aumento de la tasa de sublimación.

Existen tres mecanismos principales de transporte, por saltación, suspensión y arrastre (ver [Figura 2.2](#)). El mecanismo dominante depende de la interacción de la meteorología, las condiciones superficiales de la nieve y el tipo de suelo, pero en general, está dominado por la suspensión y secundariamente por la saltación ([DeWalle & Rango, 2008](#)). El transporte de nieves depende mayoritariamente de la cantidad y edad de la nieve, además de la magnitud del viento y temperatura del aire.

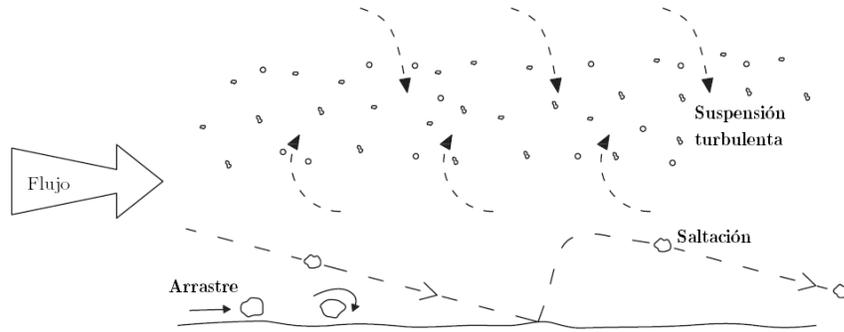


Figura 2.2 Mecanismos de transporte por nieves producto del viento. Adaptado de [DeWalle & Rango \(2008\)](#)

En [Li & Pomeroy \(1997a\)](#) se estima empíricamente una velocidad umbral (u_{t10} , [Ecuación 2.2](#)), a partir de la cual se inicia el transporte de nieve o la saltación sostenida. Esta velocidad depende únicamente de la temperatura del aire,

$$u_{t10} = a + b \cdot T + c \cdot T^2 \quad (2.2)$$

donde u_{t10} corresponde a la velocidad umbral ($m s^{-1}$), T la temperatura del aire a 2 m de altura ($^{\circ}C$). Los parámetros de la regresión cuadrática son, a : $9.43 m s^{-1}$, b : $0.18 m ^{\circ}C^{-1} s^{-1}$, c : $0.0033 m ^{\circ}C^{-2} s^{-1}$.

La estimación de la velocidad umbral de la [Ecuación 2.2](#), es sobrestimada para temperaturas del aire mayores a $-10^{\circ}C$, como se observa en la [Figura 2.3](#). Por lo tanto en dicho rango, el transporte de nieve por viento comienza a una velocidad menor que la propuesta por [Li & Pomeroy \(1997a\)](#). No obstante, el límite inferior con 95% de confianza puede ser desde $\sim 4 m s^{-1}$, mientras que el límite superior $>9 m s^{-1}$.

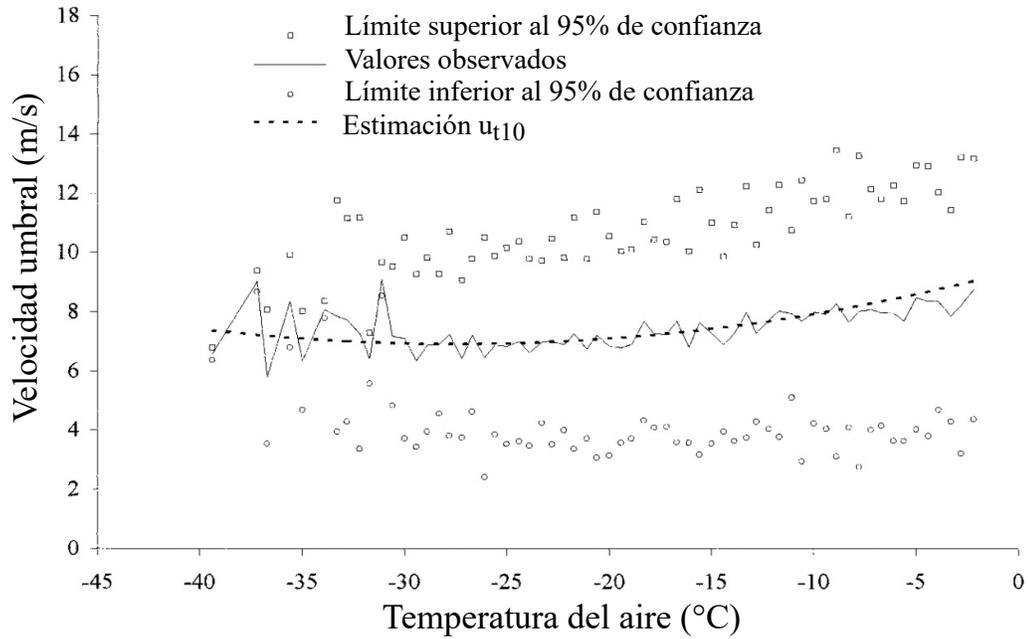


Figura 2.3 Velocidad umbral (a la cual se inicia el transporte de nieve) a 10 m de altura, observada y modelada en función de la temperatura del aire. Adaptado de Li & Pomeroy (1997a).

2.1.2. Balance de energía

Durante la temporada nival, la nieve se comporta termodinámicamente inestable, llevándose a cabo continuos cambios en la estructura hasta que se derrite (Marks & Dozier, 1992a). El metamorfismo observado está relacionado a los gradientes de temperatura y la densidad de vapor dentro del manto, los cuales ocurren debido al intercambio de calor en la superficie de la nieve y en la interfaz suelo-nieve (Marks *et al.*, 1999, 2002; Marks & Winstral, 2001). Al conjugar todos los procesos energéticos se llega al balance de energía, el cual puede o no estar en equilibrio, en el cual la energía dentro del manto nival se mantiene.

El balance de energía de la cobertura nival, queda definido por la Ecuación 2.3,

$$\Delta Q = R_n + H + L_\nu E + G + M \quad (2.3)$$

donde ΔQ es el cambio de energía en la cobertura nival ($W m^{-2}$),

R_n es el flujo de radiación neta ($W m^{-2}$),

H es el flujo de calor sensible ($W m^{-2}$),

$L_\nu E$ es el flujo de calor latente ($W m^{-2}$),

G es el flujo de calor conductivo ($W m^{-2}$),

M es el flujo calor advectivo ($W m^{-2}$), que corresponde a la energía adicional al agregar una masa de precipitación a la cobertura nival.

L_ν representa el calor latente de vaporización o sublimación ($J kg^{-1}$),

E es el flujo másico por evaporación o condensación hacia el manto nival ($kg m^{-2} s^{-1}$).

El equilibrio térmico ocurre cuando $\Delta Q = 0$, mientras que un balance negativo enfriará la cobertura nival, aumentando la energía requerida para alcanzar la temperatura de derretimiento T_{melt} , un balance positivo calentará el manto. La temperatura máxima del manto nival es la temperatura de derretimiento T_{melt} ($\sim 0^\circ\text{C}$), es decir que el derretimiento no puede ocurrir hasta que la nieve o una capa interior alcance dicha temperatura.

Modelo SNOBAL

El modelo SNOBAL, simula cada componente del balance de energía incluyendo los flujos turbulentos (H, L_v, E), acumulación de masa, el desarrollo de la cobertura nival o el derretimiento y descarga desde la base del manto. El modelo simula el estado de la energía de la cobertura nival, la cual es representada por un sistema de dos capas (ver [Figura 2.4](#)). Permite estimar la transferencia de calor, derretimiento y drenaje líquido de agua de cada capa de nieve, descarga desde la base, y determina la masa, espesor, propiedades térmicas y alturas en cada paso temporal.

SNOBAL se encuentra implementado en el modelo hidrológico CRHM, detallado en la [Subsección 2.3.2](#).

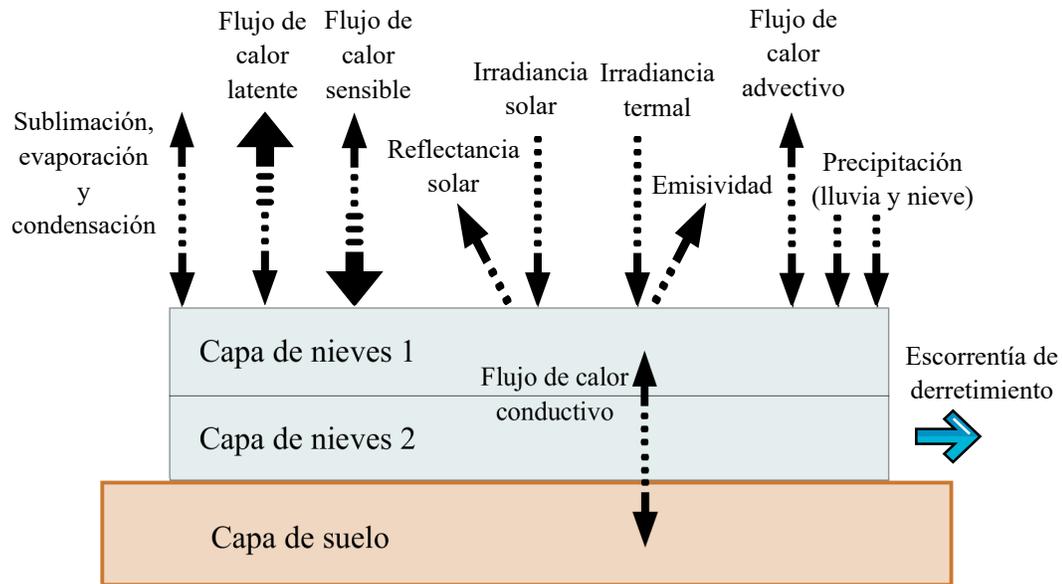


Figura 2.4 Esquema conceptual del balance de energía de SNOBAL, mostrando los flujos de masa y energía utilizados para una grilla discreta, además de la estructura de capas del manto de nieve. Adaptado de [Marks et al. \(1999\)](#)

Los flujos turbulentos son calculados usando una adaptación de [Marks & Dozier \(1992a\)](#), como un sistema de ecuaciones no lineales (ecuaciones 2.4, 2.5, 2.6 y 2.7) que determinan la longitud de Obukhov L (m), la velocidad friccional u^* ($m s^{-1}$), el flujo de calor sensible H ($W m^{-2}$) y el flujo de masa por evaporación desde el manto o condensación hacia el manto E ($kg m^{-2} s^{-1}$), descritas mediante las siguientes expresiones,

$$L = \frac{u^{*3} \rho}{\kappa g \left(\frac{H}{T_a C_p + 0.61 E} \right)} \quad (2.4)$$

$$u^* = \frac{u \kappa}{\ln \left(\frac{z_u - d_0}{z_0} \right) - \psi_{sm} \left(\frac{z_u}{L} \right)} \quad (2.5)$$

$$H = \frac{(T_a - T_{s,0}) a_H \kappa u^* \rho C_p}{\ln \left(\frac{z_r - d_0}{z_0} \right) - \psi_{sh} \left(\frac{z_r}{L} \right)} \quad (2.6)$$

$$E = \frac{(q - q_{s,0}) a_E \kappa u^* \rho}{\ln \left(\frac{z_q - d_0}{z_0} \right) - \psi_{sv} \left(\frac{z_q}{L} \right)} \quad (2.7)$$

donde ρ es la densidad del aire ($kg\ m^{-3}$),

κ es la constante de Von Kármán (~ 0.40),

g es la aceleración de gravedad ($9.81\ m\ s^{-2}$),

C_p es el calor específico del aire seco a presión constante ($1005\ J\ kg^{-1}K^{-1}$),

E es el flujo de masa por evaporación o condensación ($kg\ m^{-2}\ s^{-1}$),

u es la velocidad del viento ($m\ s^{-1}$),

d_0 es la altura del plano cero-desplazamiento ($m, \sim (2/3) 7.35\ z_0$),

z_0 es la rugosidad (m),

a_H y a_E son la difusividad turbulenta para el calor y el vapor de agua, respectivamente.

ψ_{sm} , ψ_{sh} ψ_{sv} son las funciones de estabilidad para la masa, el calor y el vapor de agua, respectivamente ($\psi > 0$ estable, $\psi < 0$ inestable, $\psi = 0$ estabilidad neutral),

z_u , z_T , z_q corresponden a las alturas de medición del viento, la temperatura y humedad.

Considerando que los *inputs* son la temperatura del aire T_a (K), u la velocidad de viento ($m\ s^{-1}$) y e_a la presión de vapor (Pa), mientras que q , la humedad específica ($g\ kg^{-1}$), se calcula de e_a y la presión del lugar.

Las variables $T_{s,0}$ y $q_{s,0}$, corresponden a la temperatura y humedad específica en la capa superficial.

La versión espacial del modelo ha sido exitosamente aplicada para predecir la acumulación de la cobertura nival, agotamiento y descarga en ríos, para cuencas en zonas montañosas de diversos tamaños, desde cuencas medianas (Link & Marks, 1999; Marks *et al.*, 1999, 2001b,a, 2002) a regiones de miles de km^2 (Marks *et al.*, 1999; Garen & Marks, 2005).

En la [Tabla 2.1](#) se presentan las variables de estado y forzantes del modelo. Las variables de estado son aquellas que evolucionan a lo largo de la simulación y que requieren de condiciones iniciales para su procesamiento. Las forzantes utilizadas por el modelo para estimar las variables de estado y son las variables de entrada en cada paso de la simulación (Marks *et al.*, 2008).

Una descripción detallada de las ecuaciones utilizadas por SNOBAL para simular la transferencia de masa y energía sobre el manto nival está dada por Marks & Dozier (1992a,b), mientras que una descripción de la estructura y modelación numérica de los modelos en sus versiones puntuales y espacial se puede obtener de Marks *et al.* (1998, 1999, 2001a)

Tabla 2.1 Variables de estado y forzantes requeridas por SNOBAL. Fuente: Marks *et al.* (2008), traducido.

Variables de estado	Forzantes meteorológicas
Altura de nieve (m)	Radiación solar neta (Wm^{-2})
Densidad de la nieve (kgm^{-3})	Radiación termal incidente (Wm^{-2})
Temperatura de la capa superficial ($^{\circ}C$)	Temperatura del aire ($^{\circ}C$)
Temperatura media de la cobertura nival ($^{\circ}C$)	Presión de vapor (Pa)
Contenido medio de agua líquida (%)	Velocidad del viento (ms^{-1})
	Temperatura del suelo ($^{\circ}C$)
	Precipitación: masa (mm), temperatura ($^{\circ}C$) y densidad (kgm^{-3})

Monitoreo e instrumentación

Un gran número de estudios se han focalizado en medir y modelar la energía de la cobertura nival y el balance de masa (Pomeroy *et al.*, 2002; Nayak *et al.*, 2010). Todos estos estudios muestran que los flujos de radiación neta y los flujos turbulentos (i. e. calor latente y calor sensible) dominan el balance energético de la cobertura nival.

Sólo en los últimos años se ha logrado medir con precisión los flujos turbulentos en la nieve, gracias al desarrollo de instrumentación robusta y de bajo consumo, denominada *Eddy Covariance* (en adelante EC), utilizada para la medición directa de flujos entre la cobertura nival y la atmósfera (Reba *et al.*, 2012; Marks *et al.*, 2008; Molotch *et al.*, 2007).

En ambientes secos, los flujos de calor sensible (H) y latente (L_vE) tienden a cancelarse entre ellos, por lo que el flujo turbulento neto ($H + L_vE$) es relativamente pequeño aunque los términos individuales podrías ser gran magnitud (Marks & Dozier, 1992a; Reba *et al.*, 2012). Estos estudios muestran que la sublimación producto de flujos turbulentos usualmente no excede los 3 mm/día. Sin embargo, ésta pérdida de agua a la atmósfera puede ser hidrológicamente significativa en regiones secas, en coberturas nivales delgadas o durante condiciones de sequía.

Actualmente, la forma más directa de medir transferencia turbulenta sobre la nieve es la técnica EC (Kaimal & Finnigan, 1994). Su operación en estudios de nieve de montaña ha ido en aumento, pese a las dificultades de instalación, configuración y requisitos para el análisis de datos, que han mejorado en la última década (Reba *et al.*, 2009).

De acuerdo a Reba *et al.* (2009), los principales desafíos asociados al uso de sistemas EC son: [1] El posicionamiento de los instrumentos, que debe adecuarse considerando el fetch de la zona. [2] El post-procesamiento de datos, requiere un apropiado manejo del periodo a promediar, correcciones de alta y baja frecuencia, correcciones de la densidad de aire y calor.

2.1.3. Balance de masa

El balance de masa explica la física del transporte y la fase de sublimación en la nieve, debido a la transferencia de energía con la capa atmosférica que interactúa con el manto nival.

Uno de los modelos de balance de masa es el *Prairie Blowing Snow Model* (PBSM), que permite calcular los flujos de sublimación por viento, sublimación superficial y el derretimiento del manto, a partir del viento y la precipitación nival. PBSM se encuentra implementado como uno de los posibles módulos dentro del modelo hidrológico CRHM, detallado en la Subsección 2.3.2.

Pomeroy & Li (2000) plantean las ecuaciones que controlan el balance de masa de un elemento de nieve con una distancia fetch $x(m)$, las cuales incluyen los flujos de entrada y salida por saltación y suspensión, y las pérdidas por sublimación y derretimiento (ver Figura 2.5). El balance queda expresado por la Ecuación 2.8,

$$\frac{dN}{dt}(x) = P - p \left[\nabla F(x) + \frac{1}{x} \int S_V(x) dx \right] - S - M \quad (2.8)$$

donde dN/dt es la acumulación de nieve ($kg\ m^{-2}s^{-1}$),

P es la nieve caída ($kg\ m^{-2}s^{-1}$),

p es la probabilidad de ocurrencia de transporte de nieve por viento,

F es la tasa de transporte de nieve en la dirección del viento ($kg\ m^{-1}s^{-1}$),

S_V es la sublimación debido al viento (Blowing Snow) ($kg\ m^{-2}s^{-1}$),

S es la sublimación de la nieve superficial ($kg\ m^{-2}s^{-1}$),

M es la nieve derretida ($kg\ m^{-2}s^{-1}$).

Li & Pomeroy (1997b) estimó que la probabilidad de ocurrencia del transporte de nieve por viento sigue una distribución normal acumulada para una temperatura constante. Al calcular la inversa de la distribución, se consigue determinar la probabilidad de ocurrencia $p = p(u, T_a)$, dada una magnitud de viento y temperatura del aire (ver Figura 2.6). Se observa que a una velocidad del viento constante, p aumenta al disminuir la temperatura. Por otro lado, dada una temperatura constante, p es estrictamente creciente con la magnitud del viento y crece con mayor velocidad al disminuir la temperatura.

El cálculo de la sublimación por viento S_V (Ecuación 2.9), se basa en la integración vertical de la tasa de sublimación para una partícula de masa m a una altura z , tanto en la capa de saltación como de suspensión (Figura 2.5),

$$S_V = \int_0^{z_b} \frac{1}{m(z)} \frac{dm(z)}{dt} \eta(z) dz \quad (2.9)$$

considerando que η es concentración de masa por transporte de viento suspendido, $m(z)$ es la masa de la partícula y z_b es el borde superior de la capa límite (~ 5 m para un flujo totalmente desarrollado).

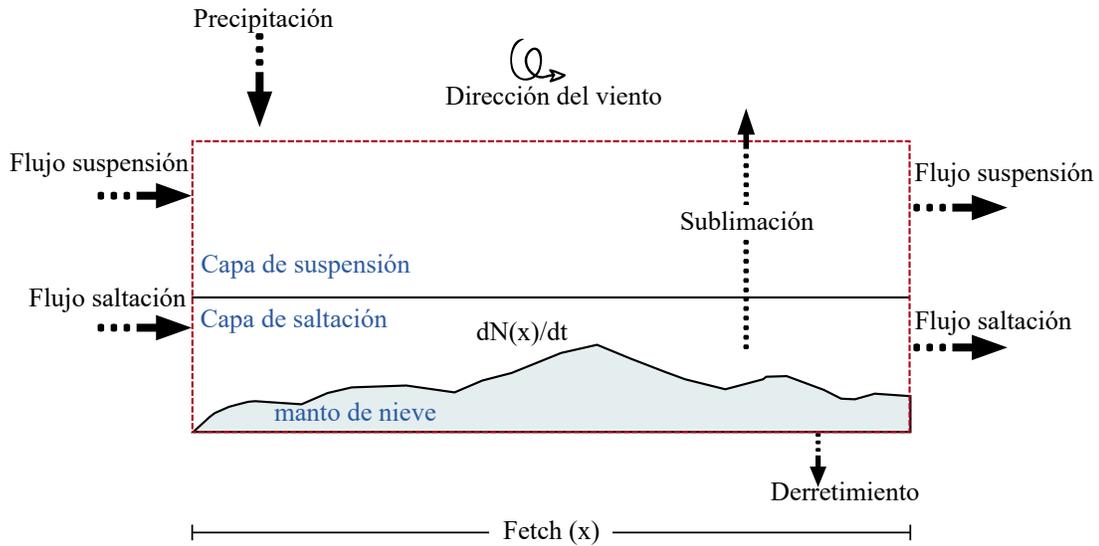


Figura 2.5 Esquema del balance de masa de nieves del modelo PBMS, mostrando el volumen de control, la separación por capas de los mecanismos de transporte de nieve por viento, y los flujos de entrada y salida sobre un volumen de fetch uniforme. Adaptado de Pomeroy & Li (2000).

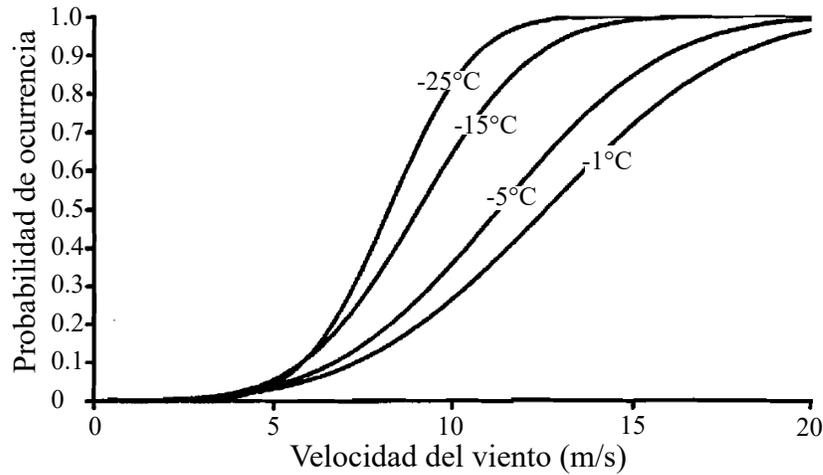


Figura 2.6 Variación de la probabilidad de ocurrencia de transporte de nieve por viento a distintas temperaturas del aire. Adaptado de Pomeroy & Li (2000)

La tasa de sublimación de una partícula transportada por el viento (Ecuación 2.10) se puede deducir a partir de un balance energético, asumiendo un equilibrio termodinámico (Pomeroy, 1989; Pomeroy *et al.*, 1993; Pomeroy & Li, 2000), para una partícula esférica de radio medio r , se obtiene que:

$$\frac{dm}{dt}(z) = 2\pi r(z) \frac{\lambda}{h_s} Nu(z)(T_s(z) - T(z)) \quad (2.10)$$

donde $r(z)$ es el radio medio de la partícula (m),
 $\lambda = 0.00063T + 0.0673$ es la conductividad térmica del aire ($J m^{-1} s^{-1} K^{-1}$),

h_g es el calor latente de sublimación ($2.828 MJ kg^{-1}$),
 $Nu = 1.79 + 0.606 Re^{0.5}$ es el número de Nusselt, válido para Re entre 0.7 y 10,
 $Re = 2r V_r \nu^{-1}$ es el número de Reynolds,
 V_r es la velocidad de ventilación ($m s^{-1}$),
 ν es la viscosidad cinemática molecular ($m^2 s^{-1}$),
 T_s y T , corresponden a la temperatura de la superficie de la partícula de nieve y la del aire (K), respectivamente.

Las ecuaciones de los procesos del modelo PBSM (sublimación por viento, mecanismos de transporte por viento, probabilidad de ocurrencia, entre otros), se encuentran detalladamente explicadas en [Pomeroy & Li \(2000\)](#), [Li & Pomeroy \(1997a\)](#) y [Pomeroy *et al.* \(1993\)](#).

2.1.4. Sublimación de Nieve

La sublimación sólo se presenta en ciertas condiciones termodinámicas de baja presión y temperatura, y su intensidad depende fuertemente de las condiciones de la atmósfera. Es por esto, que las regiones con condiciones más favorables para la sublimación son los casquetes polares y zonas de alta montaña ([Videla, 2013](#)).

Algunos estudios realizados en Chile han logrado estimar la tasa de sublimación por periodos menores a un año. Por ejemplo, en los glaciares Juncal Norte y Loma Larga, la sublimación se encontraría entre 1.5-2 mm/día ([Corripio & Purves, 2005](#); [Falvey & Garreaud, 2009](#)), con una tasa promedio 80 mm/año ([Favier *et al.*, 2009](#)), mientras que en la zona andina del Norte Chico se presentaron tasas de 1.89 mm/día medidos ([Kull *et al.*, 2002](#)).

En términos generales, las tasas de sublimación se consideran menores que la de fusión, sin embargo, en ambientes de montaña con características semiáridas la sublimación puede cumplir un importante rol en el balance hídrico ([MacDonell *et al.*, 2013](#)).

En otros estudios se han presentado pérdidas por sublimación del manto nival en un amplio rango. Por ejemplo, [Reba *et al.* \(2012\)](#) reportó pérdidas entre 16 % y 41 % del máximo nivel de nieves caída, en una zona con bosques y un suelo desnudo, respectivamente. Mientras que ([Molotch *et al.*, 2007](#)), en las Rocallosas de Colorado, estimó en 45 % de las pérdidas de la nieve caída.

Sublimación dinámica

La superficie del manto nival tiende a perder masa durante el invierno producto de la sublimación, aunque las pérdidas por sublimación aumentan considerablemente cuando las partículas de hielo son transportadas por el viento, debido a una mayor superficie expuesta y una convección mayor, a este fenómeno se le denomina sublimación dinámica, en condiciones de viento nulo se le denomina sublimación estática ([DeWalle & Rango, 2008](#)).

La pérdida de masa por sublimación dinámica ocurre cuando la presión de vapor en la superficie de la partícula de hielo es mayor a la del aire, esto ocurre al aumentar la temperatura del aire, la radiación solar y al disminuir la humedad.

La [Tabla 2.2](#) muestra estimaciones en la pérdida por sublimación dinámica, las cuales se basan en cálculos de modelos, que tienden a ser mayores a las registradas en terreno. Las pérdidas por sublimación pueden llegar a ser mayores que el 70 % en zonas cálidas y con viento, y entre 10-15 % para lugares fríos y sin viento.

Tabla 2.2 Referencias de estimaciones de pérdidas de sublimación debido al viento. Adaptado de [DeWalle & Rango \(2008\)](#). (*) fueron agregados por el autor.

Referencia	Lugar	Perdida por sublimación dinámica (% de la nieve caída anualmente)
King et al. (2001)	Antártica	12.5
Pomeroy et al. (1998)	Ártico	19.5
Pomeroy & Gray (1995)	Praderas Canadienses	15-40
Pomeroy et al. (1997)	Ártico Oeste Canadiense	28
Pomeroy & Li (2000)	Praderas Canadienses	29
	Ártico Canadiense (tundra)	22
Pomeroy et al. (1993)	Saskatchewan, Canadá	
	Sitio quieto y frío	15-44
	Sitio con viento y cálido	41-74
Zhou et al. (2014)*	Región Alpina de China	24
Krogh et al. (2015)*	Patagonia Chilena	1

2.2. Percepción remota y reanálisis climático

Uno de los desafíos más comunes dentro de la hidrología es obtener datos meteorológicos precisos, siendo casi siempre los forzantes más importantes en los modelos hidrológicos ([Fuka et al., 2014](#)). Producto de la escasez de estaciones meteorológicas distribuidas en las cuencas, resulta difícil estimar con precisión los procesos hidrológicos del lugar. En especial, la zona montañosa de la Cordillera de los Andes, uno de los ambientes en altura menos estudiados, generalmente asociado a la poca accesibilidad y la topografía compleja ([Cornwell et al., 2016](#)).

En la actualidad, la percepción remota permite obtener información de un objeto o un proceso, mediante un instrumento que mide parte del espectro electromagnético solar y que no se encuentra directamente en contacto con los elementos de análisis. Entre ellos se encuentran las imágenes satelitales, productos satelitales y reanálisis climáticos, que contribuyen a complementar las mediciones en terreno de las principales variables atmosféricas y geográficas, espacial y temporalmente.

2.2.1. Reanálisis climático

Los reanálisis (o análisis retrospectivo) son un conjunto de técnicas aplicadas para proveer un registro multivariable y espacialmente completo de la circulación atmosférica general. Los productos del reanálisis incluyen datos grillados con variados parámetros intradiarios, que cubren tanto las condiciones superficiales, como las presentes en la tropósfera y estratósfera (Dee *et al.*, 2011). Citando a Saha *et al.* (2010, p. 1015), “El propósito general de llevar a cabo un reanálisis es producir una representación del estado del arte, global, multianual y grillada de los estado atmosféricos, generado por un modelo constante y un sistema de asimilación de datos constante”. El sistema de asimilación corresponde a un modelo de circulación general, que describe el transporte del aire en la tropósfera, basado en un modelo numérico de volúmenes finitos.

La actual generación de reanálisis asimila los datos de observaciones satelitales, mediciones superficiales *in situ*, como la temperatura a 2m, humedad relativa y velocidad del viento, además de variables de la alta-atmósfera proveniente de radiosondas, perfiles de viento y sensores de aeronaves (Dee *et al.*, 2011; Saha *et al.*, 2010).

Era-Interim es el reanálisis atmosférico global más reciente producido por ECMWF¹, cubre el periodo desde 1979 hasta el presente, con un retraso de aproximadamente dos mes de procesamiento (Dee *et al.*, 2011), se basa en el modelo lanzado en el 2006 con el sistema de asimilación Cy31r2. Era-Interim cuenta con 37 niveles de presión y 60 niveles modelados, con un resolución vertical tipo Eta, de mayor resolución al acercarse a la superficie terrestre o un objeto másico, manteniendo la presión constante (ver Figura 2.7, Berrisford *et al.* (2011)).

Hay diversos estudios que han aplicado reanálisis en hidrología (Fuka *et al.*, 2014; Ward *et al.*, 2011). En Chile existen algunas experiencias con buenos resultados. Por ejemplo, en Krogh *et al.* (2015) se aplicó un modelo físico para la cuenca alta del río Baker en la Patagonia, donde se evaluaron los datos de ERA-Interim, Climate Forest System Reanalysis (CFSR) y las mediciones de las estaciones meteorológicas. Los resultados del modelo de escorrentía muestran coeficientes NSE de 0.72, 0.74 y 0.24, respectivamente. La diferencia entre el forzamiento con datos de reanálisis y las estaciones meteorológicas, se atribuye a que los reanálisis presentan una mejor representación temporal de los eventos de precipitación y un mejor representación espacial, dado que las estaciones perdieron el registro de algunos eventos y la ubicación de los instrumentos sólo en la zona más baja de la cuenca.

¹The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

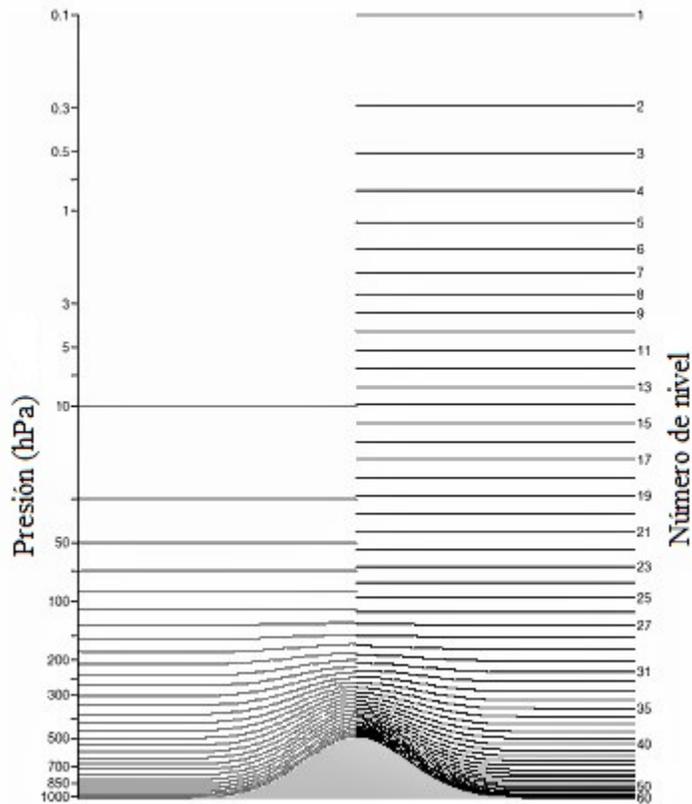


Figura 2.7 Niveles verticales modelados y las respectivas presiones de Era-Interim (a la derecha) y Era-15 (a la izquierda), con un resolución η , que se adapta a las anomalías de presión. Adaptado de [NCAR's \(2017\)](#).

2.2.2. Imágenes satelitales MODIS

Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) es un instrumento de medición de espectros de radiación, se encuentra en la órbita terrestre abordo de los satélites Terra (lanzado en 1999) y Aqua (lanzado en 2002) ambos pertenecientes a la National Aeronautics and Space Administration (NASA). Los satélites Terra y Aqua, poseen un patrón de escaneo de $\pm 55^\circ$ de la tierra, frecuentando un mismo lugar en un periodo de 24 horas, desfasados en 12 horas ([Salomonson *et al.*, 2002](#)).

La información satelital, es captada en 36 bandas espectrales, desde los $0.4 \mu\text{m}$ hasta $14.4 \mu\text{m}$, la cual puede ser interpretada en parámetros como: tamaño del grano de nieve, albedo, reflectancia de la nieve o suelo, superficie cubierta con nieve, vapor de agua, tipos de vegetación, temperatura, entre otros. Existen distintas resoluciones espaciales entre las bandas: 2 bandas proveen de una resolución nominal de 250 m en nadir, 5 bandas de 500 m y las 29 restantes con 1 km de resolución.

Los productos MODIS asociados a la nieve poseen en general una precisión $> 93\%$ dependiendo de la cobertura terrestre ([Hall *et al.*, 2001](#); [Hall & Riggs, 2007](#); [Ault *et al.*, 2006](#)). Se presenta un 96% de precisión cuando no existe presencia de nieve. Sin embargo, sólo un 41%

de la nieve fue reportada al existir trazas de nieve (< 10 mm de espesor) (Ault *et al.*, 2006). Los productos de cobertura nival (MOD10A1 y MOD10A2), presentan un 94.2 % de precisión en el estudio de Klein & Barnett (2003) al comparar con mediciones de SNOTEL (*Snowpack Telemetry*), en promedio presenta ~ 93 % de precisión, mostrando la mayor discordancia en los bosques siempre-verdes.

Diversos estudios nacionales como internacionales se han realizado en base a la información obtenida por MODIS. Trabajos de la Universidad de Chile como Cartes (2009), Paez (2012) o Uribe (2015), han utilizado los productos de nieves para estudiar la distribución espacial de la nieve en cuencas de los Andes, como el Maipo y Aconcagua en Chacabuco.

2.3. Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos se pueden definir como sistemas en los que se describen de manera simplificada los procesos que ocurren al interior de una cuenca o unidad hidrológica. La cantidad de procesos involucrados se asocian en una serie de relaciones altamente complejas, es por ello que la simplificación de dichas relaciones facilita enormemente el manejo de las variables del sistema. La utilización de modelos hidrológicos en la gestión integradas de recursos hídricos se considera una herramienta primordial (Singh, 1989).

Los modelos hidrológicos de base física son útiles porque permiten entender cada proceso físico implicado en el ciclo del agua y la interacción entre ellos, utilizando leyes científicas, pudiendo determinar la influencia de cada componente dentro del balance.

2.3.1. Unidades de respuesta hidrológica

La concepción más moderna de las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH), fue propuesta por Flügel (1995), que las describe como: “Las URHs son entidades distribuidas, heterogéneamente estructuradas que poseen un clima y uso de suelo uniforme, y que la asociación suelo-topografía-geología controla su dinámica hidrológica”. Otra definición, más enfocada a modelos hidrológicos, es descrita por Pomeroy *et al.* (2007) “Es una unidad espacial para cálculos de balance energético y másico en los cuales los procesos y estados pueden ser adecuadamente descritos por un conjunto de parámetros, variables de estado y flujos, con un lugar definido dentro de una secuencia de drenaje y ejecución”, esta última, es la considerada en este trabajo. El supuesto principal tras las URH es que la variación de la dinámica de los procesos hidrológicos dentro de cada unidad, es pequeña respecto a otra URH (Flügel, 1995).

La metodología que domina al momento de delimitar las unidades suele ser por topografía (Uribe, 2015; Pomeroy *et al.*, 2007). Sin embargo, es preciso llevar a cabo un análisis más profundo para identificar los factores dominantes que expliquen colectivamente los procesos hidrológicos y la escala en la cual interactúan. Se debe considerar la información disponible (elevación del terreno, clima, geología, tipo y uso de suelo, red de drenaje) y su jerarquía sobre el proceso hidrológico (Devito *et al.*, 2005).

La interacción entre cada URH debe ser compatible con el fenómeno físico que se desea modelar y de acuerdo a los procesos observados (Pomeroy *et al.*, 2007). El intercambio de masa entre una URH y otra puede ser, por ejemplo, a través de transporte de nieve por viento, o a través de un flujo superficial, sub-superficial o subterráneo (Krogh *et al.*, 2015).

2.3.2. Modelo: Cold Regions Hydrological Model

El *Cold Regions Hydrological Model* (Pomeroy *et al.*, 2007, en adelante CRHM), es un modelo de base física que fue desarrollado por el centro de hidrología de la universidad de Saskatchewan, con el fin de mejorar el entendimiento de la hidrología en regiones frías, especializado en procesos nivales (transporte de la nieve por el viento, sublimación, intercepción, derretimiento de la nieve, etc.).

Debido a la naturaleza física del modelo CRHM, los requerimientos de calibración son bajos, ya que la mayoría de los parámetros se pueden inferir a partir de: (1) mediciones de terreno o (2) valores de referencia obtenidos en estudios de condiciones hidrológicas similares. Esta característica es particularmente útil cuando se aplica en cuencas no controladas o pobremente monitoreadas, donde no existe la manera de obtener los parámetros directamente o para verificar la eficacia de los algoritmos, en zonas que cuentan con monitoreo.

Los elementos espaciales básicos de cálculo del modelo CRHM son las URH, por lo que su apropiada delimitación permite una eficaz aproximación de las variables de estado a las mediciones (Dornes *et al.*, 2008; Fang & Pomeroy, 2009; Uribe, 2015).

2.3.3. Módulos de CRHM

Los módulos o modelos implementados en CRHM son conjuntos de ecuaciones de procesos hidrológicos y físicos, los cuales deben ser escogidos por el usuario de acuerdo a los datos disponibles, las características climáticas, geográficas del lugar de estudio y las variables de salida (Pomeroy *et al.*, 2007).

Existe una variada gama de módulos disponibles por cada proceso hidrológico. Por ejemplo, para calcular la energía de la nieve se pueden utilizar los módulos PBSM, EBSM o SBSM, que corresponden a modelos con diferentes grados de simplificación y que su elección dependerá principalmente de las variables de entrada disponibles. En el presente estudio se utiliza la combinación de los módulos: PBSM y SNOBAL para estimar el balance de masa y energía de la nieve en conjunto.

Los módulos son implementados y ejecutados en un orden específico, permitiendo que las variables de estado se traspasen a los sucesores. Existe un amplio grupo de módulos, que se pueden agrupar de acuerdo a los procesos que calculan, siguiendo la secuencia se tienen:

1. Cuenca: configura las características físicas más básicas de las URHs, relacionada principalmente a la topografía de la cuenca.

2. Observaciones: utiliza los datos meteorológicos, para distribuir espacialmente todas las forzantes en cada URH.
3. Transporte de nieve: se utiliza el transporte de nieves y sublimación de acuerdo a [Pomeroy & Li \(2000\)](#) (PBSM).
4. Intercepción: aplica los modelos de intercepción de vegetación de la nieve, la lluvia y la sublimación.
5. Radiación: se aplican para el cálculo de onda corta con correcciones por pendiente, decaimiento del albedo, estimación de onda larga y radiación neta.
6. Evapotranspiración: se utilizan los métodos de Penman-Monteith, Granger o Priestly Taylor, para determinar la evapotranspiración en suelo insaturado o saturado.
7. Derretimiento: se escoge el modelo de derretimiento, a partir de la radiación, temperatura y cobertura nival.
8. Infiltración: basado en el tipo de suelo (congelado o no), se determinan las características básicas de profundidad saturada, infiltración simple y redistribución del agua.
9. Humedad de suelo: se trata de un acuífero con un flujo en tres capas: recarga, subsuperficial y subterráneo.
10. Flujo: se basa en un modelo de la capa orgánica, que permite el intercambio mineral, retención,, flujo subterráneo y superficial, utilizando un rutina de retardo.

Para los fines de este estudio, se utilizan los modelos de balance de masa nival (PBSM) y energía (SNOBAL), que se encuentran incluidos en el Software CRHM

2.3.4. Antecedentes del modelo CRHM

Existen varios estudios alrededor del mundo que han utilizados CRHM, a partir de [Pomeroy et al. \(2007\)](#), estos cubren áreas diversas tales como:

1) El análisis de la distribución de la nieve producto del viento, en zonas montañosas y humedales

[Fang & Pomeroy \(2009\)](#), centrados en un humedal de 3.85 km^2 de las praderas Canadienses, se comparó un modelo distribuido (DBSM; [Essery et al., 1999](#)) con grillas de 6 m x 6 m y un modelo agregado (PBSM) este último se acopló a la plataforma CRHM, con la intención de mejorar el entendimiento de la distribución espacial de la nieve debido al viento y la sublimación. Ambos enfoques resultaron bastantes precisos en la predicción de la disposición de la nieve acumulada en 5 de las 7 URHs, se obtuvieron coeficientes de Nash-Sutcliffe ([Nash & Sutcliffe, 1970](#)) desde 0.72 a 0.91 para el modelo distribuido y desde 0.68 a 0.89 para el agregado, mostrando una leve diferencia respecto a los valores observados. Las dos zonas que presentan diferencias fueron: terrenos escarpados, donde el modelo agregado presentó un NSE de 0.70 mientras que el distribuido -0.98, y en los humedales, donde el modelo agregado presentó un NSE de 0.22 mientras que el distribuido 0.84. Concluyendo en que ambos modelos presentan similares resultados en la estimación del tiempo de acumulación en el pre-derretimiento y en la acumulación total, por lo que el uso de un modelo agregado puede presentar una ventaja en la mayoría de los terrenos de la región debido a menores tiempos de cálculos computacionales.

MacDonald *et al.* (2009), analizaron la redistribución de la nieve en una pequeña cuenca sub-ártica montañosa del territorio Yukón en Canadá. Los resultados muestran que la nieve acumulada al final de invierno tiene una mayor precisión usando un modelo de base física (PBSM en CRHM) cuando los valores de parametrización establecidos consideran la dirección y velocidad del viento, las características aerodinámicas de la URH y toman en cuenta el arreglo espacial de las URHs. Considerando que el transporte de nieve es proporcional a la cuarta potencia de la velocidad (Pomeroy & Male, 1992), los parámetros pueden ser elegidos de 2 maneras: (1) considerando la dirección y magnitud predominante (u^4) para todo el periodo simulado, (2) pueden cambiar en el tiempo de acuerdo a la dirección del viento medida en terreno.

En el estudio de Kort *et al.* (2012), se analizó el efecto de una barrera forestal en la distribución y la sublimación de la nieve en Manitoba y Saskatchewan en Canadá. Se estudió el efecto de las barreras de árboles colocadas en los bordes de praderas. Los resultados muestran que se alcanza el equilibrio del transporte de nieves a 400 metros, es decir, a distancias mayores sotavento desde la barrera, la tasa de sublimación es máxima. En un inventario de campo se constató que las regiones con barreras forestales presentaban en promedio un 29 % más de SWE que los lugares sin barreras. El modelo CRHM estimó una reducción en la sublimación anual de 12.5mm para campos con barreras forestales en Conquest, Saskatchewan, donde anualmente caen 78mm de nieve.

2) Ablación nival en montaña

El estudio realizado por Fang & Pomeroy (2007), en las praderas Canadienses, realizó un análisis de sensibilidad a las forzantes meteorológicas, resultando que al disminuir la precipitación durante el invierno en 15 % y aumentar 2.5°C en la temperatura promedio del aire, podría resultar en un reducción total de la escorrentía durante la primavera.

DeBeer *et al.* (2010), examinaron el efecto de la variabilidad del SWE, energía interna y energía de derretimiento aplicada sobre el tiempo y la tasa de derretimiento, y la disminución de la cobertura nival en una cuenca alpina de las montañas Rocosas de Canadá. Las tasas de derretimiento se modelaron utilizando Snobal en CRHM. En la escala puntual, se observó una relación inversamente proporcional entre la tasa de derretimiento y el SWE en la pretemporada de derretimiento, es decir, la nieve más profunda requiere más energía para el derretimiento.

Pomeroy *et al.* (2012) en la cuenca Marmot Creek en Alberta, Canadá, buscó comprender el impacto en la perturbación de los bosques sobre el derretimiento de nieves y la escorrentía, mediante la simulación de más de 40 escenarios de pérdida de suelo. Una remoción total del bosque, aumentaría el volumen de derretimiento en un 45 %. Sin embargo, el caudal sólo aumentaría en un 5 % en primavera y verano, probablemente debido al aumento del transporte de nieves, su consecuente sublimación y un derretimiento temprano producto de la exposición.

En un estudio realizado por López-Moreno *et al.* (2013), con un modelo en CRHM para conocer el impacto climático sobre la redistribución de la nieve debido al viento y el balance de energía del derretimiento del manto nival en una pequeña cuenca de los Pirineos Españoles. Se reportó un cambio de aproximadamente un 20 % en el SWE por cada 1°C (aumento o

disminución) y una disminución de la duración del manto nival en 20 a 30 días por cada grado Celsius de aumento. La tasa de derretimiento disminuiría al aumentar la temperatura y su efecto es mayor si la precipitación disminuyese. La redistribución de la nieve debido al viento sería mayor a menores temperaturas. La respuesta del manto es altamente dependiente de la magnitud y el signo en el cambio de precipitación.

Experiencias en Chile

En Chile varios estudios han utilizado el modelo CRHM. Por ejemplo, en la zona semi-árida de los Andes (32°S)(Gonthier, 2011), también en la cuenca alta del río Maipo (Videla, 2013), y además en la cuenca del río Baker (Krogh *et al.*, 2015). En (Krogh *et al.*, 2015), se evaluaron datos de reanálisis en contraste con las mediciones de las estaciones meteorológicas, el modelo mostró un buen desempeño con coeficientes $NSE > 0.7$ utilizando reanálisis y 0.24 utilizando mediciones de terreno. La diferencia se basa en una mejor representación temporal de los eventos de precipitación y un mejor representación espacial dado que las estaciones se encontraban en la zona más baja de la cuenca.

Índices de eficiencia de los modelos

Para evaluar la diferencia entre los datos observados y modelados, se emplean indicadores. El coeficiente de la raíz media del cuadrado del error (Ecuación 2.11, *RMSE por sus siglas en inglés*) y el promedio absoluto del error (Ecuación 2.12, *MAE por sus siglas en inglés*), mientras que el coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (Ecuación 2.13, *NSE por sus siglas en inglés*), evalúa el desempeño de los modelos, el cual varía entre 1 (ajuste perfecto) a menos infinito. Los valores negativos de NSE indican que el modelo es peor estimador que el promedio de los valores observados (Nash & Sutcliffe, 1970). Estos indicadores pueden ser utilizados para cualquier variable de estado, incluidos los forzantes climáticos y el caudal.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (S_o^t - S_m^t)^2} \quad (2.11)$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N |S_o^t - S_m^t| \quad (2.12)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (S_o^t - S_m^t)^2}{\sum_{t=1}^N (S_o^t - \bar{S}_o)^2} \quad (2.13)$$

donde

S_o^t es la variable de estado observada en el tiempo t,

S_m^t es la variable de estado modelada en el tiempo t,

N es el numero de datos considerados.

2.4. Cambio climático

Desde hace casi dos décadas, se ha probado con evidencia científica la existencia de un efecto invernadero que produce que la tierra esté más cálida. Se han observados cambios en la temperatura en superficie, terrestre y oceánicas, aumento del nivel del mar, pérdidas de masa considerables en los polos, reducción del tiempo del manto nival, observación de temperaturas y precipitaciones extremas, lo que también ha traído consigo cambios sociales de adaptación alrededor del mundo, principalmente en la agricultura, transporte e inversión energética (Pachauri *et al.*, 2015).

En varias regiones del planeta se han observado cambios en los sistemas hidrológicos, tanto en cantidad como en calidad del agua. En Chile, se ha observado una reducción de alrededor del 30 % de la precipitación durante el siglo XX, principalmente en las zonas centro sur del país, poniendo mayor presión sobre las áreas semi-áridas afectadas (Stolpe & Undurraga, 2016). El estudio realizado por Fang & Pomeroy (2007), en las praderas Canadienses, mediante un análisis de sensibilidad a las forzantes meteorológicas, resultó que al disminuir la precipitación durante el invierno en 15 % y aumentar 2.5°C en la temperatura promedio del aire, podría resultar en un reducción total de la escorrentía durante la primavera.

A partir de posibles escenarios futuros de crecimiento socio-económicos y poblacional, se pueden proyectan trayectorias de las emisiones de gases de efectos invernadero y por lo tanto, en forzamiento radiativo. Los escenarios llevan su nombre de acuerdo al forzamiento radiativo que producen al 2100: RCP 2.6 Wm^{-2} , RCP 4.5 Wm^{-2} , RCP 6.0 Wm^{-2} y RCP 8.5 Wm^{-2} . Para evaluar las condiciones futuras, se suelen simular los escenarios RCP 8.5 (escenario severo) y RCP 2.6 (escenario moderado) para identificar las diferencias entre dos escenarios extremos.

A nivel nacional se han efectuado algunos estudios sobre el cambio climático (Fuenzalida *et al.*, 2006; Rojas, 2012). En estos se busca simular regionalmente las condiciones climatológicas del país. Particularmente en el norte de Chile, se presentan dos zonas climatológicas relevantes para este estudio, el Norte Grande (23-27°S) y el Norte Chico (28-32°S). La proyección de temperatura del aire y precipitación a mediano plazo (2031-2050) del dichos lugares, se presenta en la Tabla 2.3.

Para efecto de este estudio, se realizará un análisis de sensibilidad de las principales forzantes climáticas considerando un conjunto de rangos entorno al clima esperado a mediano plazo.

Tabla 2.3 Proyecciones de cambios en la temperatura del aire y precipitación del norte de Chile, para escenarios de cambio climático, en el mediano plazo (2031-2050). Entre paréntesis se encuentra la desviación estándar de los datos. Fuente: Rojas (2012).

Escenario	Norte Grande (23-27° S)		Norte Chico (28-32° S)	
	Temperatura °C	Precipitación %	Temperatura °C	Precipitación %
RCP 2.6	0.9 (0.3)	-12.1 (7.1)	1.3 (0.4)	-11.6 (11.8)
RCP 8.5	1.4 (0.3)	-15.8 (8.6)	1.9 (0.4)	-16.0 (14.8)

Capítulo 3

Área de estudio

La cuenca alta del río Copiapó corresponde a la zona de drenaje de la cabecera del río Copiapó, ubicada al este de la región de Atacama, Chile, como se muestra en la [Figura 3.1](#). Esta cuenca presenta una superficie de aproximadamente 7194 km^2 y se encuentra entre los paralelos 27.14° y 28.65° latitud sur, y entre los meridianos 70.10° y 69.08° longitud oeste. La zona forma parte de la cordillera de los Andes, presentando elevaciones desde los 1230 m hasta los 6000 msnm.

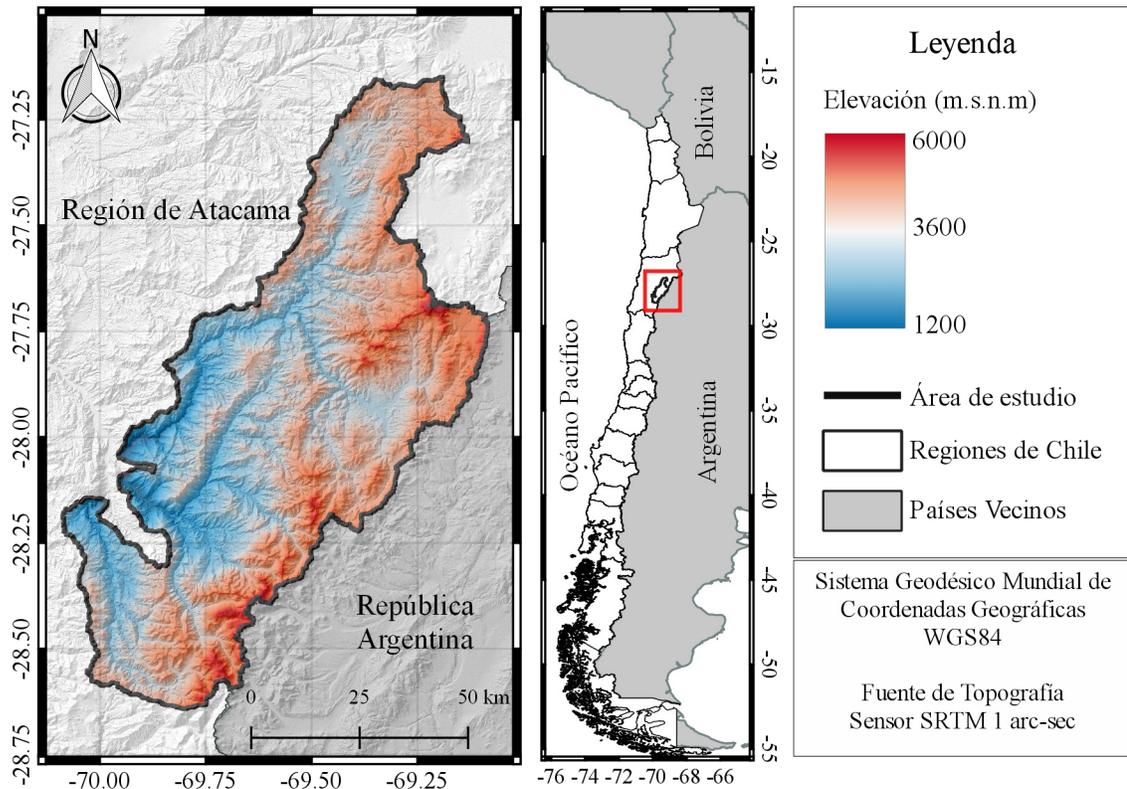


Figura 3.1 Ubicación y elevación del área de estudio.

La cuenca alta del río Copiapó se divide en 3 subcuencas delimitadas por las estaciones fluviométricas de los principales cauces:

- río Jorquera en Vertedero (RJV)
- río Manflas en Vertedero (RMV)
- río Pulido en Vertedero (RPV)

Para efectos de este estudio, se analizan las tres subcuencas por separado (ver [Figura 3.2](#)), lo que se enmarca en los objetivos del proyecto FONDEF Regional D13R20005.

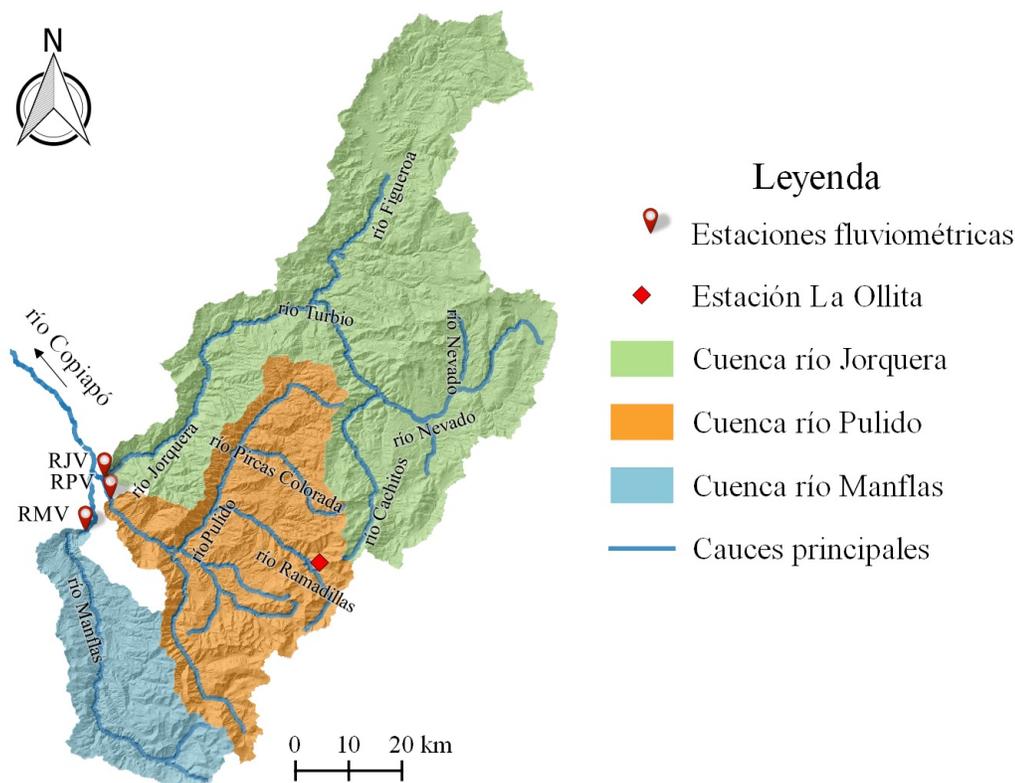


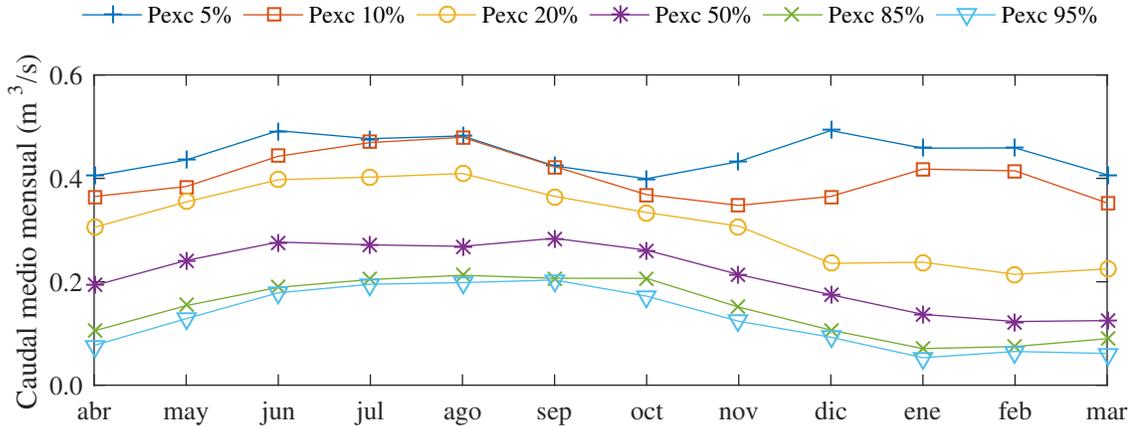
Figura 3.2 Subcuencas del área de estudio, con las estaciones fluviométricas que las definen: río Jorquera en Vertedero (RJV), río Pulido en Vertedero (RPV) y río Manflas en Vertedero (RMV).

3.1. Hidrología e instrumentación

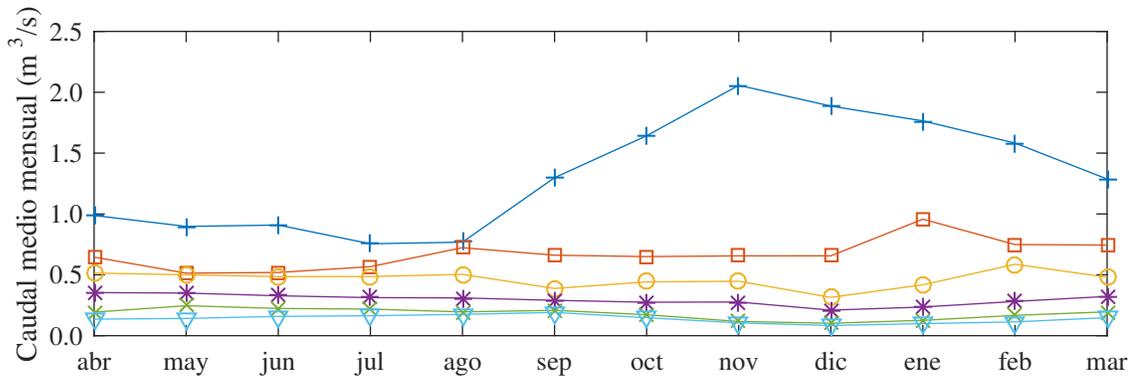
La cuenca presenta un comportamiento diferenciado del caudal natural en los últimos 15 años, dependiendo de la subcuenca (ver [Figura 3.3](#))

- En Jorquera se presenta un régimen pluvial el 80 % del tiempo, observándose los máximos caudales entre junio y agosto, como se muestra en [Figura 3.3\(a\)](#). Para probabilidades de excedencia menores al 20 %, se observan caudales considerables en diciembre, enero y febrero.

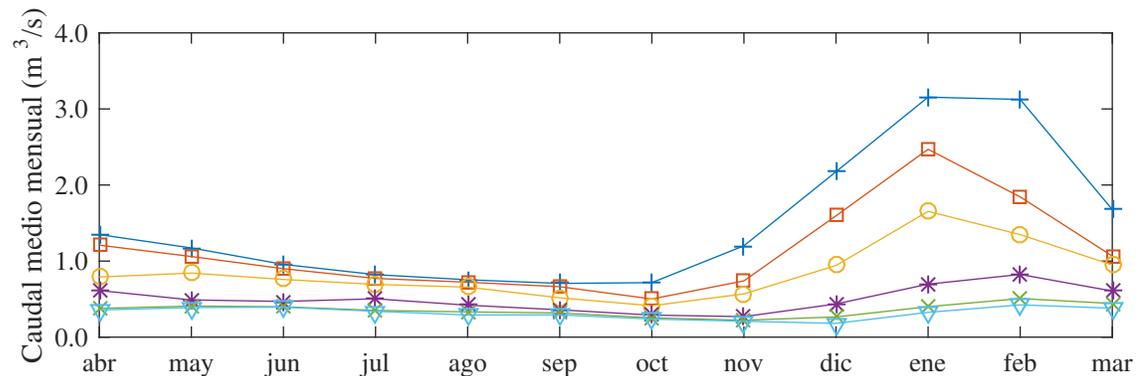
- En Manflas, se observa un caudal base durante el 90 % del tiempo, con un aumento en el periodo estival, presentando un régimen nivo-pluvial, como se muestran [Figura 3.3\(b\)](#).
- En Pulido se observa un régimen nival, el caudal aumenta paulatinamente desde noviembre, con un máximo en enero y mermando hasta julio, este comportamiento es consistentes en todas las probabilidades, como se muestra en la [Figura 3.3\(c\)](#).



(a) río Jorquera en Vertedero



(b) río Manflas en Vertedero



(c) río Pulido en Vertedero

Figura 3.3 Curvas de variación estacional del caudal medio mensual en régimen natural de las 3 subcuencas, entre los años hidrológicos 2001 y 2015

Los caudales en régimen natural se obtuvieron de las estaciones fluviométricas y la memoria de Zapata (2016). Donde se realiza un análisis mensual de las extracciones, utilizando los derechos de aguas y declaraciones de extracción de la Junta de Vigilancia de toda la cuenca. En la cuenca Manflas, debido a irregularidades en las declaraciones de extracción por parte de la Hacienda Manflas, sólo se llevó a cabo el reparto para los años 2010 y 2011, para este estudio se supone una extracción de la misma magnitud del año 2010 (igual al 2011), que se agrega al caudal medido por la estación fluviométrica.

3.1.1. Estaciones meteorológicas y fluviométricas

En la cuenca y sus alrededores existen estaciones fluviométricas, estaciones meteorológicas de temperatura y precipitación diaria de la Dirección General de Aguas (DGA), una estación meteorológica Agromet (bajo la cuenca, cercana al embalse Lautaro) y la estación meteorológica-nival ‘La Ollita’ operada por la Universidad de Chile. En la [Tabla 3.1](#) se especifica la posición de todas las estaciones, con la referencia espacial de la [Figura 3.4](#) y la [Figura 3.2](#).

Tabla 3.1 Estaciones meteorológicas (met.) y fluviométricas (flu.) de la cuenca alta o alrededores. Todas pertenecen a la DGA con excepción de la estación Amolana de Agromet. El símbolo (*) indica que se encuentra fuera de la cuenca alta.

Nombre de la estación	Código	Latitud (°)	Longitud (°)	Cota (m.s.n.m)	Tipo
Amolana	AMO	-27.9598	-70.0100	1090	met.*
Iglesia Colorada	ICO	-28.1572	-69.8808	1550	met.
Jorquera en La Guardia	JLG	-27.8364	-69.7550	2000	met.
Lautaro Embalse	ELA	-27.9783	-70.0033	1110	met.*
Los Loros	LLO	-27.8317	-70.1119	940	met.*
Manflas	MAN	-28.1336	-69.9750	1410	met.*
Portezuelo El Gaucho	PEG	-28.6231	-70.0450	4000	met.*
Río Copiapó en Lautaro	RCL	-27.9747	-69.9978	1200	fluv.*
Río Copiapó en Pastillo	RCP	-28.0003	-69.9747	1300	fluv. & met.*
Río Jorquera en Vertedero	RJV	-28.0431	-69.9567	1250	fluv.
Río Manflas en Vertedero	RMV	-28.1478	-69.9939	1550	fluv.
Río Pulido en Vertedero	RPV	-28.0858	-69.9408	1310	fluv.

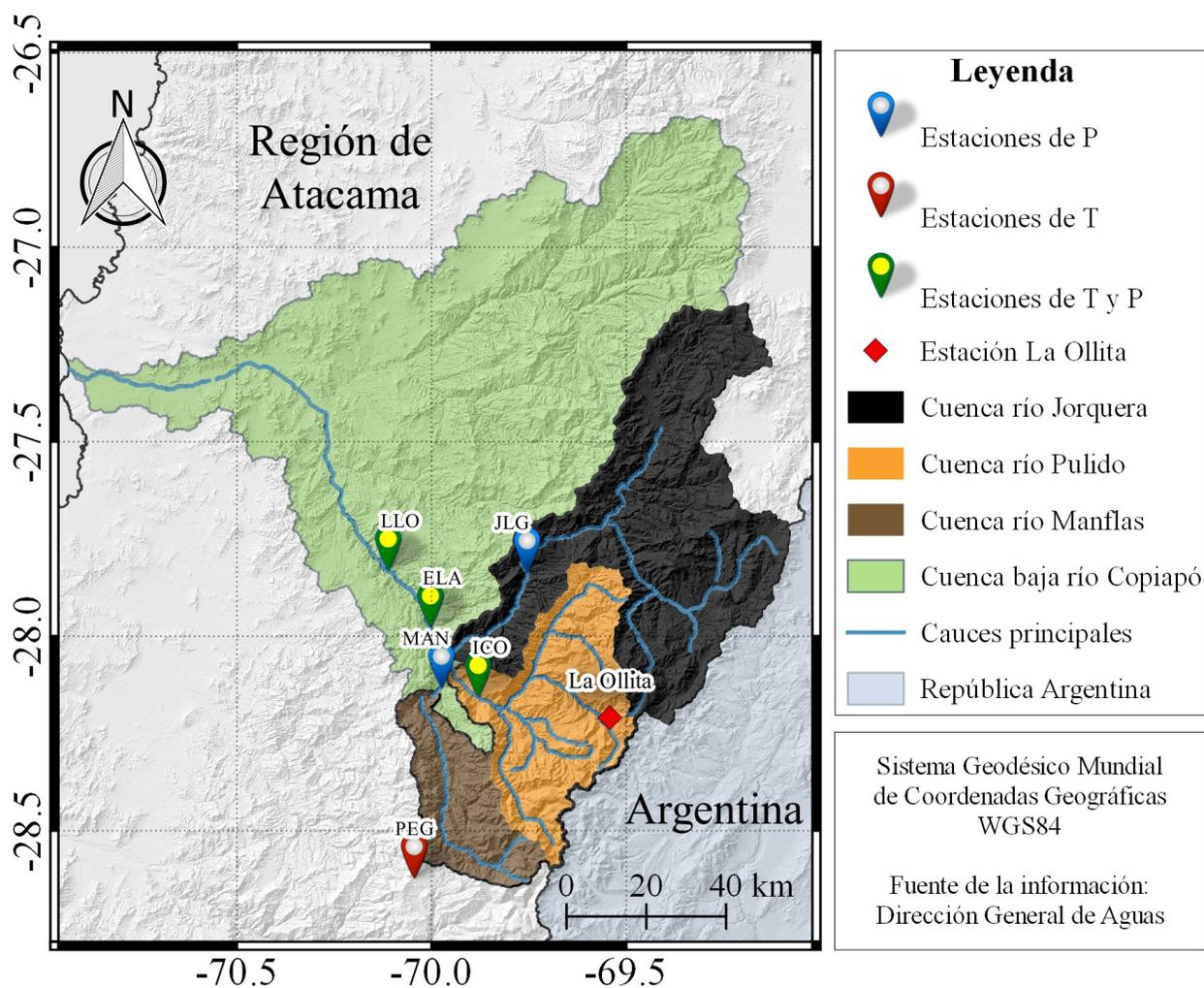


Figura 3.4 Mapa de la ubicación de las estaciones meteorológicas de precipitación (P) y temperatura (T).

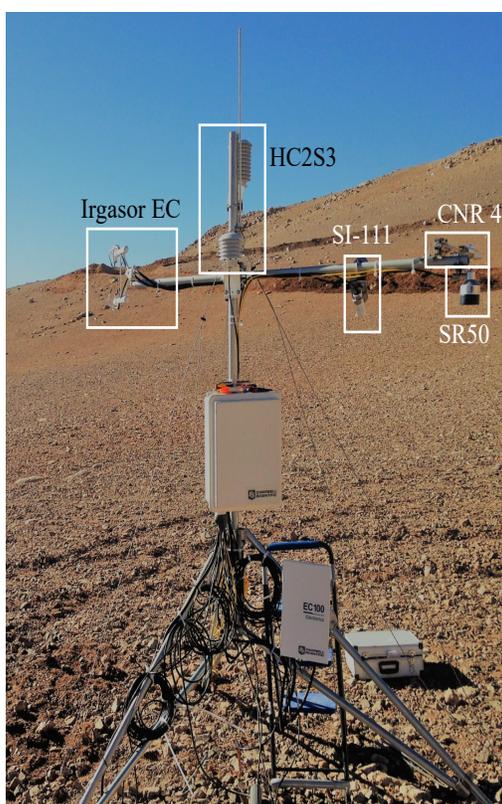
3.1.2. Estación La Ollita

La estación ‘La Ollita’ forma parte del proyecto FONDEF D13R20005, a cargo de la Universidad de Chile. Se encuentra en funcionamiento desde diciembre del 2015, dentro de las dependencias de la minera Caserones a una elevación de ~ 4220 msnm, en las coordenadas 28.2095° S y 69.5425° O. Se emplaza en un área sin vegetación y de baja inclinación ($\sim 10\%$ de acuerdo al DEM), como se muestra la [Figura 3.5\(c\)](#).

Consta de una serie de sensores nivales y meteorológicos que permiten medir con alta precisión las condiciones en alta montaña ([Tabla 3.2](#)). Los instrumentos instalados permiten la determinación del balance de masa nival y las forzantes radiativas del balance de energía, destacándose el sensor de covarianza turbulenta, modelo ‘Irgason’ (ver [Figura 3.5](#)), el cual permite estimar los flujos de agua y dióxido de carbono a la atmósfera.

Tabla 3.2 Instrumentos de medición instalados en la estación La Ollita.

Instrumento	Modelo	Fabricante
Anemómetro	05608C	<i>R. M. Young Company</i>
Anemómetro sónico 3D	Irgason	<i>Campbell Scientific Ltd.</i>
Pluviómetro	Pluvio ²	<i>OTT Hydromet</i>
Radiómetro infrarrojo	SI-111	<i>Apogee Instruments</i>
Radiómetro neto	CNR 4	<i>Kipp & Zonnen</i>
Sensor de temperatura y HR	HC2S3	<i>Rotronic Instruments</i>
Sensor de temperatura del suelo	CS655	<i>Campbell Scientific Ltd.</i>
Sensor ultrasónico de altura de nieve	SR50	<i>Campbell Scientific Ltd.</i>
Snow scale (swe continuo)	SSG 2000	<i>SOMMER Messtechnik</i>



(a) (de izq. a der.) Irgason, sensor de temp., radiómetros y sensor de altura de nieve



(b) (de izq. a der.) Pluviómetro, snow scale, anemómetro e instrumentos de (a)



(c) Vista general del sitio

Figura 3.5 Imágenes del sitio y los instrumentos de medición en ‘La Ollita’. Fotografías de Miguel Lagos y Cristian Mattar, diciembre 2015.

3.2. Clima

En la región de Atacama las precipitaciones son escasas, concentrándose en invierno. La aridez de la zona se debe al Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS) que bloquea la llegada de frentes a la zona, junto con la Cordillera de los Andes que impiden el paso de lluvias convectivas provenientes del Amazonas. Además de la corriente de Humboldt que disminuye la capacidad de evaporación de aguas del océano Pacífico a la atmósfera (Juliá *et al.*, 2008).

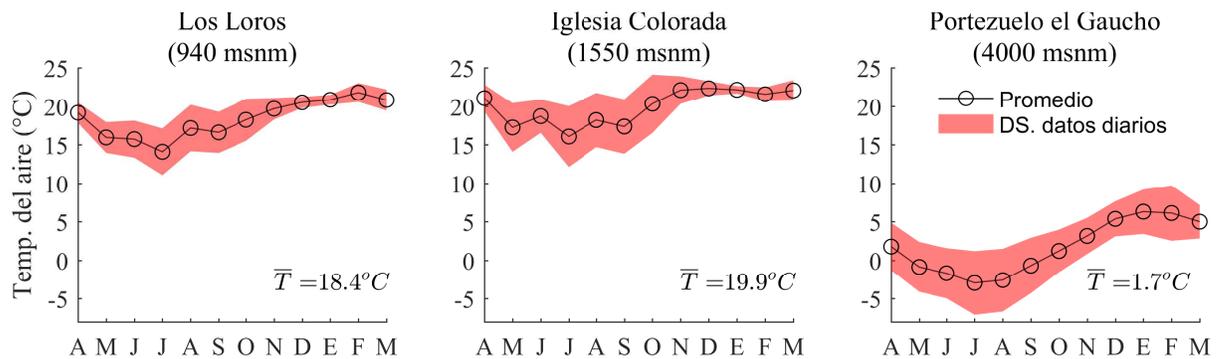
El sistema de clasificación de Köppen (1948), plantea una descripción de climas definidas principalmente por la vegetación, las condiciones locales y la circulación general. En la región de Atacama, se presentan 4 tipos de clima Köppen (ver distribución en la Figura 3.7), los cuales se describen a continuación

- **Clima desértico costero con nublados abundante (BWn)**, se localiza en la zona oeste de la región en la costa del Océano Pacífico. En esta zona interactúan las capas de aire frío del mar con el aire seco y recalentado de la costa, estas turbulencias dan origen a una neblina nocturna, que provoca una alta nubosidad mayor a 100 días/año y una humedad promedio sobre el 70 % (Juliá *et al.*, 2008). Las precipitaciones ocurren entre 1 a 4 días al año, no superando los 40 mm acumulados. Las temperaturas varían anualmente entre los 10 y 20 °C, mientras que la oscilación diaria es menor a los 7.5°C producto de la alta humedad y la capacidad reguladora del agua. Las estaciones se diferencian por el aumento de la nubosidad y la precipitación, principalmente en invierno.
- **Clima desértico transicional (BW_i)**, presenta una influencia de la nubosidad costera, desarrollándose un clima árido principalmente debido al ASPS. En este caso, la humedad se reduce hacia el este y una disminución notoria de la nubosidad. Las precipitaciones son menores a la costa y con una frecuencia media menor a un día de precipitación anual. Las temperaturas varían entre los 11 y 20°C, promediando 15.7°C en la Estación Copiapó (Juliá *et al.*, 2008).
- **Clima desierto frío de montaña (BW_k'G)**, está regulado principalmente por la altitud, se ubica por sobre los 1200 msnm, hasta aproximadamente los 4000 msnm. En promedio, se observan 16 días cubiertos y 264 días despejados anualmente, estas condiciones propician un sensible contraste de temperatura entre el día y la noche, por la inexistencia de un regulador térmico del calor. La humedad del aire es baja, en la estación Potrerillos promedia 39 % en enero, 23 % en julio y una media anual de 28 %. La temperatura media anual, es de 11,2°C, con una variación de 6°C entre el mes más frío y el más cálido (Juliá *et al.*, 2008). El mes más frío suele ser julio, con promedio de 8°C con mínimas de hasta -10°C. Las temperaturas bajo cero se registran entre enero hasta noviembre.

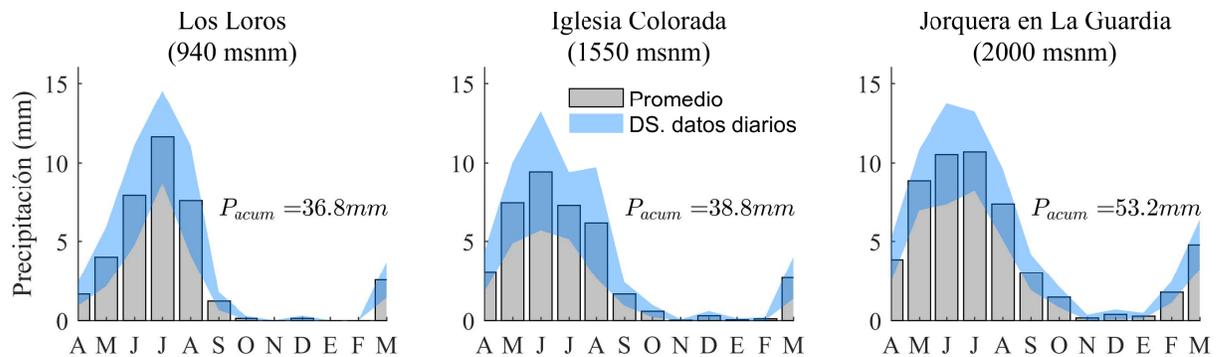
Este clima domina en el área de estudio, observándose una temperatura media del orden de 19°C en la parte más baja y de 1.7°C en la Estación Portezuelo el Gaucho a 4000 msnm, como muestra la Figura 3.6(a), la variabilidad de temperatura mensual es mayor durante el invierno de $\sim 5^{\circ}\text{C}$, mientras que en verano son menores a 1°C . Las precipitaciones se centran en los meses de invierno, con escasas precipitaciones en verano. En Iglesia Colorada (1550m) suman ~ 38 mm anuales, mientras que en Jorquera en La Guardia son 53 mm, principalmente asociado a la elevación, como se

muestra en [Figura 3.6\(b\)](#). En invierno existe una alta variabilidad de las precipitaciones de $\sim 8mm$ mensuales que representa una cantidad considerable del total.

- **Clima de tundra de alta montaña (EB)**, engloba los ambientes con bajas temperaturas, menores a los $10^{\circ}C$ durante todo el año, debido principalmente a la altitud y generalmente oscilando los $0^{\circ}C$ ([Juliá et al., 2008](#)). Se combinan las características del clima polar y el clima desértico, acrecentados por la fuerte radiación del aire, poco denso de alturas ([Köppen, 1948](#)). Inicia por sobre los 4000 msnm en el sector septentrional. Las precipitaciones que varía según la latitud, son mayoritariamente en forma de nieve, incluso en verano. La temperatura media anual es de $-1.7^{\circ}C$, con medias de enero de $3.5^{\circ}C$ y $-6.3^{\circ}C$ durante julio, con oscilaciones diarias sobre los $15^{\circ}C$ ([Antonioletti et al., 1972](#)).



(a) Temperatura media mensual



(b) Precipitación media mensual

Figura 3.6 Precipitación y temperatura media mensual de las estaciones meteorológicas DGA de la cuenca del río Copiapó. Período de registro: Los Loros (1975-2015), Iglesia Colorada (1988-2015), Jorquera en la Guardia (1975-2015) y Portezuelo el Gaucho (2003-2015). *DS.*: desviación estándar.

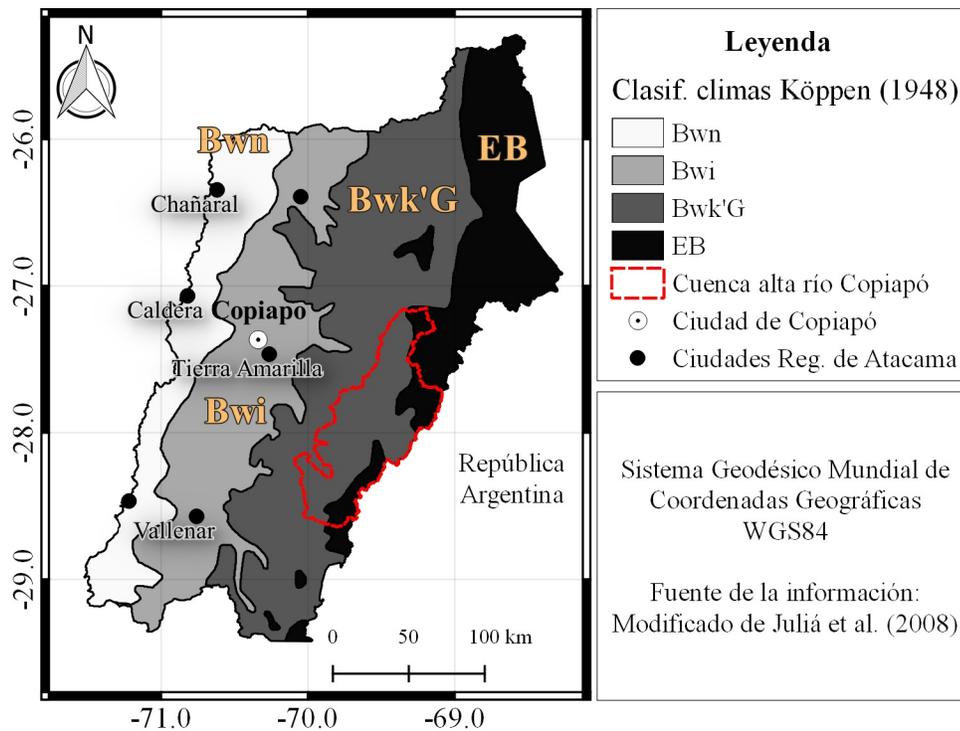


Figura 3.7 Clasificación de climas Köppen (1948) de la región de Atacama: Clima desértico costero con nublados abundante (Bwn), desértico transicional (Bwi), desierto frío de montaña (Bwk'G) y tundra de alta montaña (EB). Modificado de Juliá *et al.* (2008)

3.3. Características del terreno

La cuenca alta del río Copiapó forma parte de la cordillera de los Andes. Presenta elevaciones desde los 1229 m hasta los 5997 msnm, con una media de 3700 m. La región más baja muestra un rápido crecimiento, cubriendo un desnivel de 1500m en tan sólo 10 % del área, luego de los 2700 msnm se observa un crecimiento cuasi constante de $\sim 4.5\%$ del área por cada 100 m de desnivel, finalmente el tramo sobre los 4600 msnm crece rápidamente abarcando el 10 % superior en 1400 m de desnivel (ver Figura 3.8). Las pendientes de la cuenca son en promedio del 19 %, el 90 % del área se encuentra bajo el 34 % de pendiente, aunque en las regiones más bajas y más altas ($2700 \text{ msnm} < z < 4600 \text{ msnm}$) se pueden presentar pendiente de hasta el 70 %.

El comportamiento de la altura y la pendiente se replica en las 3 subcuencas, aunque, en general, la cuenca del río Manflas posee una menor elevación.

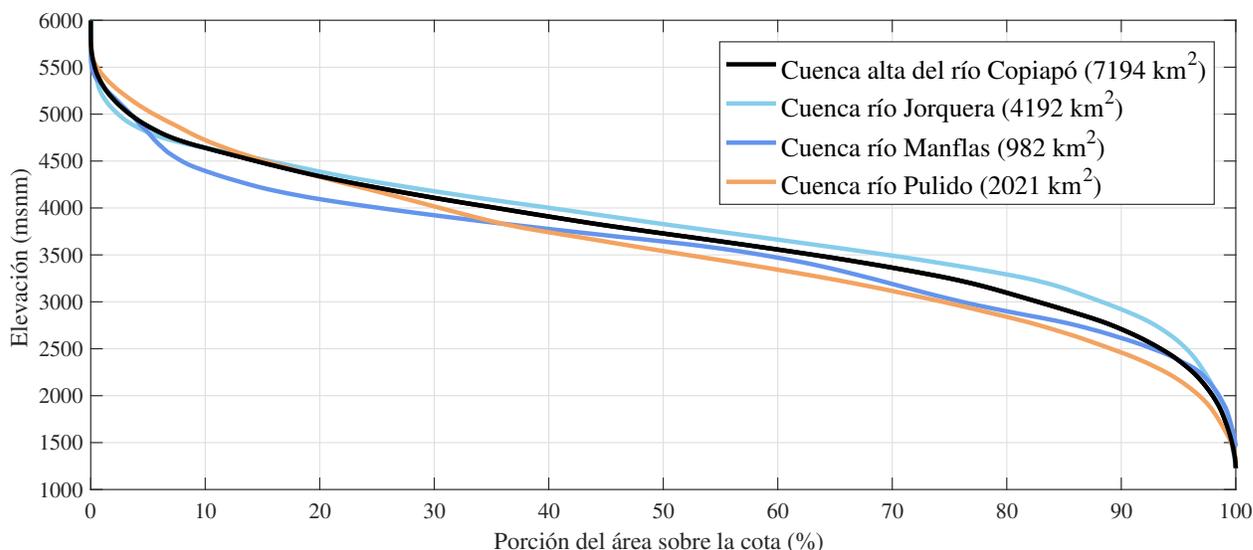


Figura 3.8 Curva hipsométrica de la cuenca alta del río Copiapó, y las tres subcuencas que la componen: Jorquera, Manflas y Pulido. Realizadas a partir del DEM del sensor SRTM de 1 arc-sec.

3.3.1. Usos de suelo y cobertura vegetal

Los principales usos de suelo de la cuenca corresponden a matorrales (60.6%) y suelo sin vegetación (38.8%), de acuerdo al *Catastro y Evaluación de los Recursos Vegetacionales Nativos de Chile* (CONAF, ver Figura 3.10), sin embargo, este no considera la densidad de aquellos arbustos, la cual es mucho menor a una unidad por metro cuadrado. En general, se observa una zona árida (ver Figura 3.9), con una flora típica de alta montaña conjugada con un clima de tundra. La parte baja presenta la mayor abundancia con presencia de matorrales andinos hasta aproximadamente los 3800 msnm, mientras que en la parte alta, el clima de alta montaña y la pendiente, no permiten la proliferación de vegetación con excepción de algunas zonas próximas a las corrientes de agua. Existe una porción reducida de cultivos agrícolas (0.14% del área), localizados a lo ancho de cauce cerca de la cabecera del río Copiapó.

En la cuenca alta se encuentra la formación vegetal del tipo estepa altoandina de Coquimbo (Cade-Idepe, 2004), la cual se conserva en zonas montañosas, de precipitación abundante y temperaturas bajas. Se observan primordialmente especies de arbustos como *Adesmia hystix*, *A. echinus*, *Haplopappus baylahuen*, entre otros. En la parte más alta se encuentran *Lateria Acaulis* (Laretilla, ver Figura 3.9(c)), una planta perenne en estado vulnerable, que se caracteriza por su forma de cojines o céspedes, duros y recinosos.

En la parte más alta de las cuencas Manflas y Pulido, sobre los 5000 msnm, se encuentran varios glaciares de área total de $\sim 23 \text{ km}^2$, es decir, 0.3% del área de la cuenca (de acuerdo al catastro DGA, ver Figura 3.10)



(a) Vista desde 'La Ollita' hacia aguas abajo

(b) Vegetación en laderas

(c) Laretila cercana del cauce

Figura 3.9 Imágenes de vegetación en diferentes puntos de la cuenca. *Fotografías de Miguel Lagos, diciembre 2015.*

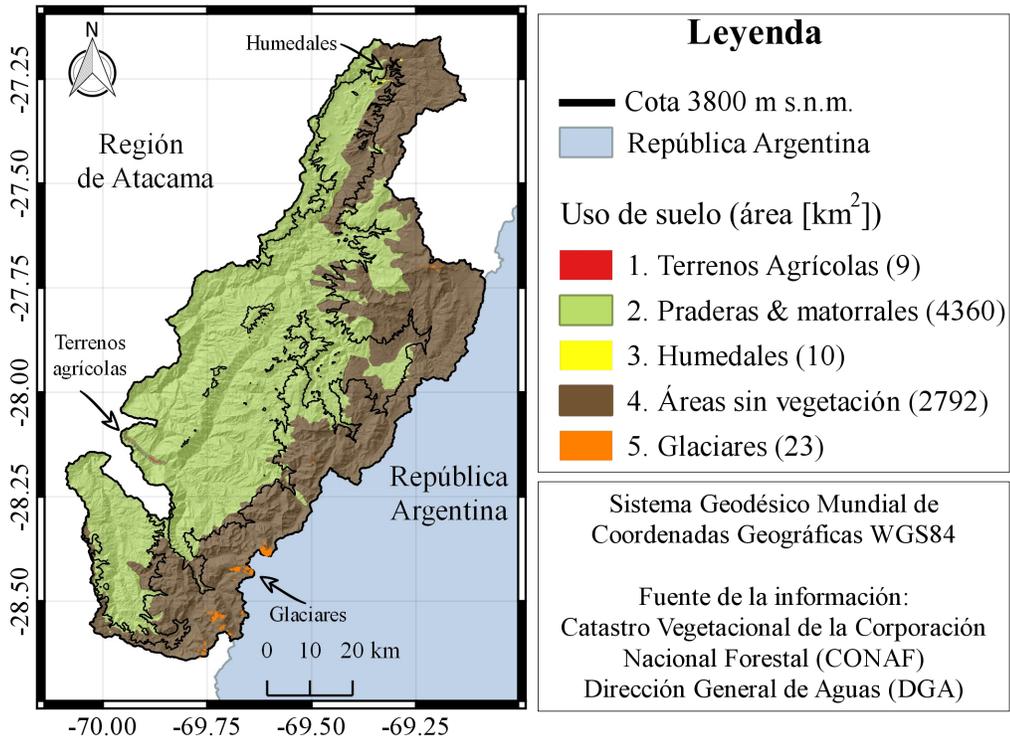


Figura 3.10 Principales usos de suelo de la cuenca alta del río Copiapó. Indicando la superficie máxima que éstos representan en la época de mayor vegetación. La cota 3800 msnm representa aproximadamente el límite superior con presencia vegetal.

3.4. Geología e hidrogeología

En la zona de estudio, se desarrollan ríos y esteros en etapa juvenil, que atraviesan las rocas más antiguas, que corresponde a intrusivos del Paleozoico y secuencias de sedimentos del Mesozoico. Los sedimentos con características de acuífero, se ubican sólo en los cauces de los ríos y esteros (ver [Figura 3.11](#)). Los acuíferos de la actualidad corresponden a depósitos sedimentarios del Reciente, generados en los cauces aluviofluviales. Los acuíferos de segundo orden se desarrollan por areniscas del Mesozoico ([Sitac, 2008](#)).

La delimitación de las aguas subterráneas se basa en los depósitos no consolidados (sedimentos) y el basamento rocoso indiferenciado ([Hidromas, 2013](#)). Esto permite diferenciar los cuerpos de agua subterráneos en la cuenca, como se muestra en la [Figura 3.11\(a\)](#), que producto de su origen aluviofluvial ocupan una mayor superficie aguas abajo del río. En la parte alta, los acuíferos sólo se radican en los cauces principales de los ríos, bajo los 2000 msnm, como se observa en la [Figura 3.11\(b\)](#).

En la zona alta, las conductividades hidráulicas fluctúan entre 10^{-5} y 10^{-7} ms^{-1} ([Hidromas, 2013](#); [Sitac, 2008](#); [Schlumberger, 2008](#)), determinadas a partir de pruebas de infiltración *in-situ*. En general, se observan conductividades del orden de $5 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$, con algunos lentes de menor velocidad relacionados a Monzogranito, Brecha o el macizo rocoso con conductividades de orden de $3 \times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$ ([Schlumberger, 2008](#)).

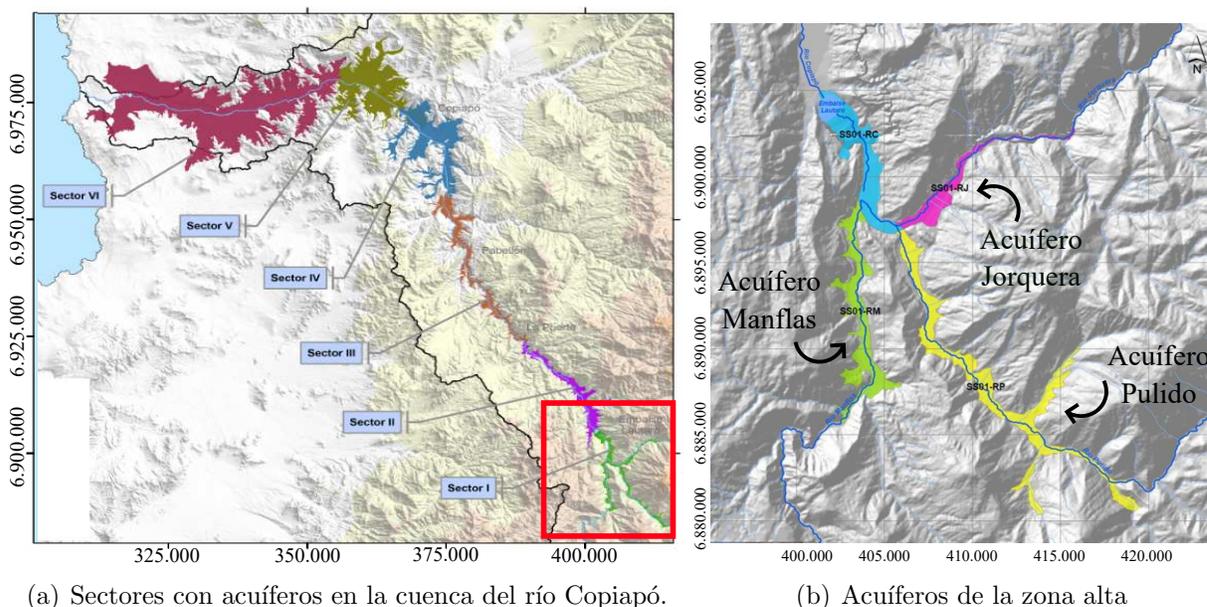


Figura 3.11 Sectores con reservorios de agua subterránea en la cuenca del río Copiapó. En el recuadro rojo (a) se destaca la cabecera del río Copiapó (b) correspondiente a los acuíferos de la zona de estudio. Sistema de coordenadas UTM huso 19S. Adaptado de [CONAMA-DGA \(2009\)](#) (a) e [Hidromas \(2013\)](#) (b), respectivamente.

Capítulo 4

Metodología

4.1. Disponibilidad de datos meteorológicos

Se lleva a cabo la búsqueda de las series de tiempo de las forzantes meteorológicas, a la mayor resolución temporal posible, de las estaciones instaladas en la cuenca del río Copiapó. Con una recolección enfocada en la temperatura y precipitación, que corresponden a las forzantes de mayor sensibilidad hidrológica y que suelen tener un registro histórico más amplio.

El rango de modelación utilizado corresponde a los años hidrológicos 2001 (01 de abril del 2001) hasta 2015 (31 de marzo del 2016), para representar los eventos más actuales donde existe un registro. Esto debido a que el modelo de nieves es validado con la cobertura nival diaria (*FSCA*, por sus siglas en inglés) del producto MODIS 10A1 que presenta un registro continuo a partir del año 2000 hasta la actualidad. Por otra parte, la validación del modelo de escorrentía, se realiza con los caudales medios diarios de las estaciones fluviométricas DGA a la salida de cada subcuenca, las cuales sólo presentan un registro público hasta el primer semestre del 2016, debido al tiempo de procesamiento interno de la institución. La disponibilidad de datos de la estaciones meteorológicas y fluviométricas se muestra en la [Figura 4.1](#).

La disponibilidad no sólo se enfoca en poseer un registro histórico completo, sino en una representación espacial adecuada de la condiciones meteorológicas de la zona de estudio. Es por esto, que la estación Portezuelo el Gaucho (PEG) y la estación La Ollita, presentan un valioso registro de una zona alta (>4000 msnm) pese al escaso tiempo de medición.

A continuación, se describen con detalle los pasos realizados para construir el modelo de nieves puntual en CRHM de ‘La Ollita’ a partir de los registros meteorológicos horarios (de los instrumentos de la [Tabla 3.2](#)) desde diciembre del 2015 hasta junio 2016. Por otro lado, se describe la creación del modelo semidistribuido en CRHM (versión 11/01/2017) de la cuenca alta del río Copiapó, apoyado de los parámetros y constantes del modelo puntual.

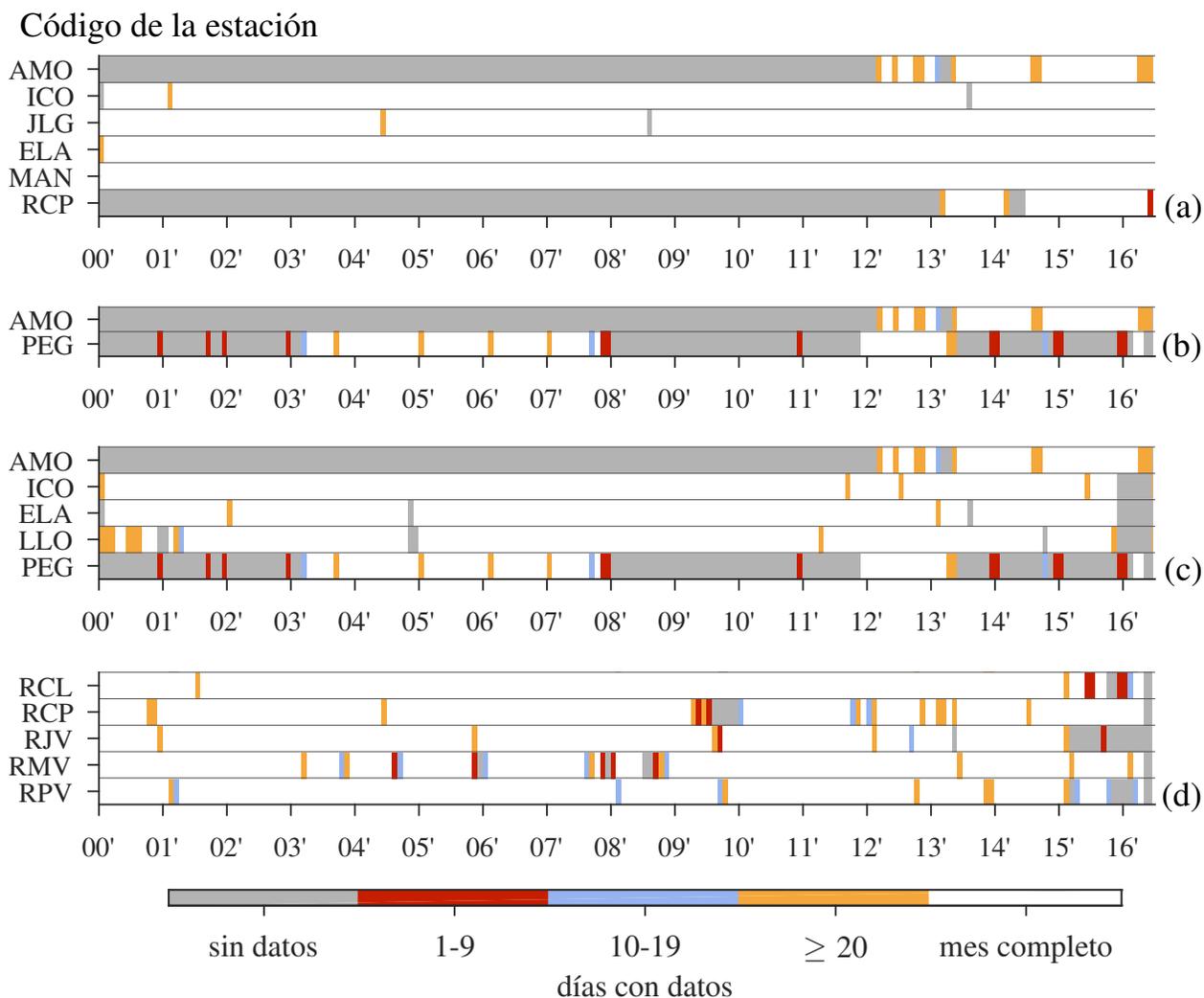


Figura 4.1 Esquema de la disponibilidad de datos diarios provenientes de las estaciones DGA y Agromet para los años hidrológicos 2000-2016. Las variables corresponden a la precipitación (a), temperatura media del aire (b), temperaturas extremas del aire (c) y caudal (d).

4.2. Unidades de respuesta hidrológica

La estructura espacial de menor resolución utilizada en la modelación corresponde a la unidad de respuesta hidrológica, que se caracterizan por agrupar una región con propiedades físicas similares y donde los procesos hidrológicos que ocurren al interior de cada unidad se suponen uniformes. A partir del DEM SRTM de resolución $\sim 30m$, se aplica la siguiente secuencia de criterios para delimitar las URH:

1. Se definen las tres subcuencas: Jorquera, Manflas y Pulido, de las estaciones fluviométricas DGA (Tabla 3.1). Al final de este proceso: 3 URHs
2. Se escogen los 13 cauces de mayor extensión y se delimitan las cuencas en la desembocadura de cada uno. Obteniendo 7 regiones en Jorquera, 5 en Pulido y 1 en Manflas. Al final de este proceso: 13 URHs

3. A partir de las curvas hipsométricas, se definen 3 niveles de elevación de igual área, para cada una de las 13 subcuencas de paso anterior. *Al final de este proceso: 39 URHs*
4. Se separa por ladera, dividiendo cada sector por el cauce principal. *Al final de este proceso: 78 URHs*
5. Para considerar el uso de suelo e hidrogeología del lugar, se delimita una región de 400 metros de ancho (200 m/lado), alrededor del cauce principal, en la región más baja de cada subcuenca. *Al final de este proceso: 81 URHs*

La distribución de las 81 unidades de respuesta hidrológica se muestra en la [Figura 4.2](#). Las que presentan diversos tamaños y formas, con superficies desde los 9 km^2 (URH #21) hasta los 235 km^2 (URH #2). La estación meteorológica La Ollita queda localizada en la URH 68.

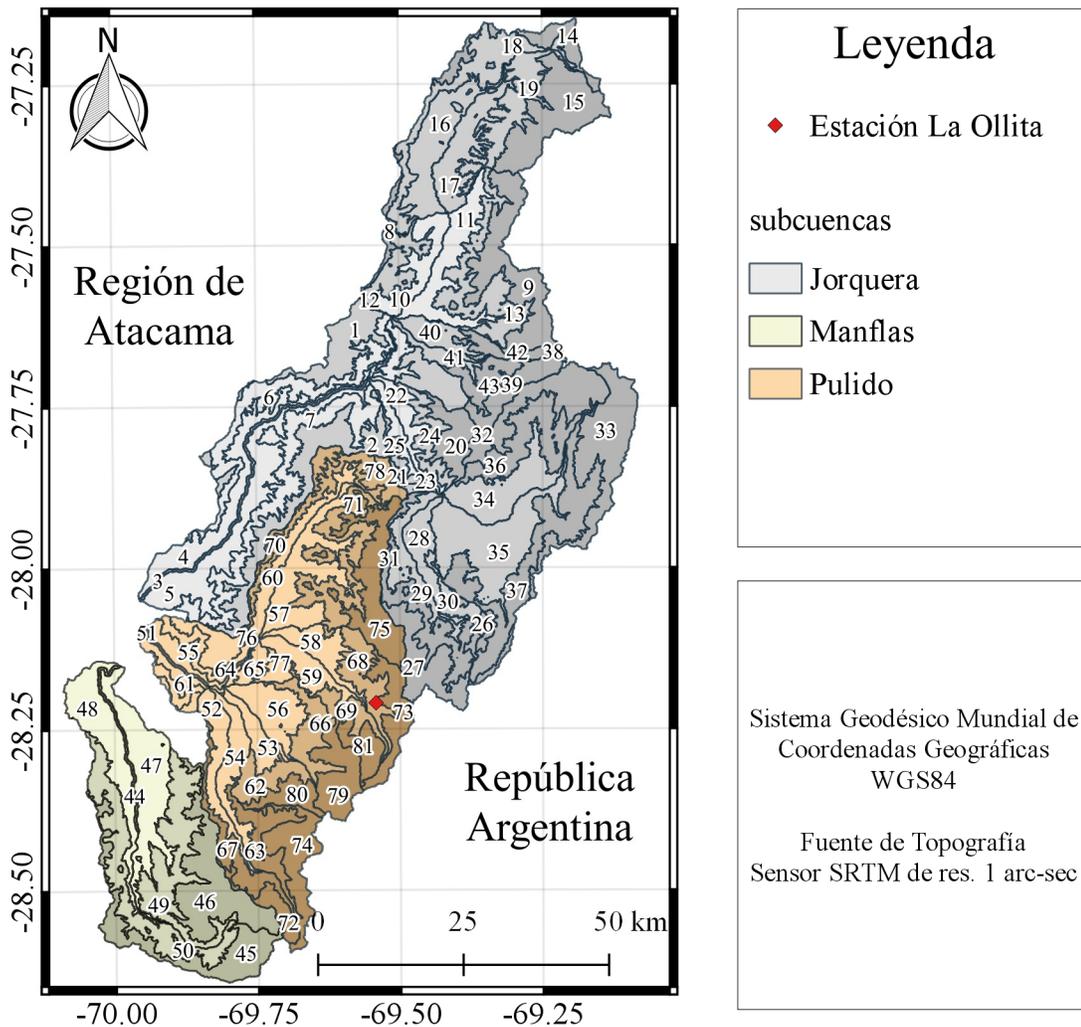


Figura 4.2 Mapa con las unidades de respuesta hidrológica de la cuenca. Enumeradas y con un matiz para la elevación alta, media y baja en cada subcuenca.

La estructura propuesta incluye indirectamente el uso de suelo ([Figura 3.10](#)). Considerando que la segunda banda de elevación se encuentra aproximadamente a los 3800 msnm, elevación máxima donde ocurren los fenómenos de crecimiento vegetal natural. Esta cota marca

la separación entre la vegetación esporádica y el suelo desnudo, que en conjunto representan el 99.4% de la cuenca. Tanto los glaciares como los humedales no son incluidos en la modelación, debido a la escasa superficie que representan, 0.3% y 0.1% del total de la cuenca, respectivamente. Por otro lado, los terrenos agrícolas sólo se encontrarían en la parte más baja de cada subcuenca, a lo largo de los cauces principales, por lo que se le asocian las características de cultivo de las 3 URH de salida (item 5 de la secuencia).

La secuencia de drenaje de una gota de agua, se define por: (1) no existe conexión entre las subcuencas, (2) las URHs de mayor elevación drenan en las más bajas, (3) la URH de una ladera continúa por la misma ladera hasta alcanzar una zona baja, (4) al final todas las URHs desembocan en la URH de menor elevación.

4.3. Distribución de las variables meteorológicas

Las variables requeridas como datos de entrada tanto del modelo semidistribuido como el puntual en CRHM son las siguientes

- Temperatura del aire
- Humedad relativa
- Precipitación
- Velocidad del viento
- Radiación de onda corta incidente

Debido a la escasez de estaciones dentro de la zona de estudio y la disponibilidad temporal incompleta de las estaciones meteorológica, se utiliza el reanálisis Era-Interim en niveles de presión para caracterizar las forzantes a partir de puntos representativos alrededor de la cuenca, con excepción de la precipitación donde se utilizan las estaciones DGA junto con el gradiente de isoyetas de precipitación anual (DGA, 1987). A continuación, se detallan los pasos empleados para modelar las forzantes en el espacio y el tiempo.

4.3.1. Temperatura del aire

Distribución espacial

Se utiliza la temperatura del aire del reanálisis Era-Interim de resolución 0.125° para los niveles de presión 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 650 hPa y 600 hPa (ver Figura 4.3). Asignando a los puntos de interés el nivel de presión con altura geopotencial más próxima a la elevación del terreno. El método se valida con las estaciones meteorológicas de la cuenca, aplicando la corrección por altura de Era-Interim y la metodología propuesta por Gao (2013), explicada en el Anexo G. Se aplica el gradiente global $\Gamma(t)$ de la diferencia de temperatura entre los niveles 600 hPa y 925 hPa.

La temperatura se asigna a las URHs de acuerdo a la elevación media (ver Tabla 4.1). Las

bandas se construyen para que todo el rango de elevaciones medias de las unidades sea incluido, considerando un desnivel de igual magnitud por subcuenca. Finalmente, se determina la temperatura Era-Interim estableciendo un punto representativo que posee aproximadamente la elevación promedio de cada banda.

Tabla 4.1 Bandas de elevación utilizadas para designar la temperatura a las URHs en cada subcuenca.

Banda	Jorquera (m.s.n.m)	Banda	Manflas (m.s.n.m)	Banda	Pulido (m.s.n.m)
1	1980-2610	6	2100-2540	11	1400-2160
2	2610-3240	7	2540-2980	12	2160-2920
3	3240-3870	8	2980-3420	13	2920-3680
4	3870-4500	9	3420-3860	14	3680-4440
5	4500-5130	10	3860-4300	15	4440-5200

Distribución temporal

Para realizar el escalamiento temporal a nivel horario con datos cada 6 hr (00, 06, 12, 18, 24 hrs UTC¹), se asocia la media móvil a las 5 horas intermedias.

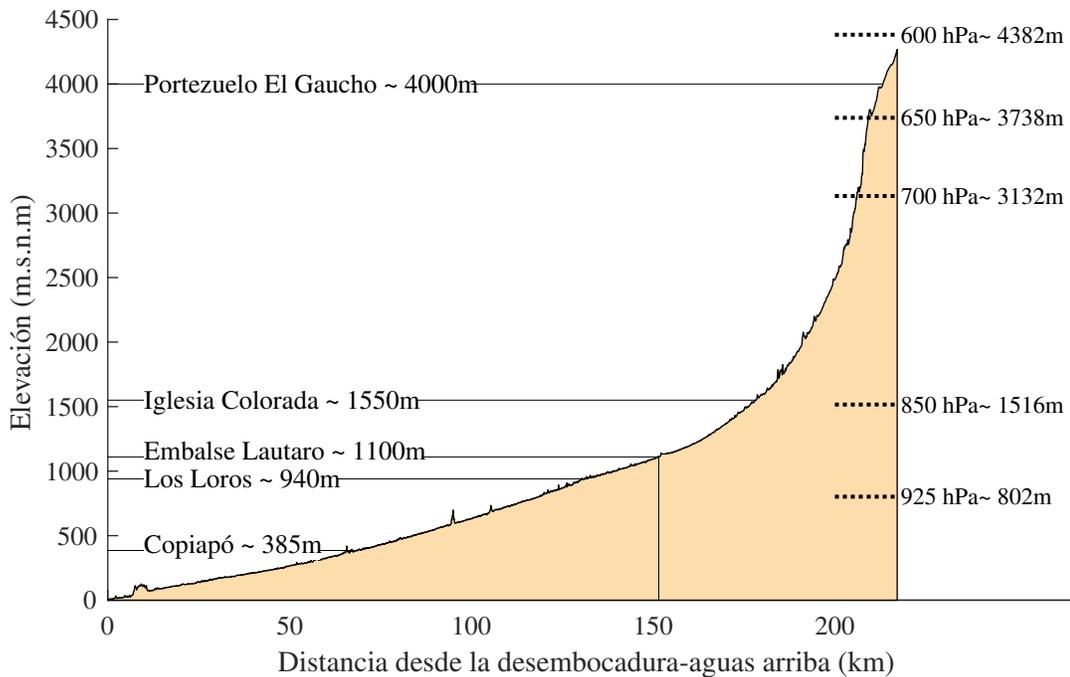


Figura 4.3 Esquema del perfil a lo largo del río Copiapó, que ilustra la elevación de las estaciones meteorológicas (líneas continuas) y las alturas geopotenciales medias de los niveles de presión 925, 850, 700, 650 y 600 hPa de Era-Interim, para el periodo 2001-2016 (líneas con guión).

¹ Por sus siglas en inglés: Tiempo Universal Coordinado

4.3.2. Humedad relativa

Distribución espacial

Se utiliza un método similar al utilizado para la temperatura, aunque sin corrección por elevación. Se utiliza la humedad relativa de Era-Interim de 0.125° para los niveles de presión 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 650 hPa y 600 hPa. Asignando a los puntos de interés el nivel de presión con altura geopotencial más próxima al punto de interés. Se utilizan los mismos puntos y las bandas de elevación de la temperatura (Tabla 4.1).

La discretización temporal de la humedad relativa se realiza de forma análoga a la temperatura del aire.

4.3.3. Precipitación

Distribución espacial

Para la precipitación se utilizan las 3 estaciones meteorológicas DGA, asociándolas a la subcuenca a la que pertenece:

1. Jorquera en La Guardia (asociada a la subcuenca Jorquera)
2. Manflas (asociada a la subcuenca Manflas)
3. Iglesia Colorada (asociada a la subcuenca Pulido)

La distribución de la precipitación en el espacio se realiza utilizando el mapa de isoyetas de precipitación anual (DGA, 1987), considerando el mismo gradiente. Del mapa, se normalizan las isoyetas por la precipitación anual en la estación representativa, es decir, se genera un factor proporcional a la precipitación de la estación por cada isoyeta (ver Figura 4.4).

Para distribuir la precipitación a las URHs, se asigna el factor de la isoyeta más cercana al centro de gravedad (CG) de cada URH. De este modo, la precipitación queda expresada por la Ecuación 4.1

$$P(x, y, t) = \text{factor}(x \approx x_{isoyeta}, y \approx y_{isoyeta}) P(t)_{estacion\ DGA\ subcuenca} \quad (4.1)$$

donde $P(x, y, t)$ es la precipitación en cualquier posición y tiempo dentro de la cuenca (mm), $P(t)_{estacion\ DGA\ subcuenca}$ es la precipitación en la estación de referencia de la subcuenca (mm), $\text{factor}(x_{isoyeta}, y_{isoyeta})$ fracción entre la isoyeta y la pp. de referencia (mm/mm), x y y es la coord. este y norte del centro de gravedad de la URH, respectivamente (m), $x_{isoyeta}$ e $y_{isoyeta}$ es la coord. este y norte de la isoyeta más cercana, respectivamente (m), t es el tiempo (h).

Este método supone que las tormentas ocurren simultáneamente en la estación representativa (parte baja) y en la parte alta (amplificadas por el factor).

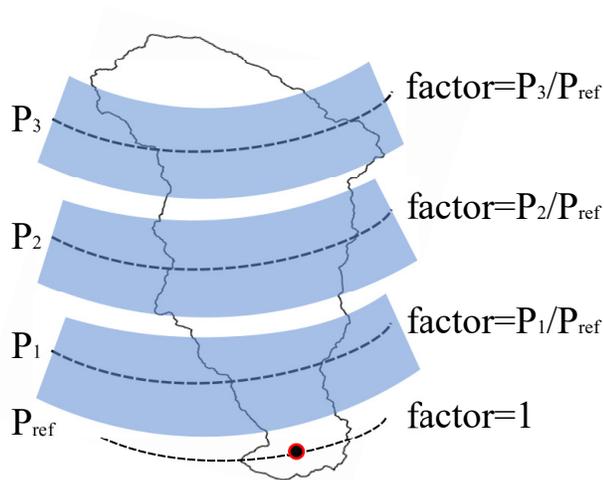
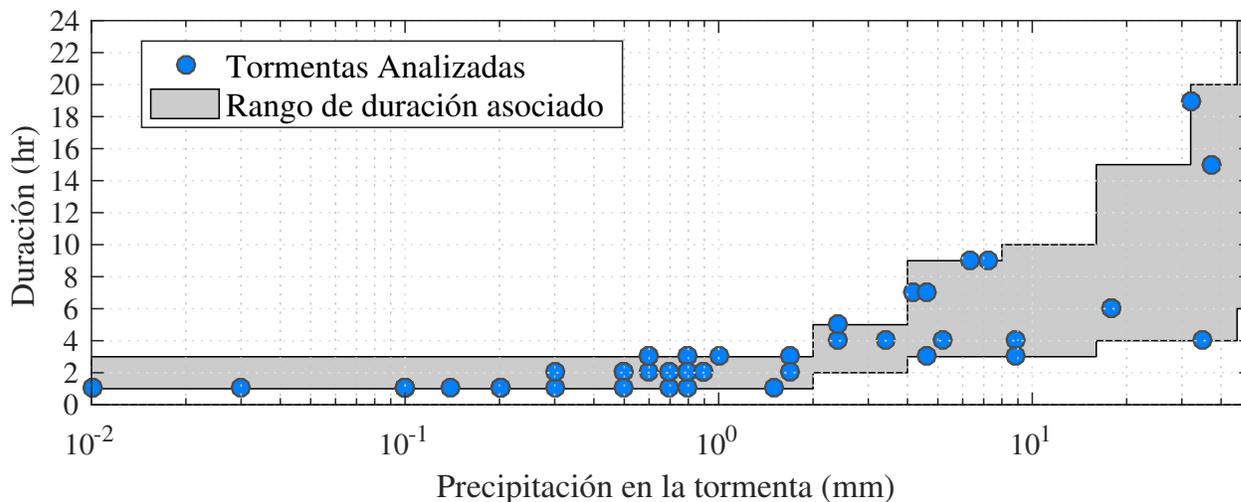


Figura 4.4 Esquema de la distribución espacial de la precipitación a partir del factor proporcional a las isoyetas DGA, dado un punto de referencia. Las bandas de colores representan los márgenes de validez del factor.

Distribución temporal

Se utiliza un método estadístico basado en la magnitud y duración de 57 tormentas en la estación río Copiapó en Pastillo (RCP) entre los años 2013 y 2016 (todo el registro de datos horarios). Una vez identificadas las tormentas, se reconocen los intervalos mínimos y máximos de duración en función de la magnitud del evento, como se muestra en la [Figura 4.5](#). En 55/57 de las tormentas, no se supera el día de duración, por lo que asociar una precipitación diaria a una tormenta es un supuesto aceptable.



Conocido el monto de precipitación diario de las estaciones DGA, tanto la duración como el inicio de la tormenta se consideran aleatorios, dentro del intervalo correspondiente al monto precipitado (ver [Tabla 4.2](#)).

Tabla 4.2 Intervalos de duración de las tormentas en función de la magnitud de la precipitación. En base a la información de 57 tormentas de la estación río Copiapó en Pastillo 2013-2016.

Intervalo de precipitación (mm)	Intervalo de duración (h)
(0, 2]	[1, 3]
(2, 4]	[2, 5]
(4, 8]	[3, 9]
(8, 16]	[3, 10]
(16, 32]	[4, 15]
(32, 45]	[4, 20]
>45	[6, 24]

4.3.4. Velocidad del viento

Distribución temporal

Se utiliza la velocidad del viento de Era-Interim de resolución 0.125° para los niveles de presión 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 650 hPa y 600 hPa. Asignando a los puntos de interés el nivel de presión con altura geopotencial más próxima a la elevación del terreno. Se utilizan los puntos representativos de la [Tabla 4.3](#), que varían en latitud, longitud y elevación. Dado que, a las escala de trabajo, la variación del velocidad del viento esta dominada por fenómenos atmosféricos más que la topografía local.

Distribución temporal

Se utiliza una discretización temporal de forma análoga a la temperatura del aire, utilizando la media móvil de los datos.

Debido a que la velocidad del viento puede presentar una gran variación horaria, resulta complejo discretizar con precisión en base a valores cada 6 horas. Por lo que para disminuir la incertidumbre horaria, se recomienda utilizar un modelo físico más complejo del movimiento del viento, como un modelo de circulación regional.

Tabla 4.3 Puntos representativos Era-Interim de la velocidad del viento.

Punto #	Elevación (m s.n.m.)	Latitud (°)	Longitud (°)
1	1550	-28.1572	-69.8808
2	2777	-27.9520	-69.6650
3	3104	-27.5526	-69.4506
4	3558	-28.5110	-69.9320
5	4218	-28.2095	-69.5425
6	4624	-27.8180	-69.1580

4.3.5. Radiación

Distribución temporal

La radiación de onda corta (ROC) es adquirido del reanálisis Era-Interim de resolución 0.25° a nivel de superficie considerando nubosidad. Únicamente se obtiene la variable en la posición de la estación La Ollita (promedio espacial en la URH 68). El reanálisis posee un resolución temporal de 3 hr y se distribuye horariamente utilizando la media móvil para las 2 horas entremedias, dado que la radiación es una variable continua en el tiempo.

Distribución espacial

Para distribuir la radiación de onda corta en el espacio, se utiliza el módulo solar de GRASS-GIS² (r.sun), que permite calcular un ráster de la radiación solar incidente acumulada a nivel diario, considerando la latitud, pendiente y orientación del terreno (ver ejemplo en la Figura 4.6). Para cada URH se calcula el valor horario proporcional al estimado con Era-Interim, como se describe en la Ecuación 4.2.

$$OC \downarrow_{URH} (t) = \left(\frac{OC \downarrow_{URH} (d)}{OC \downarrow_{URH68} (d)} \right)_{r.sun} \cdot OC \downarrow_{Ollita} (t) \quad (4.2)$$

todas las radiaciones en (Wm^{-2}), donde

$OC \downarrow_{URH} (t)$ es la ROC incidente, para cualquier URH en el tiempo t ,

$OC \downarrow_{URH} (d)$ es la ROC diaria, promediada en una URH para el día juliano $d(t)$,

$OC \downarrow_{URH68} (d)$ es la ROC diaria, promediada en la URH 68 (La Ollita), para el día $d(t)$,

$OC \downarrow_{Ollita} (t)$ es la ROC incidente en la estación La Ollita determinada con Era-Interim

El subíndice $r.sun$ hace referencia al cálculo con el módulo solar r.sun de GRASS-GIS.

La radiación de onda larga indicente se determina indirectamente con el módulo $longVt$ de CRHM, a partir de la temperatura del aire, la humedad relativa, la presión de vapor y la radiación de onda corta incidente.

²Software gratuito y libre, GRASS-GIS, página oficial: <https://grass.osgeo.org/>

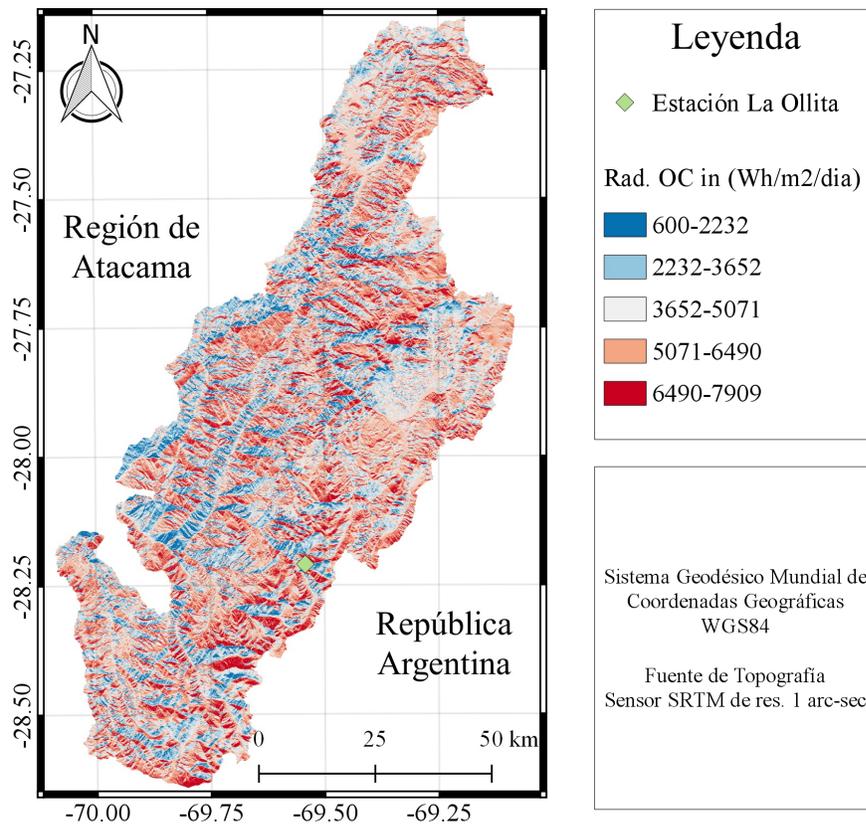


Figura 4.6 Mapa de radiación de onda corta incidente diaria, considerando la latitud, pendiente y la orientación del terreno, calculado con el complemento solar de GRASS GIS, para el día 120 juliano del año.

4.4. Construcción del modelo en CRHM

El modelo semi-distribuido en CRHM, utiliza módulos específicos que resuelven sistemas de ecuaciones acopladas, que distribuyen las variables meteorológica a cada URH, estiman el balance de nieves y determinan el flujo a través del suelo y superficialmente. A continuación, se detallan los módulos utilizados y la secuencia en que se ejecutan.

1. *Basin*: módulo de las características topográficas de las URHs.
2. *Global*: calcula la radiación global teórica, directa y difusa.
3. *Obs*: lee los datos de las forzantes (temperatura, velocidad del viento, humedad relativa, precipitación y radiación) y los distribuye a las URHs.
4. *Calcsun*: determina las horas de solar de la radiación de onda corta, que se utilizan para el balance de energía y derretimiento.
5. *Slope Qsi*: estima la radiación de onda corta en pendiente usando las observadas.
6. *Intcp*: Determina la interceptación de la nieve por vegetación tras los cálculos posteriores.
7. *LongVt*: Estima la radiación de onda larga incidente ocupando la radiación de onda y temperatura de observaciones.

8. *Netall*: Determina la radiación neta de todas la ondas.
9. *Evap*: Calcula la evapotranspiración Penman Monteith.
10. *PbsmSnobal*: Estima el transporte de nieves y la sublimación nival a partir del modelo PBSM (Subsección 2.1.3).
11. *Albedo Richard*: Estima el albedo en invierno y la temporada de derretimiento, y permite indicar el inicio del derretimiento en el módulo de energía.
12. *SnobalCRHM*: módulo del balance de energía ocupando el modelo SNOBAL (Sección 2.1.2). Estima el derretimiento y el flujo desde la nieve, a partir de la componentes de energía y radiación.
13. *Ayers*: es el módulo de infiltración del flujo de derretimiento para suelo no congelados, basado en la textura y cobertura.
14. *K-estimate*: determina los flujos horizontales a través del suelo, en base a las conductividades hidráulicas.
15. *Soil*: se requiere para especificar el espesor del suelo y los acuíferos.
16. *Netroute M*: es el ruteo o drenaje basado en el método de Muskingum, considerando al suelo como un modelo retención-descarga.

4.4.1. Balance hídrico

A partir de la modelación del caudal y las pérdidas de masa de la nieve, del suelo y el acuífero, se lleva a cabo el balance de masa anual por subcuenca, utilizando las variables del volumen de control de la Figura 4.7, las cuales se relacionan mediante la Ecuación 4.3, que corresponde a la variación de masa en una unidad hidrológica.

$$\Delta m = (pp_{nieve} + pp_{lluvia}) - (S + E + T + \Delta SWE) - (ET + \Delta HS + \Delta AS) - (Q_s + Q_{sub}) \quad (4.3)$$

donde Δm es la variación de masa en la cuenca (mm),

pp_{nieve} es la precipitación en forma de nieve (mm SWE),

pp_{lluvia} es la precipitación líquida (mm),

S es la sublimación nival neta (mm SWE),

E es la evaporación neta del manto nival (mm SWE),

T es la nieve transportada neta (mm SWE),

ΔSWE es la diferencia de SWE entre el final e inicio de temporada (mm SWE),

ET es la evapotranspiración (mm),

ΔHS es la diferencia de humedad del suelo entre el final e inicio de temporada (mm),

ΔAS es el almacén de agua en el acuífero entre el final e inicio de temporada (mm),

Q_s es la escorrentía superficial normalizada por el área de la cuenca (mm),

Q_{sub} es el caudal subterráneo de salida normalizado por el área de la cuenca (mm).

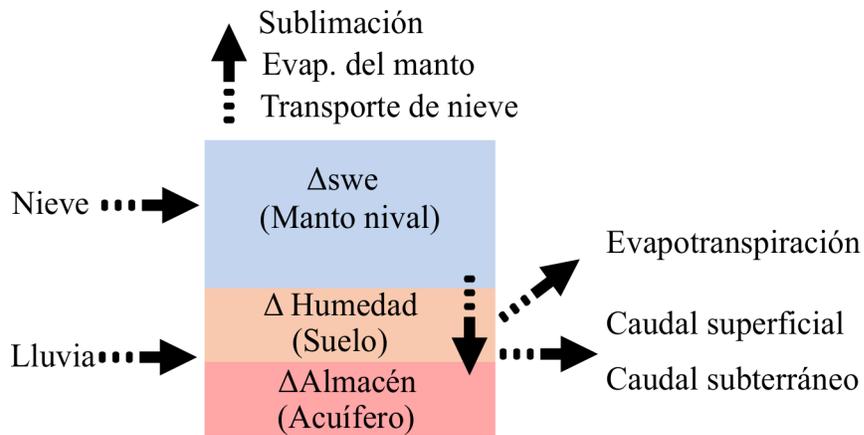


Figura 4.7 Esquema del balance de masa total de agua en una unidad hidrológica.

4.5. Modelo de nieves puntual La Ollita

Para La Ollita se realiza una modelación puntual del balance de nieves (masa y energía) en CRHM. Se aplican desde el módulo 1 hasta el 12 de la [Sección 4.4](#), enfocándose en los nivales: PBSM, Albedo y SNOBAL, que son utilizados como referencia para la modelación semi-distribuida. El periodo de modelación es del 10 de marzo al 10 de junio del 2016, dado que durante el verano 2015/2016 no hubo precipitaciones importantes ni nieve almacenada.

Las variables de entrada corresponden a las mediciones de los instrumentos en terreno, promediadas horariamente. En caso de falla o un registro incompleto de los sensores (ver [Figura 4.8](#)), se utilizan los datos distribuidos de Era-Interim de 600 hPa de temperatura (banda 14), viento (punto #5) y radiación de onda corta incidente (URH 68). La serie de tiempo del equivalente en agua de nieve (SWE) del snowscale, se utiliza para validar el modelo puntual en CRHM.

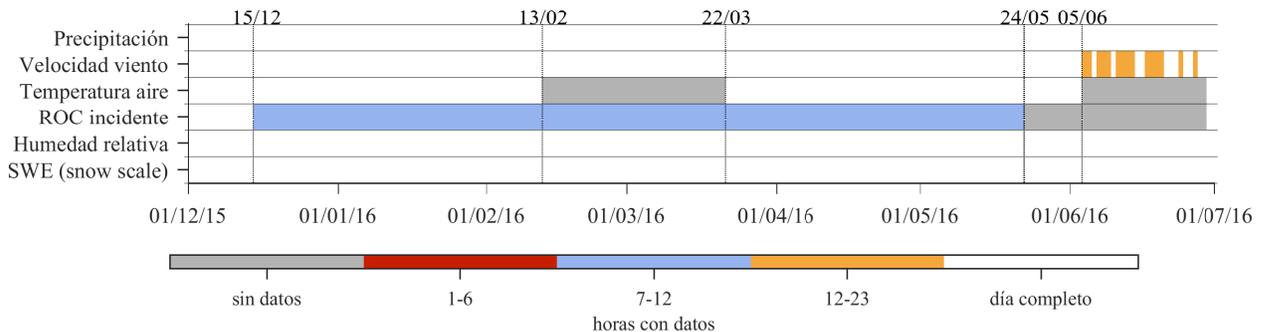


Figura 4.8 Registro de variables meteorológicas horarias en la estación La Ollita.

4.6. Análisis de sensibilidad de las forzantes

Tras determinar el balance de masa de nieves tanto puntual como distribuido, se lleva a cabo un análisis de sensibilidad de los principales forzantes meteorológicos: precipitación (P), temperatura del aire (T) y velocidad del viento (u). Se analiza el cambio generado en el equivalente en agua de nieve (SWE) y sobre los procesos de pérdidas nivales (como razón de la nieve caída). Estas variables corresponde a aquellas que pueden verse alteradas producto del cambio climático (T & P) o que presentan una mayor incertidumbre (u).

Los escenarios generados (ver [Tabla 4.4](#)) engloban las magnitudes esperadas a mediano plazo en la zona de estudio ([Sección 2.4](#)). Además, se simula el efecto combinado del cambio en la precipitación y el aumento de la temperatura. Para los escenarios de magnitud del viento se analiza tanto la disminución como el aumento porcentual.

Los cambios en las forzantes de la [Tabla 4.4](#), se aplican a cada URH en igual proporción, es decir, se suma o multiplica toda la serie de datos desde los años 2001 al 2015 (caso base) y luego se simula.

Tabla 4.4 Escenarios para el análisis de sensibilidad respecto al caso base de modelación. Donde ↑ corresponde al aumento y ↓ a la disminución.

Escenario	Cambio	Escenario	Cambio
1	↑ de temperatura en 1°C	11	Combinación escenario 2 y 6
2	↑ de temperatura en 2°C	12	Combinación escenario 4 y 8
3	↑ de temperatura en 3°C	13	↓ de la magnitud del viento al 20 %
4	↑ de temperatura en 4°C	14	↓ de la magnitud del viento al 40 %
5	↑ de temperatura en 5°C	15	↓ de la magnitud del viento al 60 %
6	↓ de precipitación al 90 %	16	↓ de la magnitud del viento al 80 %
7	↓ de precipitación al 80 %	17	↑ de la magnitud del viento al 120 %
8	↓ de precipitación al 70 %	18	↑ de la magnitud del viento al 140 %
9	↓ de precipitación al 60 %	19	↑ de la magnitud del viento al 160 %
10	↓ de precipitación al 50 %	20	↑ de la magnitud del viento al 180 %

Capítulo 5

Análisis de resultados

El presente capítulo muestra los resultados del modelo de nieves puntual en La Ollita, el modelo semi-distribuido de nieve y de masa para las subcuencas Jorquera, Manflas y Pulido. Las series de tiempo de los procesos se exponen para los periodos de modelación antes mencionados, generalmente a nivel diario por año hidrológico entre 2001 y 2015, con un resumen de los balances de masa y energía a nivel semestral. A los meses lluviosos, desde abril a septiembre, se les denomina *temporada húmeda*, mientras que los meses de octubre a marzo corresponden a la *temporada seca*.

5.1. Modelo La Ollita

Para la modelación puntual se muestran los resultados a partir de los datos de entrada con mediciones in-situ y los forzantes modelados en la urh 68, comparados con las mediciones directa de snowscale de La Ollita.

5.1.1. Datos de entrada

La temperatura del aire medida con el sensor HC2S3, presenta una variación intradiaria entorno a los 10 °C en el periodo estival (diciembre-marzo) y un promedio diario de 5°C en dicho periodo, mientras que el reanálisis Era-Interim muestra un variación entorno a 3°C intradiariamente, y un promedio similar al medido (ver [Figura 5.1](#)). Hacia el invierno se reduce la variación intradiaria observada, estimando un temperatura media diaria entorno a 0°C, coincidiendo con el reanálisis. En general, los datos Era-Interim comparados con los medidos, son capaces de replicar la tendencia de la serie media observada, coincidente en los eventos extremos de mayor y menor temperatura observada, presentándose las mayores diferencias hacia el período estival, donde existe una subestimación de Era-Interim a nivel diario de aproximadamente 1°C respecto a la media.

La humedad relativa del aire presenta una serie completa para el periodo de modelación tanto modelada como medida (ver [Figura 5.2](#)). Los datos medidos muestran una variación interdiaria entorno al 20%, mientras que Era-Interim es menor y cercana a los 15%. En general, las series se asemejan en la media horaria, aunque sistemáticamente subestimada por Era-interim. La ocurrencia y periodicidad de los eventos se replica con Era-Interim, con excepciones de algunos eventos extremos modelados (25 dic, 21 mar, 24 abr) que presentan una amplitud térmica inferior a la medida y suelen presentarse anticipadamente a lo medido.

La magnitud del viento medida interdiaria muestra una variación entorno a los 10 ms^{-1} , con una media de aproximadamente 4 ms^{-1} , la serie Era-Interim releva una leve variación interdiaria de 2 ms^{-1} (ver [Figura 5.3](#)). El reanálisis representa apropiadamente la ocurrencia de los eventos, aunque se observa un sesgo de subestimación, en el periodo desde diciembre a abril, y sobreestimación desde mayo a junio.

La precipitación del pluviómetro comparada con el modelo por isoyeta, es similar en el orden de magnitud acumulada aunque se observa una subestimación de lo modelado (ver [Figura 5.4](#)). La ocurrencia de las tormentas, sólo coincide cuando la precipitación es $>1 \text{ mm}$. Sin embargo, las mediciones muestran frecuentes eventos diarios de menor magnitud ($<0.1 \text{ mm}$, [Figura 5.2](#)), por lo que la curva acumulada es más suave y posee una inclinación menor.

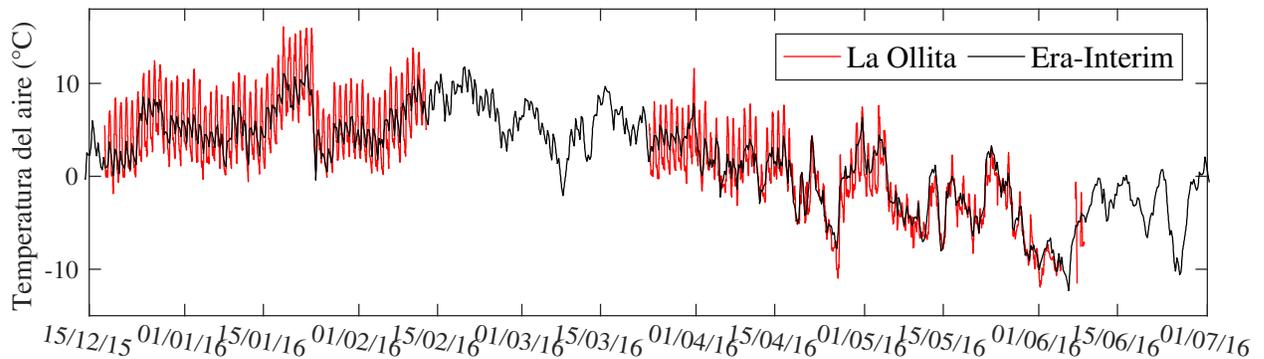


Figura 5.1 Serie de datos horarios de la temperatura del aire, medidos en la estación La Ollita contrastado con datos Era-Interim.

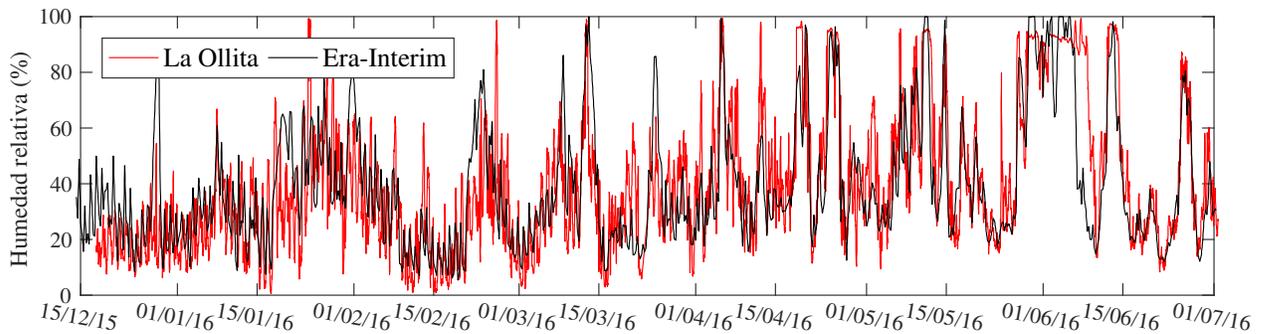


Figura 5.2 Serie de datos horarios de la humedad relativa, medidos en la estación La Ollita contrastado con datos Era-Interim.

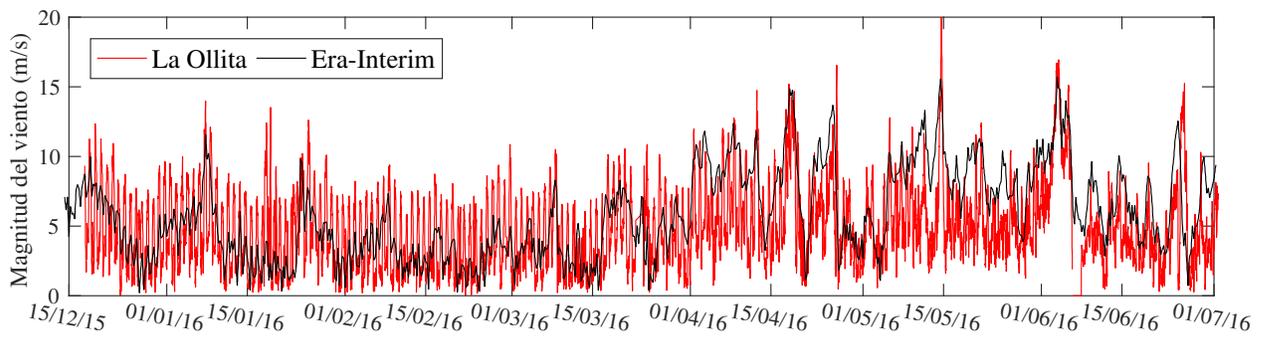


Figura 5.3 Comparación de la serie de datos horarios de la magnitud del viento en la estación La Ollita comparado con datos Era-Interim.

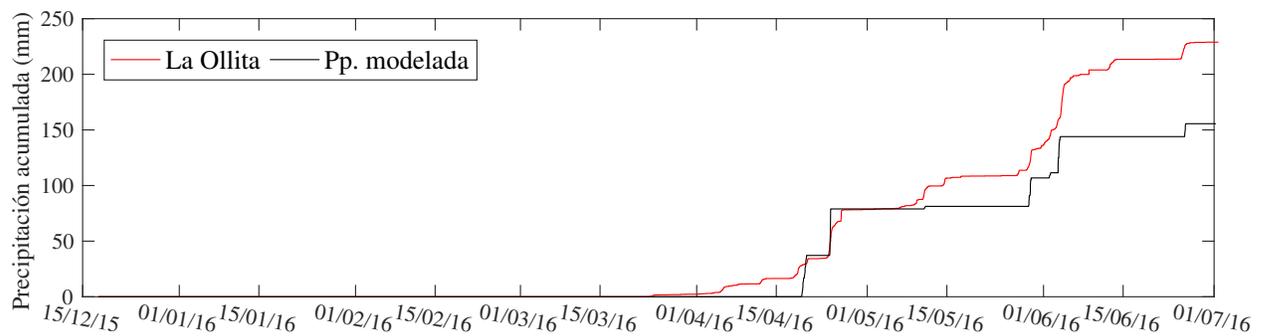


Figura 5.4 Precipitación acumulada medida en La Ollita (línea roja) y la determinada a partir de isoyetas (línea negra).

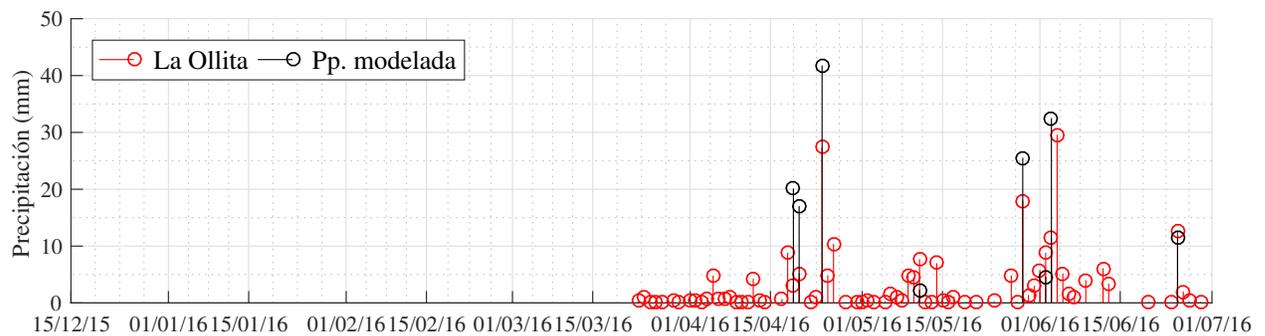


Figura 5.5 Precipitación medida en La Ollita (línea roja) y la determinada a partir de isoyetas (línea negra).

5.1.2. Balance de masa de nieve

La modelación de la nieve se valida comparando los valores del equivalente en agua de nieve (SWE) del snowscale, con el modelo CRHM. Se utilizan variables de entrada medidos por la estación meteorológica, de este modo se cuenta con una referencia, del orden de magnitud de las componentes del balance másico, independiente de los datos del modelo semi-distribuido.

El SWE observado en La Ollita (Figura 5.6), se debe principalmente a las tormentas de precipitación sobre 1 mm/h, ocurridas el 19 de abril, 24 de abril y 09 de mayo. Las precipitaciones ocurridas durante la primera quincena de junio, se depositan en forma de nieve, por las temperaturas bajo 0°C observadas, sin embargo, son transportadas por el viento y sublimadas, debido a que las velocidades del viento se encuentran entre los 10 y 15 ms^{-1} al momento de la nevada (Figura 5.3), por lo que la nieve no permanece en el lugar.

El SWE muestra una buena correlación al ser modelado con los datos de entrada medidos, con NSE de 0.93, mientras que el coeficiente de determinación de la recta es de 0.93, con un error medio de 3.5 mm (ver Figura 5.7). El SWE modelado se aproxima a los medidos hasta aproximadamente los 25 mm, sobre este límite, algunos eventos modelados se subestiman presentado un nivel modelado cuasi-constante ($\sim 30mm$) para valores medidos sobre los 40 mm. Esto también se hace evidente en la serie de tiempo (Figura 5.6), en los eventos extremos del 19 y 24 de abril y 10 de mayo son modelados con menor magnitud a lo observado. El tiempo de duración de la nieve es aproximadamente igual al observado, mientras que la tasa de decaimiento del SWE responde a un comportamiento medio diario, por lo no es posible reproducir variaciones extremas intradiarias como las ocurridas el 17 de mayo.

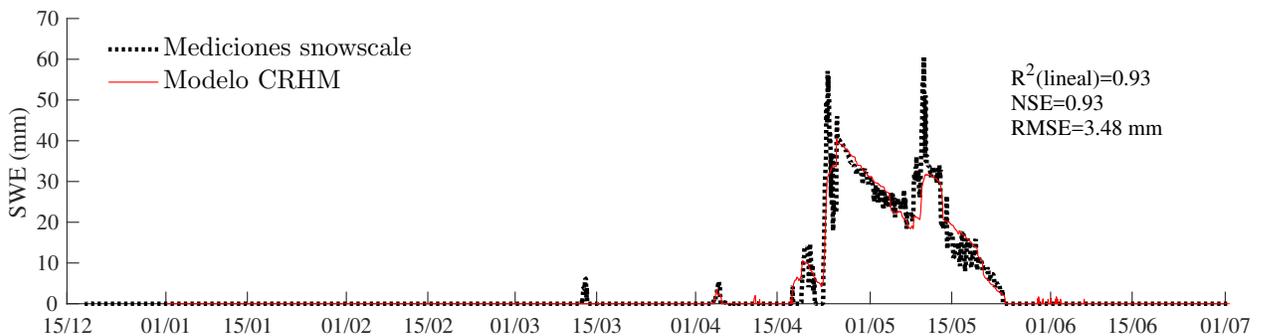


Figura 5.6 Serie horaria del SWE modelado CRHM y las mediciones en La Ollita.

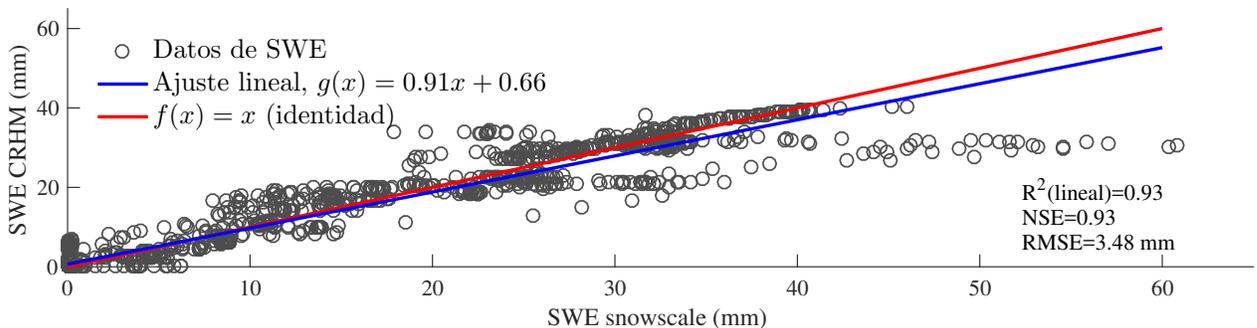


Figura 5.7 Comparación del SWE medido versus modelado con CRHM.

La serie del balance de nieve (Figura 5.8), muestra que la precipitación requiere de una cantidad sobre los 0.1 mm para convertirse en nieve (junto con las condiciones atmosféricas para que ello ocurra), por lo que la nieve caída acumulada posee una forma escalonada, creciendo en cada tormenta importante (Figura 5.9).

La ocurrencia de la evaporación esta fuertemente ligada a la presencia del equivalente en agua de nieve ($SWE > 0$), con una tasa de decaimiento de la evaporación del manto pseudo constante (Figura 5.9), es decir, no depende de la cantidad de masa nival. La evaporación presenta una pérdida promedio de 0.06 mm/h y oscila entre 0.26 y 0.01 mm/h, los valores máximos se asocian a una humedad bajo el 20% y temperaturas $\sim -5^{\circ}C$ (Figura 5.8). Por otro lado, la sublimación ocurre con mayor magnitud durante las nevadas y cuando la humedad es sobre el 50%, en general, presenta un promedio de 0.15 mm/h, con valores desde los 2.2 mm/h hasta los 0.01 mm/h. El transporte de nieve tiene una ocurrencia similar a la sublimación, acrecentada en los momentos donde la velocidad de viento es mayor a $10ms^{-1}$, tiene un promedio de 0.2 mm/h, que varía entre 2.8 mm a 0.02 mm. Finalmente, el derretimiento posee un promedio de 0.45 mm/h, y varía entre 1.15 mm/h y los 0.02 mm/h, aunque es de mayor magnitud, tiene una baja frecuencia, relacionada a las tormentas de precipitación sobre los 0.4 mm y cuando la temperatura $\geq 0^{\circ}C$.

En la Tabla 5.1 se presentan los principales estadígrafos relacionados a las pérdidas nivales (sublimación y evaporación). Éstas poseen un promedio de 1.18 mm/día y 0.87 mm/día para la evaporación y la sublimación, respectivamente. El percentil 95% de la sublimación, se encuentra en el rango de los valores máximos observados por Reba *et al.* (2012) que alcanzaron los 2.8 mm/día en un sitio sin vegetación en una zona montañosa. El valor máximo (13.02 mm/día) está asociado a un evento de precipitación conjugado con velocidades extremas del viento, por lo que también hubo un transporte de nieve importante (12/05/2016, Figura 5.8). El conjunto entre la sublimación y la evaporación de manto, presenta una pérdida promedio del 1.76 mm/día, cercano al valor de 1.89 mm/día estimado por Favier *et al.* (2009) para la zona Andina del Norte Chico, mientras que el percentil 90% se encuentra dentro del rango de los máximos valores de Reba *et al.* (2012).

Tabla 5.1 Estadígrafos de las pérdidas por sublimación y evaporación del manto a nivel diario en La Ollita

Estadígrafo	Evaporación $mm\ dia^{-1}$	Sublimación $mm\ dia^{-1}$	Evaporación+sublimación $mm\ dia^{-1}$
Promedio	1.18	0.87	1.76
Máximo	2.20	13.02	14.39
Percentil 95 %	1.95	2.68	3.13
Percentil 90 %	1.71	2.07	2.79
Percentil 50 %	1.28	0.25	1.48
Percentil 10 %	0.55	0.01	0.62
Percentil 5 %	0.49	0.003	0.37

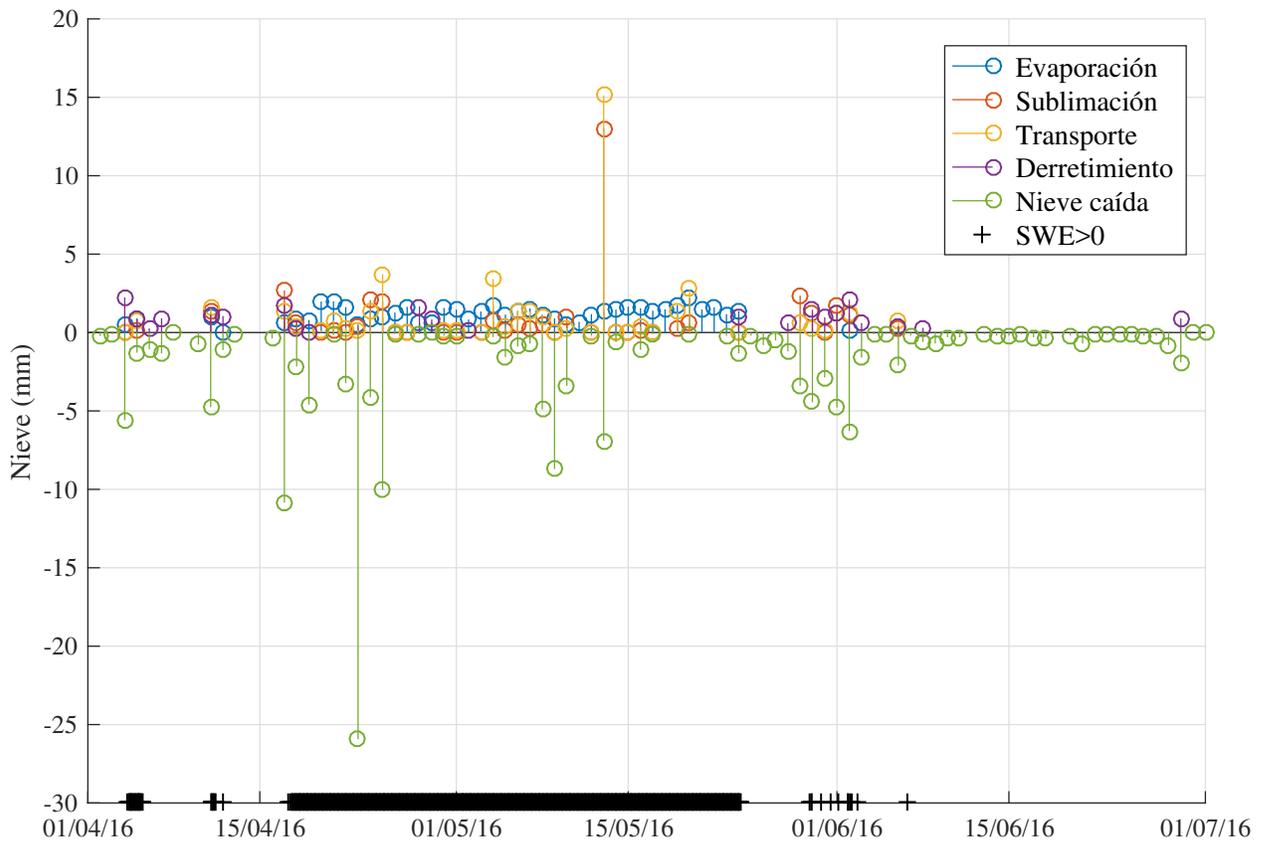


Figura 5.8 Serie de tiempo diaria modelada de los procesos del balance de nieve en La Ollita. Notar que para $SWE > 0$ se asignó el valor -30 mm, sin embargo, sólo indica la presencia del manto nival y no una magnitud. La nieve diaria caída se presenta en valores negativos.

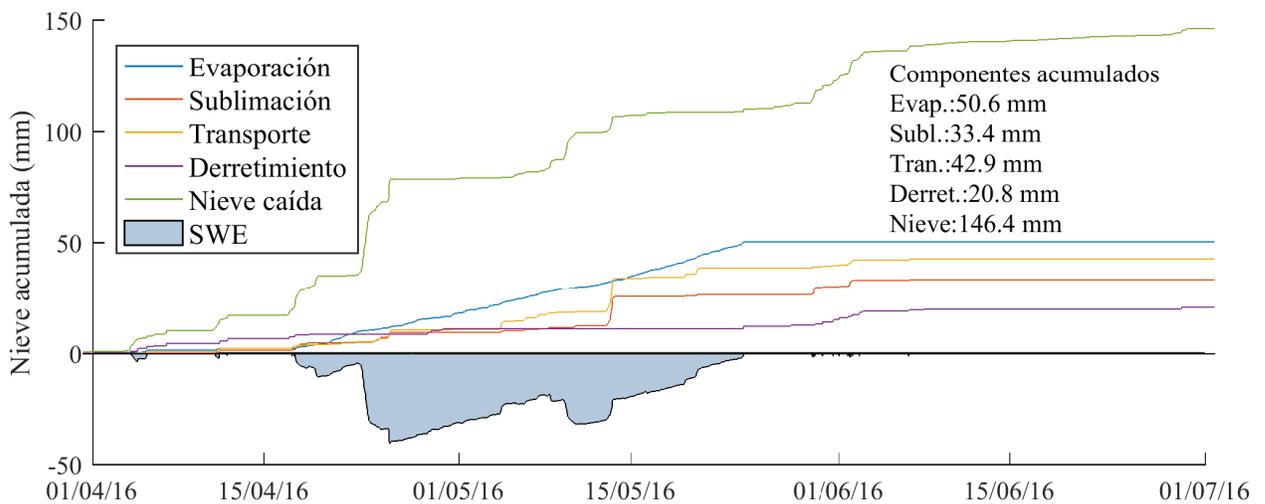


Figura 5.9 Serie modelada de los procesos acumulados del balance de nieve en La Ollita. El SWE se presenta con signo negativo.

5.1.3. Análisis de sensibilidad de las forzantes

Con el modelo puntual CRHM aplicando los datos de entrada medidos, se simulan los escenarios de la [Tabla 4.4](#), variando los forzantes meteorológicos de precipitación, temperatura y velocidad del viento, simulando el equivalente en agua de nieve y el balance másico de nieve.

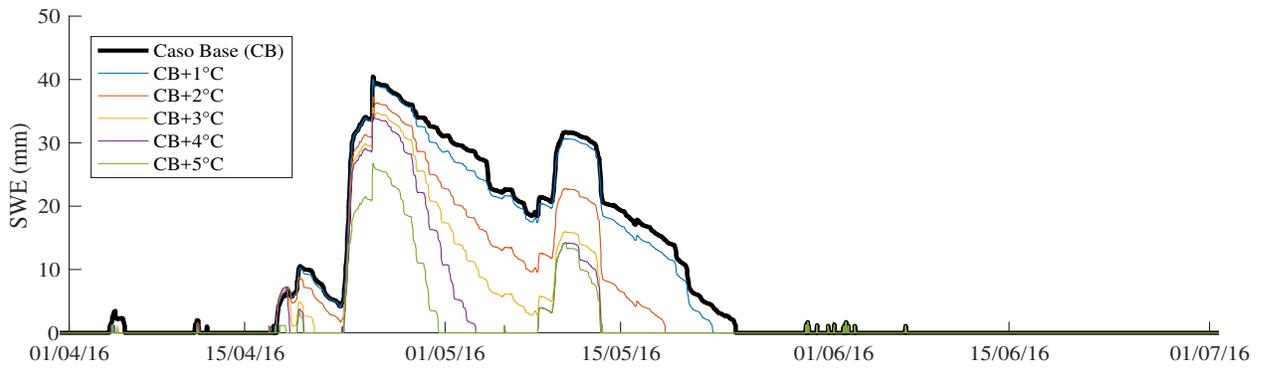
Equivalente en agua de nieve

Al aumentar la temperatura, se obtiene que el SWE disminuye de forma no-lineal ([Figura 5.10\(a\)](#)). El cambio generado por el aumento en 1°C no es significativo en la cantidad de SWE, disminuyendo la duración del manto en <2 días. Sin embargo, al aumentar en 2°C respecto a la condición actual, se observa una reducción en la duración en ~ 5 días y un aumento de la tasa de decaimiento del SWE. En general, se observa que al aumentar la temperatura, aumenta progresivamente la tasa de decaimiento del SWE y por consiguiente la duración del manto disminuye.

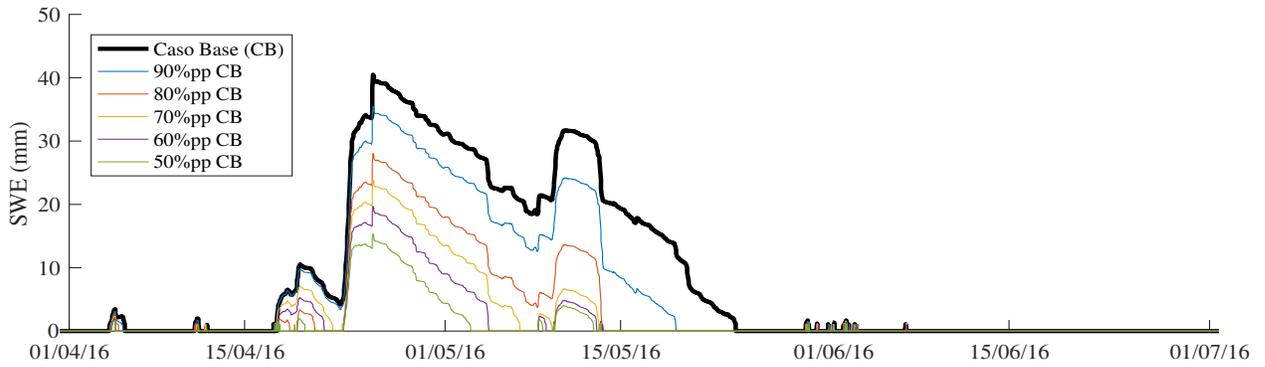
Al disminuir la precipitación, se observa una reducción sostenida del equivalente en agua de nieve, donde toda la serie de tiempo se afecta por aproximadamente el mismo valor. Con una reducción del 10 % de precipitación, se espera que el SWE se reduzca en $\sim 4\text{mm}$ y 3.5 días menos de manto (ver [Figura 5.10\(b\)](#)). En general, al reducir la precipitación, la tasa de decaimiento del SWE se mantiene constante, y la cantidad de SWE esperado es proporcional a la cantidad de nieve caída.

En el escenario combinado (11), al reducir en 10 % la precipitación y aumentar la temperatura en 2°C , se espera que la tasa de decaimiento del SWE aumente y se reduzca en más de 10 mm la cantidad de nieve inicial disponible, el tiempo de duración del manto se reduciría en ~ 10 días, este escenario es comparable al aumento en 3°C de la temperatura media (ver [Figura 5.10\(c\)](#)).

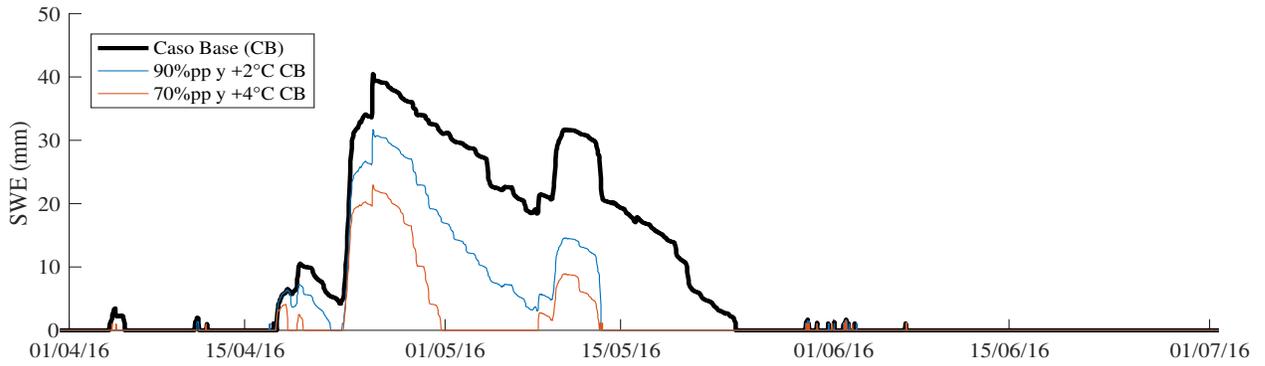
Al aumentar la magnitud del viento en un 20 %, se espera una reducción de la cantidad inicial de SWE en al menos 5 mm, y la duración del manto se reduciría en aprox. 10 días (ver [Figura 5.10\(d\)](#)). En general, el aumento del viento disminuye la depositación inicial de nieve, por consiguiente la cantidad de SWE, aumentando la tasa de decaimiento del SWE al aumentar la rapidez. Al disminuir la magnitud del viento en un 20 %, se observa un aumento del SWE en 5 mm hasta el 09 de abril, con la misma tasa de decaimiento del SWE, por otro lado, como las condiciones de la tormenta del 09 de abril ocurrirían a una rapidez menor a los 10ms^{-1} esta nieve no se transporta, ni sublima, se deposita, aumentando en 20 mm el SWE y la duración del manto en 12 días. En el caso más extremo donde el viento se reduce en un 80 %, la simulación indica que la tasa de decaimiento del SWE sería casi nula, por lo que la nieve de las tormentas registradas podrían permanecer durante toda la temporada invernal y con una altura swe sobre los 60 mm. En general, al disminuir la magnitud del viento, se observa una disminución progresiva de la tasa de decaimiento de la nieve, y a mayor SWE menor decaimiento.



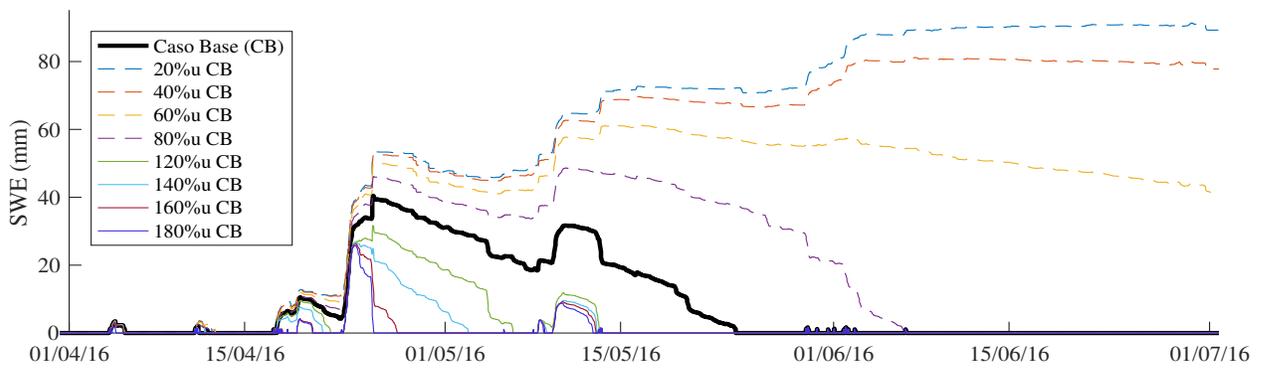
(a) Aumento de la temperatura



(b) Disminución de la precipitación



(c) Aumento de la temperatura y disminución de la precipitación



(d) Variación en la magnitud del viento

Figura 5.10 Sensibilidad del equivalente en agua de nieve a los forzantes climáticos, respecto al caso actual.

Balance de masa de nieve promedio

Las pérdidas promedio respecto a la cantidad total de nieve caída son de: evaporación (34 %), sublimación (29 %), transporte de nieve (23 %) y derretimiento (14 %).

Al simular el aumento de la temperatura en 1°C, no se observan variaciones significativas en la proporción de las pérdidas nivales. En general, al aumentar la temperatura, disminuiría la evaporación del manto, en menor proporción la sublimación, mientras que el transporte descendería menos del 2 %, lo que traería consigo una proporción mayor de derretimiento ante cualquier alza de temperatura, producto del aumento de la energía en el manto (ver [Figura 5.11\(a\)](#)). Tanto al aumentar en 4°C o 5°C el derretimiento podría llegar a ser del 45 % de la nieve caída ([Figura 5.11\(a\)](#)). La disminución de la sublimación se relaciona con una menor tasa de sublimación, que depende directamente de la temperatura y la conductividad térmica del aire ([Ecuación 2.10](#)). La disminución del transporte se debe a la menor probabilidad de ocurrencia ([Ecuación 2.2](#)), requiriendo una mayor velocidad umbral del viento para transportar la nieve. Debido a que el derretimiento es proporcional a la energía en el manto, al aumentar la temperatura, aumenta el flujo de calor sensible y la radiación de onda larga (por lo tanto la radiación neta), por lo tanto, disminuye la cantidad de nieve acumulada en el periodo.

Al disminuir la precipitación, se observa que el derretimiento y la sublimación son los procesos más sensibles. Tanto el transporte como la evaporación, no muestran cambios significativos en la proporción de representan (ver [Figura 5.11\(b\)](#)). La sublimación es dependiente de la altura de manto nival ([Ecuación 2.9](#)), por lo que al existir menor precipitación disponible, la cantidad de nieve acumulada en las tormentas es menor, y por lo tanto, la sublimación disminuye.

En el escenario combinado de precipitación (90 %) y temperatura (+2°C) respecto al caso base, resulta en una disminución del porcentaje de evaporación y un aumento en el derretimiento ([Figura 5.11\(c\)](#)). Esto se explica por el aumento de energía en el manto (dependiente de la temperatura) y una disminución de la duración del manto nival ([Figura 5.10\(c\)](#)).

Al aumentar la magnitud del viento, tanto la evaporación como el transporte son los componentes más sensibles, la sublimación tiende a disminuir levemente, esto debido a un menor SWE y por lo tanto, una altura menor [Figura 5.11\(d\)](#).

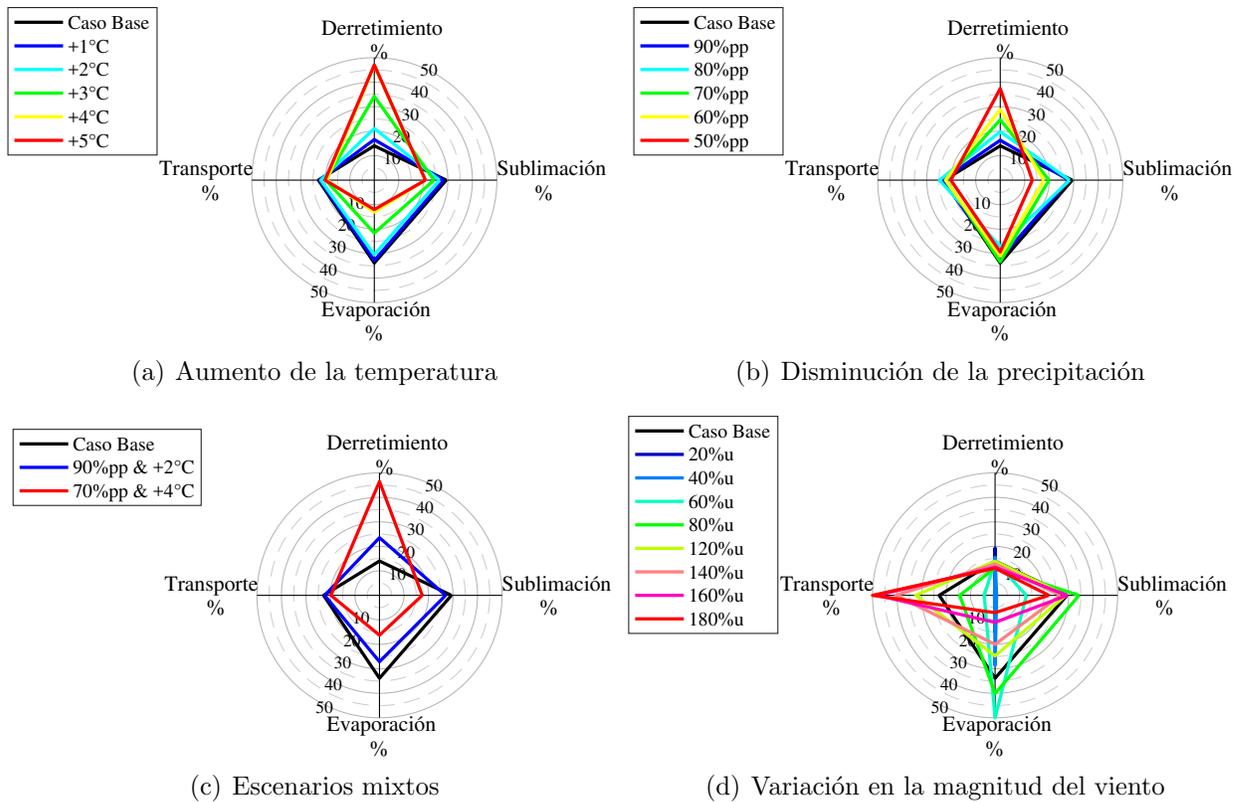


Figura 5.11 Sensibilidad de los principales componentes del balance másico de nieve ante la variación de los forzantes climáticos, expresados como porcentaje del total de nieve caída, en La Ollita.

5.2. Modelo semidistribuido de nieve

A partir de las forzantes modeladas, se estiman las series de tiempo de los componentes nivales: sublimación, evaporación del manto, transporte de nieve (drift) y derretimiento.

5.2.1. Balance másico de nieve

Para todas las subcuencas las cantidades de precipitación en forma de nieve presentan una gran variabilidad anual (ver [Figura 5.12](#)), existiendo al menos 5 años (2001, 2003, 2006, 2008, 2012) que no superan los 50 mm de nieve (equivalentes en agua) y 5 sobrepasan los 100 mm (2002, 2010, 2011, 2014 y 2015). Las primeras tormentas anuales, suelen ocurrir en abril o a más tardar en mayo, comenzando una marcada temporada nival hasta el mes de septiembre. En el año 2015 se observa un aumento de la nieve justo antes de iniciar el año, que corresponde a la precipitación del ‘Temporal del norte de Chile de 2015’ ocurrida entre el 23 y 25 de marzo, al reiniciar la acumulación anual sólo se conserva el SWE de dicha tormenta (~ 100 mm).

En toda la serie de tiempo se observa que las principales pérdidas de masa nival son la evaporación y sublimación (no existe una dominancia absoluta), mientras que el transporte de nieve y el derretimiento son de un menor orden, aunque con ciertas excepciones. La sublimación presenta un aumento en cada nevada, por lo que en la serie acumulada, se asemeja en la forma escalonada a la nieve caída (Figura 5.12). Por otro lado, la evaporación del manto se pierde a una tasa casi constante, sin variaciones significativas durante las tormentas. En las 3 subcuencas se observa un comportamiento diferenciado respecto a la cantidad y la dominancia de los procesos de pérdida (Figura 5.12).

Las simulaciones indican que la sublimación promedia $\sim 31\%$ de la pérdidas de masa nival de la cuenca, variando anualmente entre un 11% hasta 58% de la masa nival, los valores máximos están asociados a eventos extremos de viento y alta temperatura. Estos porcentajes se encuentran en el rango de las estimaciones de Pomeroy *et al.* (1993) y Pomeroy & Gray (1995).

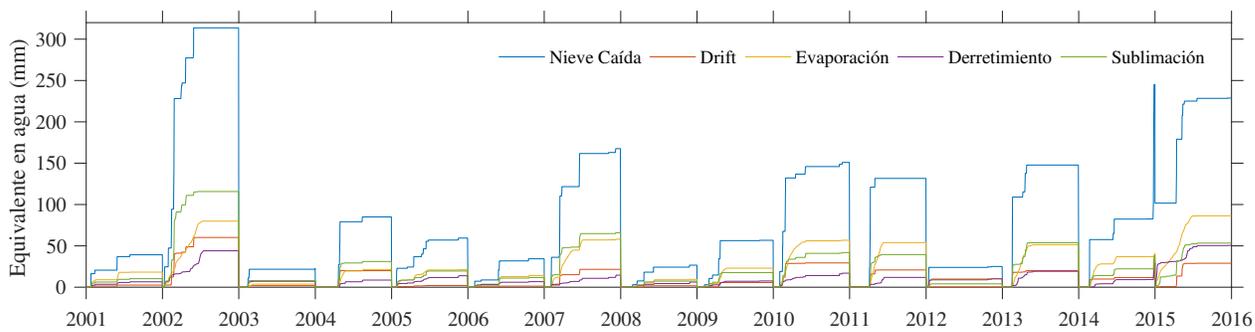
Si se considera la suma entre la evaporación del manto y la sublimación, como una sublimación neta, en la cuenca se alcanzan valores máximos de 196 mm año^{-1} , siendo la tasa promedio de 62 mm año^{-1} , similar a los mm año^{-1} estimados por Favier *et al.* (2009) para el Norte Chico de Chile. Aunque de este modo, la sublimación neta podría superar el 80% de las pérdidas nivales (excepcionalmente el 2008 en Manflas), aunque en promedio se encontraría entorno al 67% de la nieve anual de la cuenca, próximo el límite superior de Pomeroy *et al.* (1993), entre 41 y 74% , para un sitio cálido y velocidades de viento $> 5.5 \text{ ms}^{-1}$.

En Jorquera, la mayor proporción de pérdidas se debe a la evaporación que ronda entre el 17.5% y 48.4% de la nieve anual, siendo en promedio del 36.5% y 11.5% en la temporada húmeda y seca, respectivamente (ver Tabla D.1 en el Anexo D). La sublimación permanece en un rango más estable, promedia 33.7% de las pérdidas la nieve total durante la temporada húmeda y varía anualmente entre los 24.3% y 41.2% (Figura 5.12(a)). La excepción del año 2012, donde la sublimación es menor al 17% de la nieve, se explica por un balance energético positivo, asociada a una baja magnitud de los flujos radiativos (-3.1 kWm^{-2}), dominando excepcionalmente los flujos de calor conductivo sobre los radiativos y turbulentos (ver Tabla E.1 en el Anexo E).

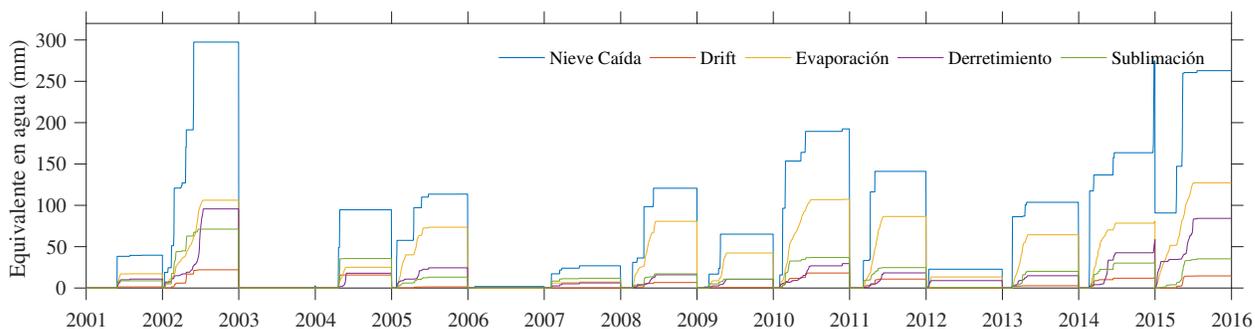
En Manflas, la evaporación del manto es el proceso de pérdida de mayor proporción respecto a la nieve, siendo en promedio del 51.5% y 16.5% en temporada húmeda y seca, respectivamente (ver Tabla D.2 en el Anexo D), variando anualmente entre un 11.2% y 67% . El extremo inferior (año 2003) se asocia a una baja cantidad de nieve caída anualmente ($<10 \text{ mm}$) y por consiguiente de SWE. Por el contrario, existe una tendencia, que entre mayor cantidad de nieve, mayor es la evaporación Figura D.2(i). La sublimación varía anualmente entre un 11.7% y un 46.5% (Figura 5.13(b)), con la excepción del año 2012 (mencionado con antelación), siendo en promedio de 19.7% y 4.6% para la temporada húmeda y seca, respectivamente.

La dominancia de la sublimación sobre la evaporación está asociado a las temporadas donde la magnitud de flujos turbulentos es mayor a los radiativos ($|H + L_\nu| > |ER_n|$).

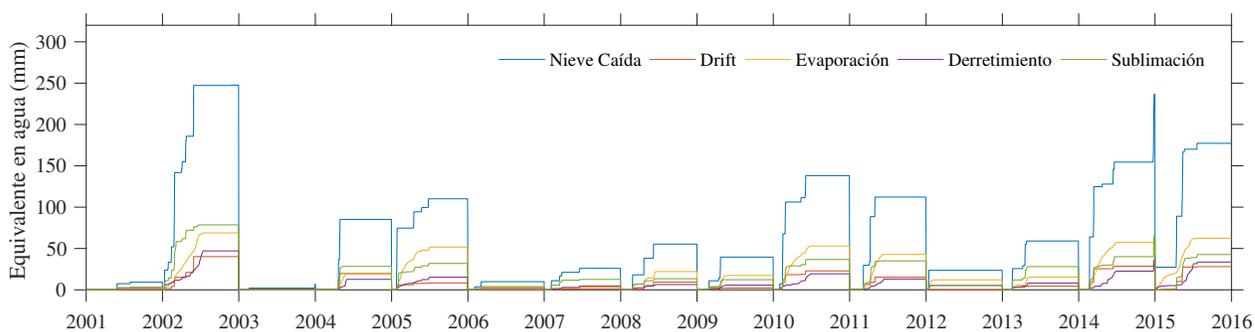
En Pulido la evaporación es la pérdida de masa nival dominante (Figura 5.13(c)), varía entre 10.5 % y 52.1 % de la nieve anual, y nuevamente los extremos corresponde a los años 2003 y 2012 (mencionados con antelación). El promedio de la evaporación del manto es de 36.0 % y 7.7 % para la temporada húmeda y seca, respectivamente (ver Tabla D.3 del Anexo D). Por otro, lado la sublimación varía entre el 24.0 % y 57.6 % de las pérdidas de la nieve anual, promediando un 31.5 % y 40.4 % en la temporada húmeda y seca, respectivamente.



(a) Jorquera

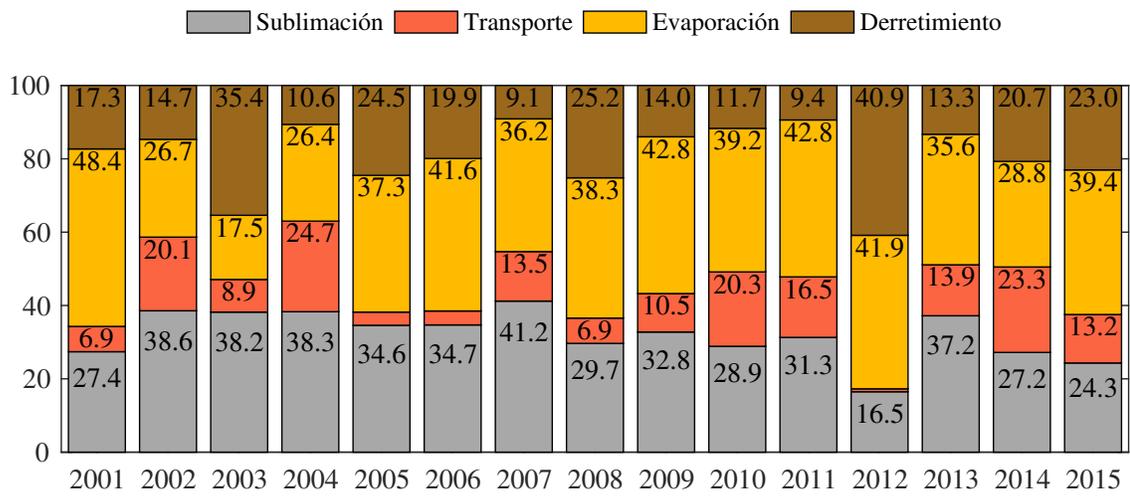


(b) Manflas

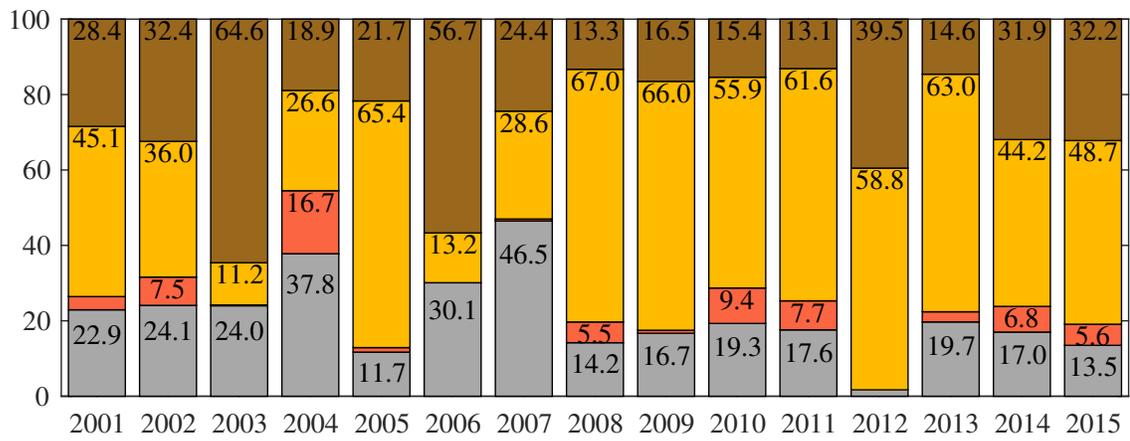


(c) Pulido

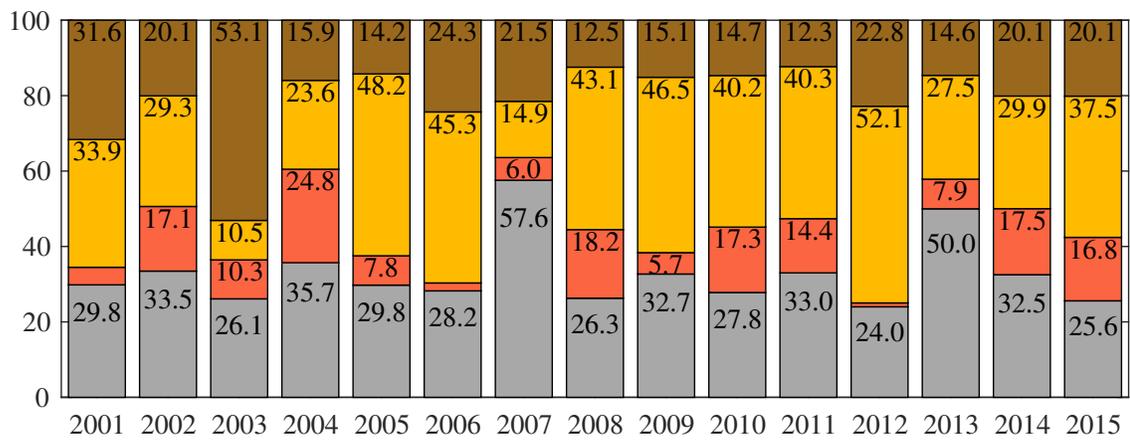
Figura 5.12 Serie de los procesos nivales por subcuencas, que conforman el balance de nieve anual. Drift: corresponde al transporte de nieve por viento.



(a) Jorquera



(b) Manflas



(c) Pulido

Figura 5.13 Serie de los procesos nivales que conforman el balance de nieve acumulados anualmente, como porcentaje de la nieve total por subcuenca.

5.2.2. Equivalente en agua de nieve

El equivalente en agua de nieve (SWE) promediado espacialmente presenta una gran semejanza entre las 3 subcuencas, dado que la mayoría de las tormentas ocurren simultáneamente en las 3 estaciones de referencia. La duración del manto de nieve no suele superar el mes de septiembre y en general, desaparece antes de un mes, sino existe una tormenta posterior.

El valor medio es de 17 mm en las 3 subcuencas, sin embargo, en eventos extremos se pueden observar hasta 120 mm promedio en la cuenca. La cuenca Manflas presenta mayor SWE que las otras subcuencas, esto se debería a la cantidad de precipitación caída y la magnitud del viento, menor a las otras, entre 1 y 2 ms^{-1} durante el invierno (ver [Tabla C.2](#) del Anexo C), metodológicamente se relaciona a la menor elevación promedio de las urhs.

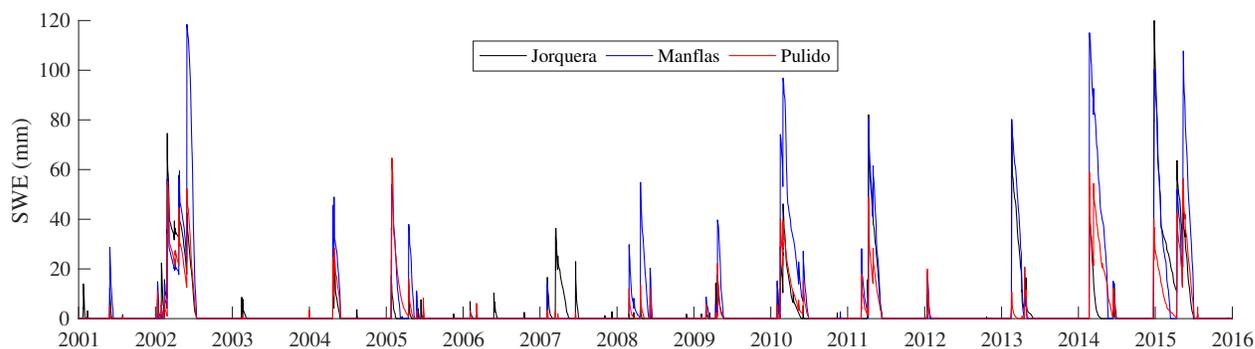


Figura 5.14 Serie de tiempo del equivalente en agua de nieve promediado espacialmente, para las 3 subcuencas.

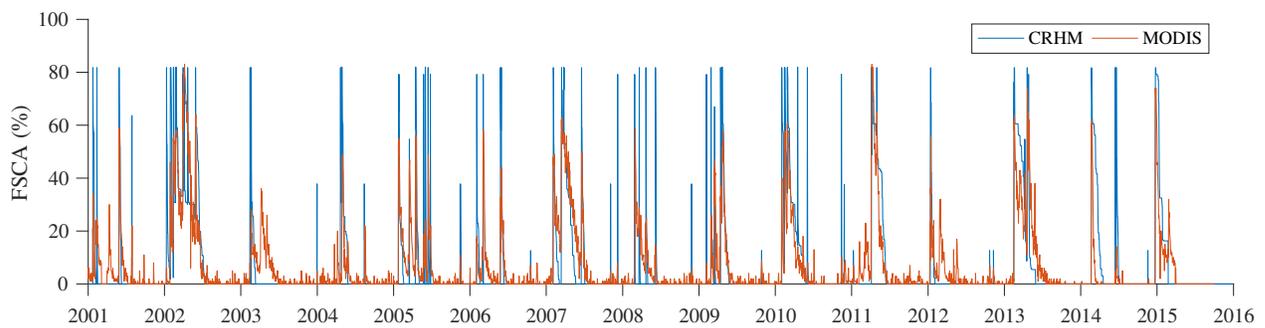
Para validar los resultados de nieve, se utiliza el porcentaje de cobertura nival (FSCA), obtenido del producto MOD10A1 y promediando espacialmente en cada subcuenca. Por otro lado, se determina indirectamente la cobertura nival a partir de la presencia de nieve modelada en CRHM en cada urh, es decir, cuando el SWE es mayor a cero entonces la cobertura nival en la urh es 100 %, en este caso también se realiza un promedio a nivel de subcuenca. La comparación de las coberturas nivales de las 3 subcuencas se muestran en la [Figura 5.15](#).

La cobertura nival del modelo tiende a sobreestimar la cantidad inicial de área con presencia de nieve, sin embargo, tanto la tasa de decaimiento de la cobertura, como el inicio y fin de temporada coinciden en la mayoría de los años.

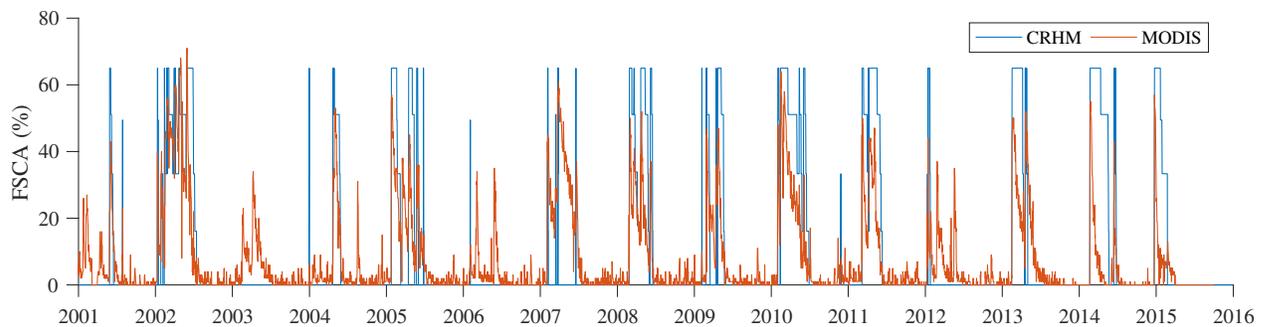
Los coeficientes Nash-Sutcliffe (NSE) al comparar las coberturas son 0.48, 0.54 y 0.61 para Pulido, Manflas y Jorquera, respectivamente. Las diferencias observadas respecto de MODIS, se pueden deber a la menor resolución de las urhs (con áreas variables entre 9 km^2 a 235 km^2 , [Figura 4.2](#)), mientras que MOD10A1 presenta una grilla cuadrada de 500 m, es esperable que a una mayor resolución en el modelo CRHM, más similar sea el FSCA al producto MODIS.

En los años 2003, 2007 y 2012, el modelo CRHM presenta una duración y cobertura considerablemente menor a la MODIS, esto se asocia a una subestimación de la precipitación. La causa de esto, es que los eventos y la cantidad de precipitación caída en la parte baja (<1500 m), donde se encuentran las estaciones de referencia (Subsección 4.3.3), puede no estar relacionada con los fenómenos meteorológicos de la parte media y alta, es decir, en dichos años, no se cumple el supuesto de precipitación orográfica.

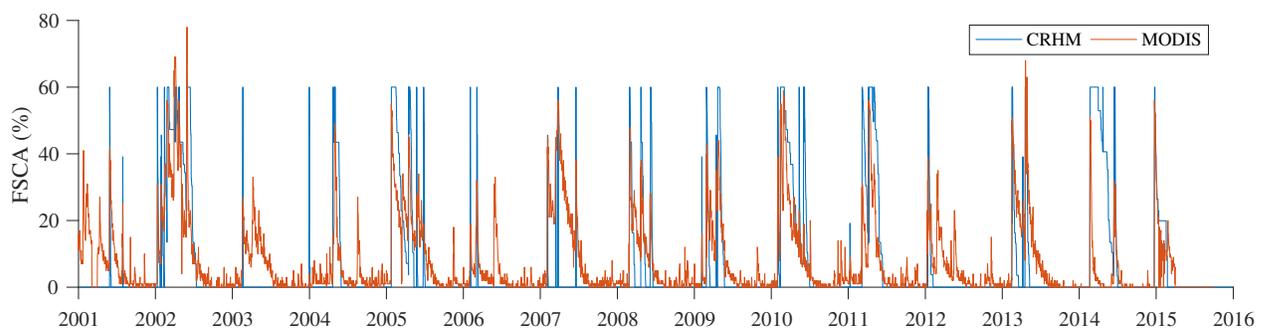
Otra fuente de error puede ser la capacidad de detección de nieve del producto MODIS. De acuerdo a Ault *et al.* (2006) la precisión de MOD10 puede ser del 41 % (n=1447 observaciones), cuando la altura de nieve no sobrepasa los 10 mm y ~ 80 % para alturas entre 10-50 mm, lo cual es frecuente en la cuenca (Figura 5.14, altura=SWE/densidad relativa). La dificultad de recolección de MODIS, se asocia a un derretimiento rápido entre las horas de colección de datos satelitales y las mediciones, además de la no uniformidad en la cobertura nival.



(a) Jorquera ($R^2 = 0.60$, $NSE = 0.61$, $rmse = 9.9\%$)



(b) Manflas ($R^2 = 0.49$, $NSE = 0.54$, $rmse = 15.1\%$)



(c) Pulido ($R^2 = 0.48$, $NSE = 0.48$, $rmse = 12.25\%$)

Figura 5.15 Serie diaria de la cobertura nival (FSCA) de las tres subcuencas, determinado a partir del SWE en CRHM >0 y el producto MOD10A1 de MODIS.

5.2.3. Análisis de sensibilidad de las forzantes

A partir de los escenarios de cambio climático de temperatura y precipitación, además de una variación porcentual de la magnitud del viento (Tabla 4.4), se lleva a cabo un análisis de sensibilidad del SWE, promediado espacialmente en la cuenca, y también de la proporción entre los componentes básicos de la nieve acumulados, en el periodo 2001-2015.

Proporción media los procesos nivales

A partir del promedio espacial de toda la cuenca, donde la proporción promedio de las componentes de las pérdidas nivales respecto al total de nieve es: evaporación (37.3%), sublimación (30.7%), derretimiento (17.7%) y transporte de nieve (14.3%), se simulan los escenarios en la variación de las forzantes.

Al aumentar la temperatura, se observa una leve variación en la proporción promedio de las pérdidas en los primeros 2°C (Figura 5.16(a)). En general, se observa una disminución de la evaporación, dado que depende de la presencia del manto, el cual se vería disminuido notoriamente (Figura 5.17(a)). La sublimación aumentaría, dado que aumenta la probabilidad de transporte de ocurrencia del transporte (Ecuación 2.8), además a mayor temperatura mayor sería la energía disponible en el manto, por lo misma razón el derretimiento sería el componente que aumenta en mayor proporción.

Al disminuir la precipitación, no se observa un cambio significativo en la proporción de evaporación y sublimación pérdida (Figura 5.16(b)). A menor precipitación, disminuiría el transporte de nieve en menos del 5% y lo aumentaría en derretimiento.

En los escenarios de cambio climático, para el escenario moderado (90%pp y +2°C), se observa un variación porcentual menor al 5% en todos los componentes, similar al efecto de aumentar en 3°C. En el escenario severo (70%pp y +4°C), el derretimiento sería ~ 30% de la nieve total, la evaporación del manto disminuiría hasta el 25%, este escenario sería similar al aumento del 5°C (Figura 5.16(c)).

Al aumentar el viento, como es esperable, aumentaría la proporción de nieve transportada y la sublimación, dado que la probabilidad de ocurrencia es proporcional al viento (Figura 5.16(d)). Al existir menor SWE, tanto la evaporación como el derretimiento se verían reducidos. Al disminuir el viento, se produce el efecto contrario, una disminución de la proporción de nieve sublimada y el transporte, aumentando considerablemente la derretimiento y la evaporación al existir mayor manto.

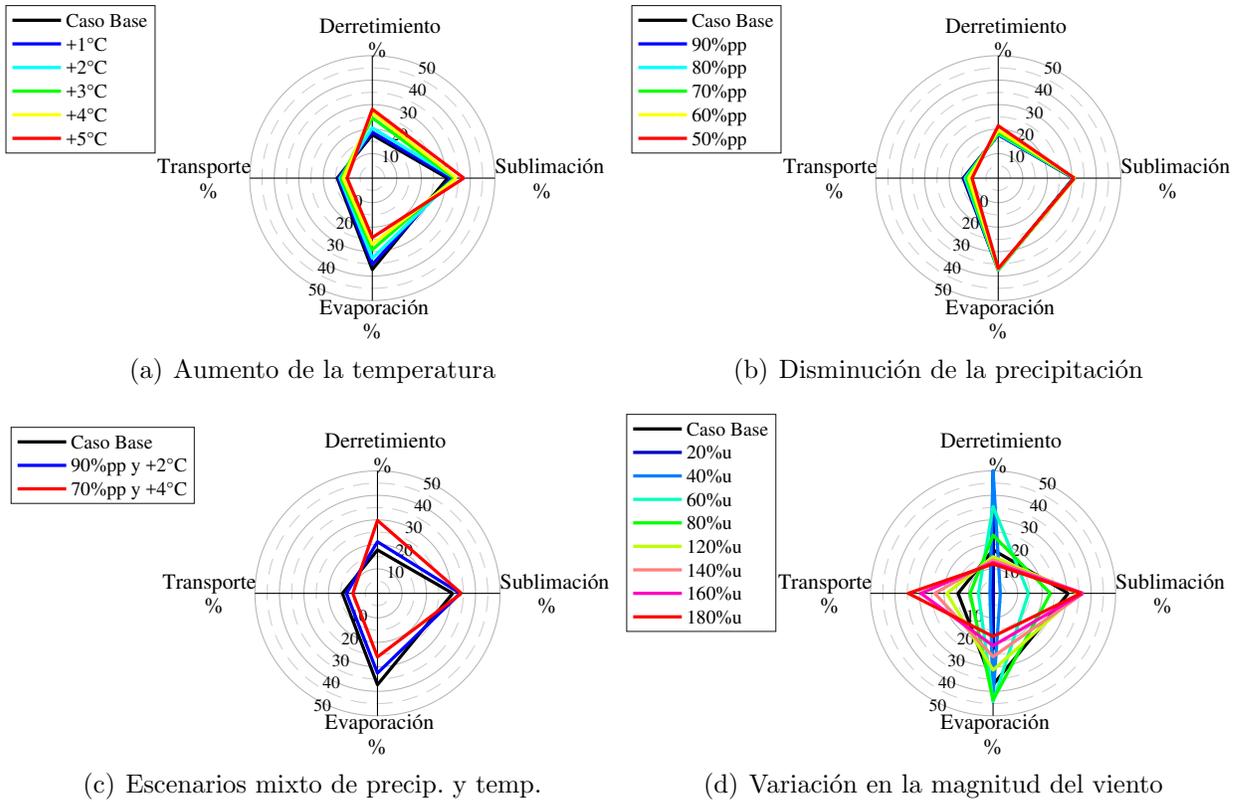


Figura 5.16 Sensibilidad de los componentes del balance másico de nieve promedio de la cuenca alta del río Copiapó, ante la variación de los forzantes climáticos, expresados como porcentaje del total de nieve

Equivalente en agua de nieve

Los resultados de las simulaciones de los escenarios, muestran una variación tanto en la duración como en la cantidad de nieve del manto (ver [Figura 5.17](#) & [5.18](#)). Al aumentar la temperatura se observa una reducción proporcional al equivalente en agua de nieve inicial, además a mayor temperatura la tasa de decaimiento del manto aumenta, sin embargo, la duración se reduce cerca de un 10 % al primer grado celsius de aumento, y hasta la mitad del tiempo al aumentar 5°C ([Figura 5.17\(a\)](#)).

El efecto de disminuir la precipitación ([Figura 5.17\(b\)](#)), reduciría el manto proporcionalmente, manteniendo una tasa de decaimiento del SWE similar al caso base. Sin embargo, la duración de la temporada se reduciría en aproximadamente 1 semana/10 % de reducción en la precipitación.

Al simular los escenarios de cambio climáticos esperados ([Figura 5.18\(a\)](#)), como el escenario moderado (90 %pp y +2°C), el equivalente en agua de nieve muestra una reducción sobre el 60 %, siendo mayor la reducción en los años de mayor precipitación. En el escenario pesimista (70 %pp y +4°C), la reducción de manto sería mayor al 70 % y la duración de la temporada se reduciría en aproximadamente la mitad.

El efecto de la variación del viento es similar a la variación de precipitación (Figura 5.18(b)). Al aumentar el viento (u), se observa un reducción proporcional del manto y también un leve incremento en la tasa de decaimiento de la nieve, al aumentar la velocidad en un 60%, se reduciría en la mitad la temporada nival. Por otro lado, al disminuir la magnitud del viento, la tasa de decaimiento del SWE disminuye y la cantidad máxima de equivalente en agua de nieve aumenta, por lo que la temporada nival podría incrementar hasta un 20% al reducir al 40% de la magnitud actual.

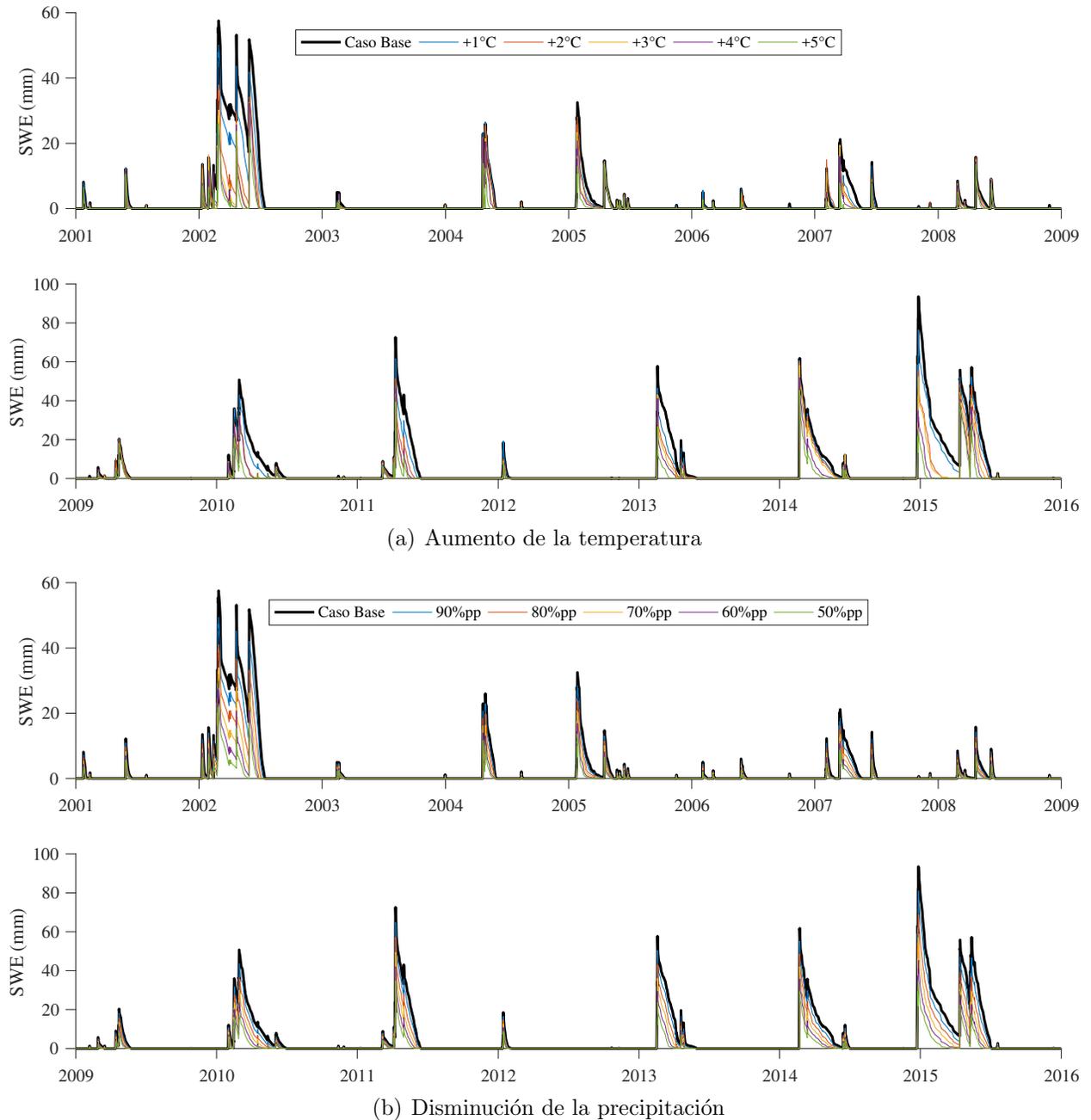
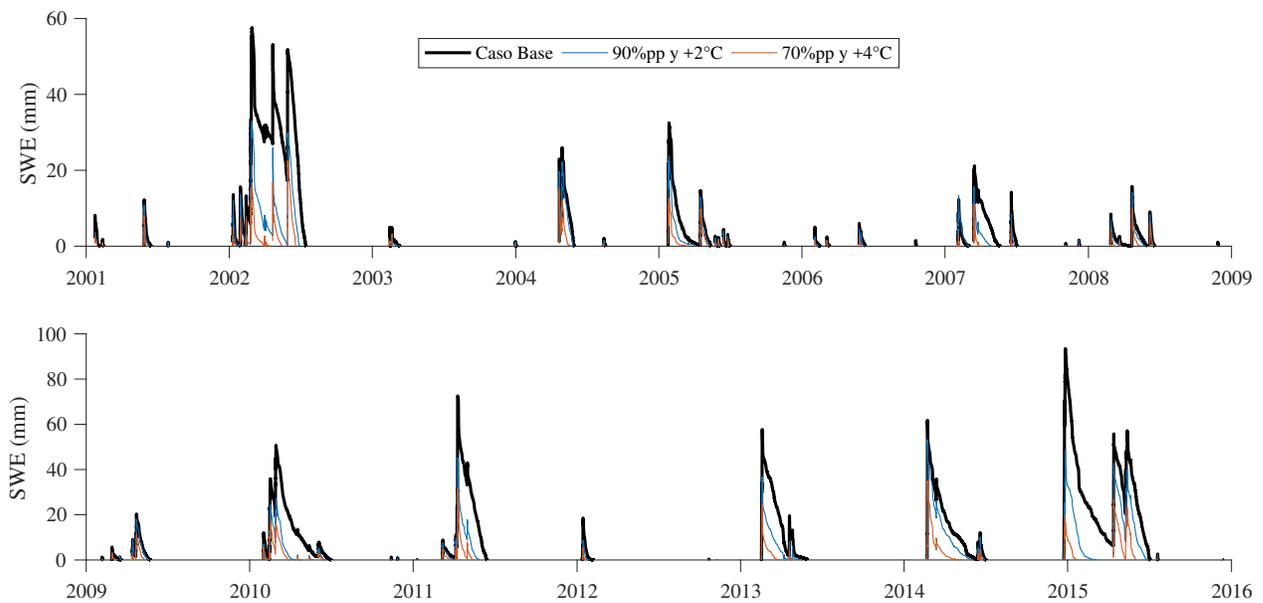
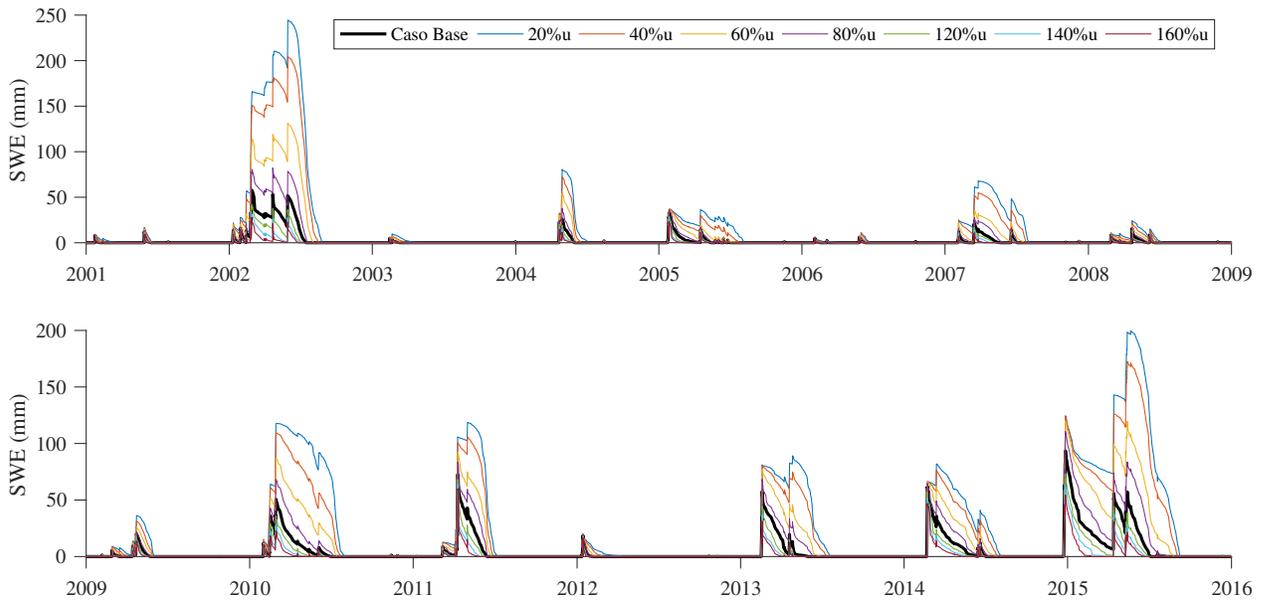


Figura 5.17 Sensibilidad del equivalente en agua de nieve a la temperatura y precipitación, para la cuenca alta del río Copiapó.



(a) Aumento de la temperatura y disminución de la precipitación



(b) Variación en la magnitud del viento

Figura 5.18 Sensibilidad del equivalente en agua de nieve ante escenarios mixtos de temperatura y precipitación, y cambios en la magnitud del viento en la cuenca alta del río Copiapó.

5.2.4. Análisis de frecuencia de los procesos de pérdidas nivales

A partir de los datos acumulados para la temporada húmeda, se realiza un análisis de frecuencia de todos los componentes del balance másico de nieve promedio en cada subcuenca.

En cuanto a Jorquera en la [Figura 5.19](#) se aprecia que las máximas pérdidas semestrales son la sublimación con 115 mm, la evaporación con 86 mm, el transporte con 60 mm, el

derretimiento 49 mm y un SWE promedio máximo de 32 mm, y la máxima cantidad de nieve estaría alrededor de los 300 mm por temporada. La evaporación suele ser la pérdida de mayor magnitud de para probabilidades de excedencia (p_{exc}) >15 %, aunque cuando $p_{exc} \sim 50$ % es de la misma magnitud de la sublimación. La sublimación es inferior a los 53 mm/temporada para $p_{exc} > 25$ %, y es menor que los 23 mm para $p_{exc} > 50$ %, las mínimas pérdidas simuladas son del orden de ~ 10 mm para $p_{exc} > 75$ % (Tabla 5.2).

En Manflas la evaporación representa en la mayor magnitud semestral en todas las probabilidades de excedencia (Figura 5.20). Las magnitudes máximas de las pérdidas por temporada son de 127 mm para la evaporación, 71.2 mm por sublimación, 22 mm de transporte y la máxima cantidad de nieve caída ronda los 295 mm por temporada, mientras que el derretimiento es de 82 mm. La sublimación es menor que los 50 mm para $p_{exc} > 18$ % y para $p_{exc} > 75$ % es menor que 10 mm por temporada (Tabla 5.2).

Tabla 5.2 Probabilidades de excedencia de los procesos nivales por subcuenca

Jorquera					
Prob. exced. %	Sublimación mm	Evaporación mm	Derretimiento mm	Transporte mm	Nieve mm
10	87.0	82.0	45.0	43.0	215.0
25	52.5	56.0	14.1	21.6	140.4
50	23.0	23.0	9.1	11.7	75.5
75	9.5	12.8	6.6	1.9	31.1
90	6.0	8.0	6.0	0.2	21.0
Manflas					
Prob. exced. %	Sublimación mm	Evaporación mm	Derretimiento mm	Transporte mm	Nieve mm
10	51.0	110.0	78.0	21.0	241.0
25	35.0	90.0	30.0	15.0	165.0
50	18.5	68.9	17.0	9.1	107.3
75	10.1	17.0	9.9	2.8	37.0
90	0.5	3.7	3.5	0.3	12.4
Pulido					
Prob. exced. %	Sublimación mm	Evaporación mm	Derretimiento mm	Transporte mm	Nieve mm
10	56.5	64.0	34.0	33.5	185.5
25	36.7	53.0	19.4	22.9	132.0
50	28.1	18.7	8.3	8.3	56.1
75	5.5	4.3	4.7	0.2	21.9
90	1.5	1.8	1.8	0.2	5.2

En pulido ocurre que en general, la evaporación del manto es la pérdida con mayor magnitud (Figura 5.21), sin embargo, para $p_{exc} < 8$ % es la sublimación que posee mayor magnitud, y en el tramo de p_{exc} entre los 44-55 %. La magnitud de los eventos de precipitación suelen de menor magnitud que en las otras subcuencas, aunque se mantienen del mismo orden. Los valores máximos modelados para las pérdidas por temporada son para la sublimación

con 79 mm, la evaporación 67 mm, con el transporte y derretimiento máximo ~ 40 mm. La sublimación se encuentra bajo los 50 mm para $p_{exc} > 15\%$ y para $p_{exc} > 72\%$ se encuentra bajo los 10 mm por temporada (Tabla 5.2).

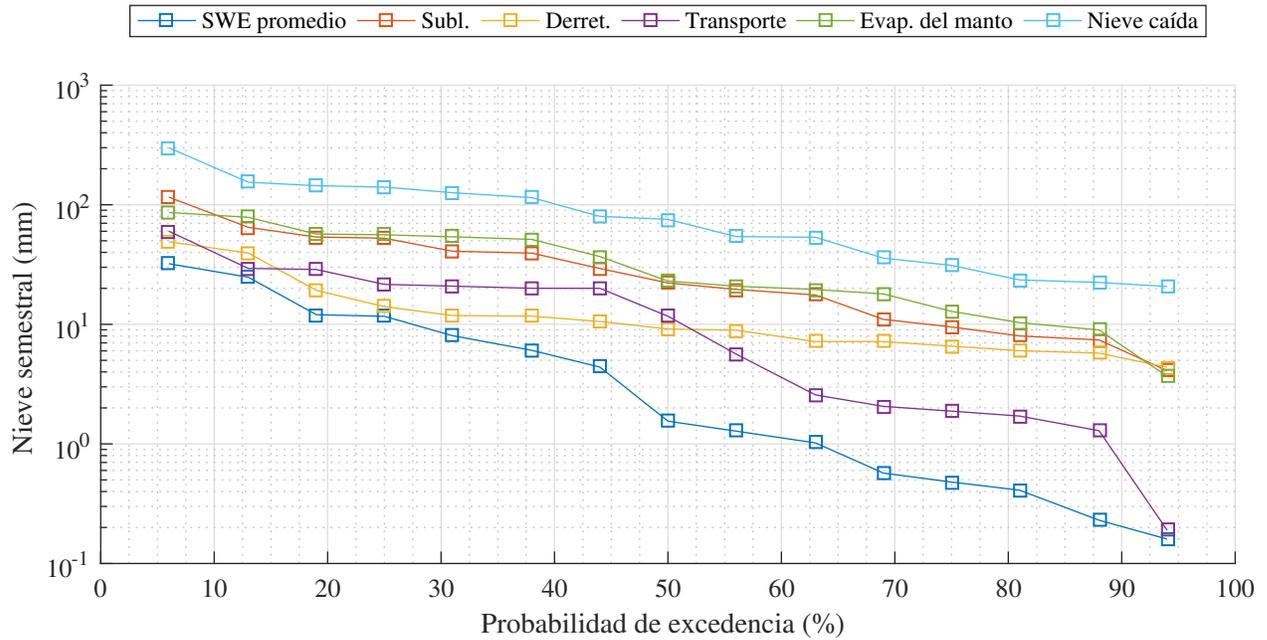


Figura 5.19 Probabilidad de excedencia (Weibull) de los componentes nivales promediados espacialmente y acumulados para los años hidrológicos 2001 hasta 2015, en Jorquera.

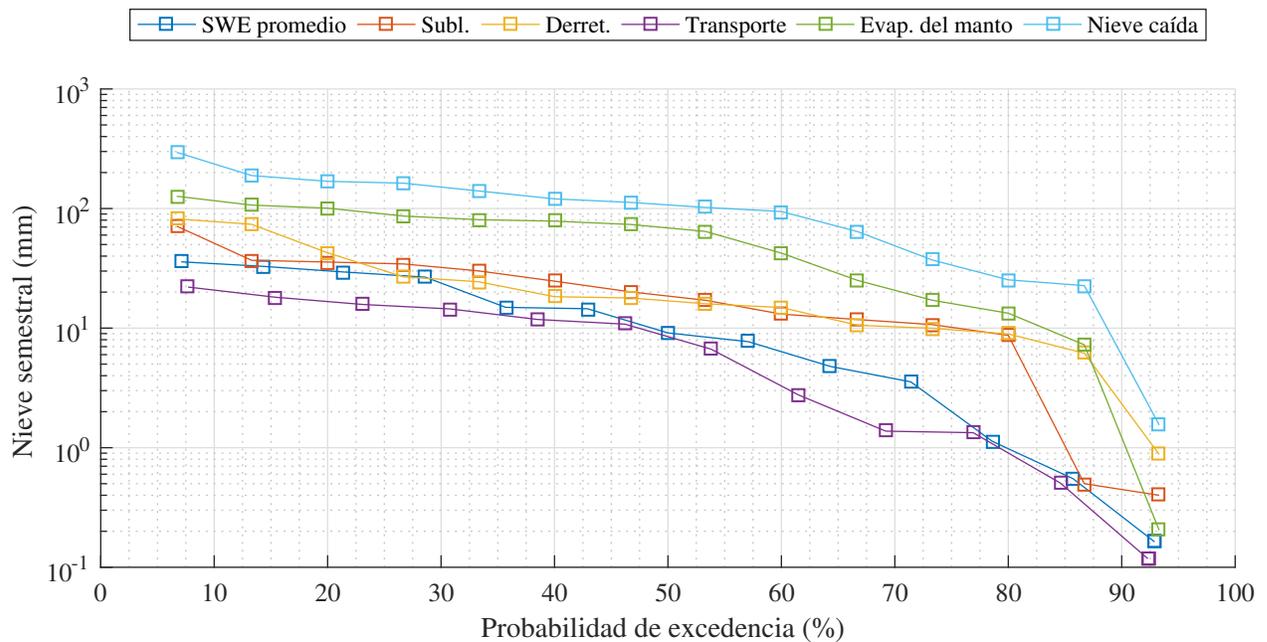


Figura 5.20 Probabilidad de excedencia (Weibull) de los componentes nivales promediados espacialmente y acumulados para los años hidrológicos 2001 hasta 2015, en Manflas.

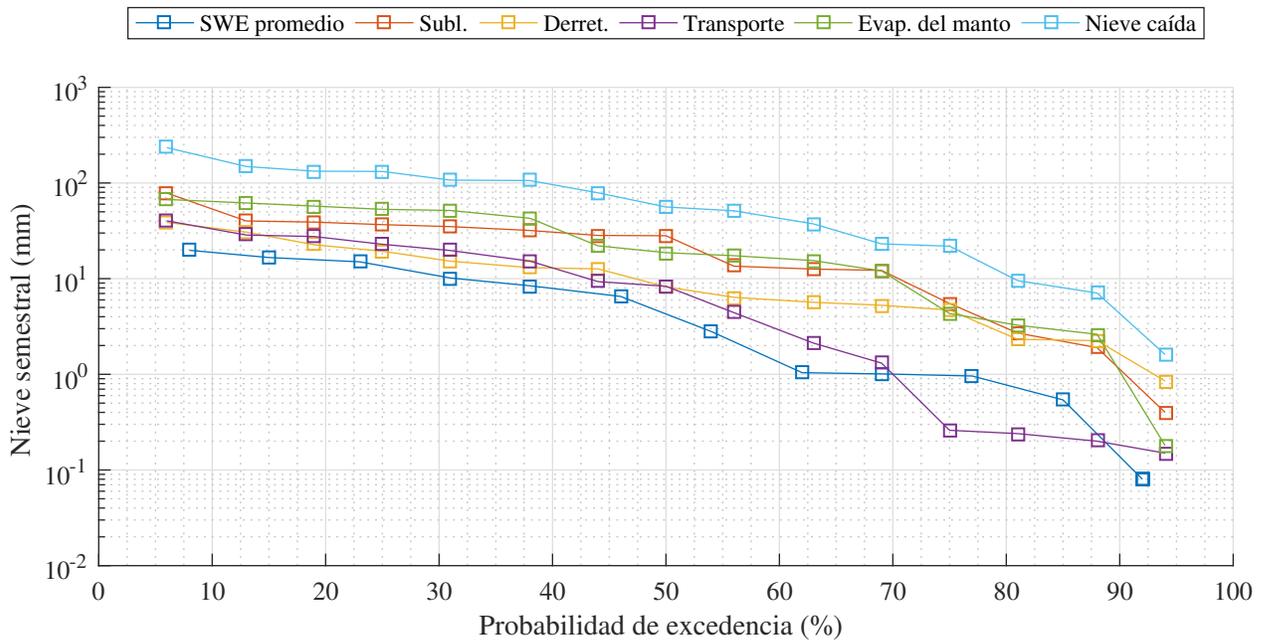


Figura 5.21 Probabilidad de excedencia (Weibull) de los componentes nivales promediados espacialmente y acumulados para los años hidrológicos 2001 hasta 2015, en Pulido.

5.2.5. Distribución espacial de la sublimación anual

De la [Figura 5.22](#) se aprecia que la sublimación dinámica se concentra en la zona alta (>3800 msnm). En esta región, generalmente la sublimación se encuentra entre los 20 mm y 100 mm de pérdidas anuales, sin embargo, existen años excepcionales donde se superan los 180 mm anuales. Esto significa que el área activa con nieve ronda el 50 % de la superficie de la cuenca ([Figura 3.8](#)), siendo menos frecuente que ocurra sublimación dinámica bajo los 3000 msnm, es decir, ~20 % inferior de la cuenca no participa en los procesos nivales.

Los eventos extremos de sublimación dinámica ocurren en la región más alta de Jorquera (>4300 msnm), asociados a los años con mayor precipitación como el 2002, 2007 y 2013, donde la sublimación superó los 170 mm/año, llegando incluso a valores sobre los 340 mm en el año 2002, en la zona más elevada. Por otro lado, en el año 2014 la máxima sublimación ocurre sobre los 3800 msnm en la cuenca Pulido y no en Jorquera, pese a que anualmente la precipitación fue similar al 2002, esto se debe a que en Pulido la nieve precipitó durante invierno, mientras que en Jorquera precipitó la mayor cantidad de nieve después de Septiembre, donde dominaron los flujos conductivos G (positivos y de baja magnitud), mientras que los flujos radiativos y turbulentos se cancelaron, propiciando el derretimiento ([Tabla C.1 & C.3 del Anexo C & E.1 del Anexo E](#)).

La distribución espacial de evaporación del manto ([Figura 5.23](#)), muestra que la distribución no es homogénea. Generalmente, oscila entre los 20 y 80 mm/año, y se concentra en los valles intermedios de la cuenca Jorquera. Normalmente, la evaporación del manto ocurre sobre la cota 3000 msnm y hasta los 3800 msnm, con excepción de los años 2002, 2005, 2014 y 2015 donde se observa mayor evaporación en la región sobre los 3800, principalmente en Jorquera.

El nivel sobre los 3800 msnm presenta una baja evaporación, probablemente debido a que los fenómenos de transporte por viento y sublimación dinámica, que no permiten la perduración del manto o lo trasladan hacia la zona media de la cuenca.

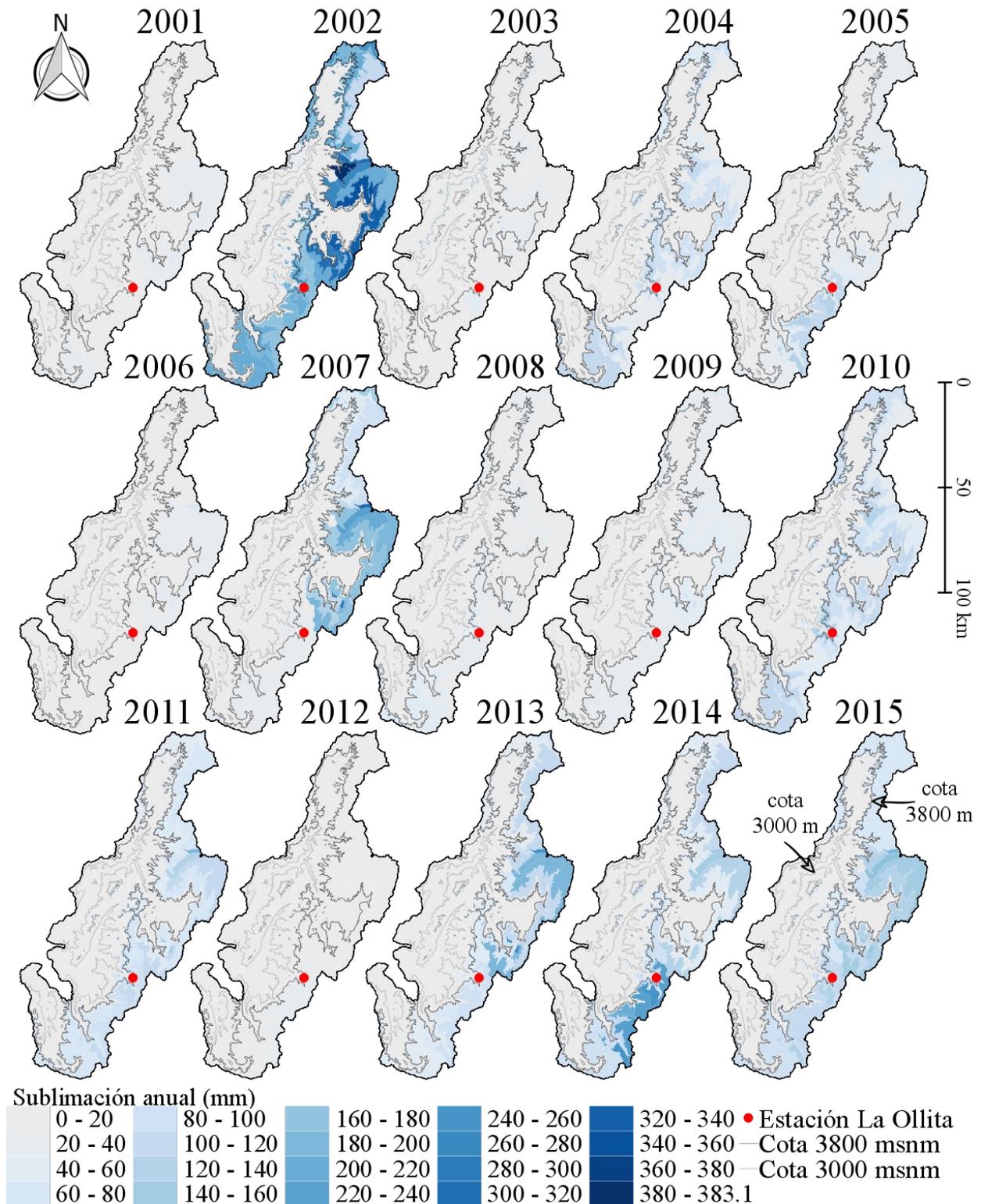


Figura 5.22 Mapas de la distribución espacial de la sublimación acumulada anual desde el año hidrológico 2001 al 2015.

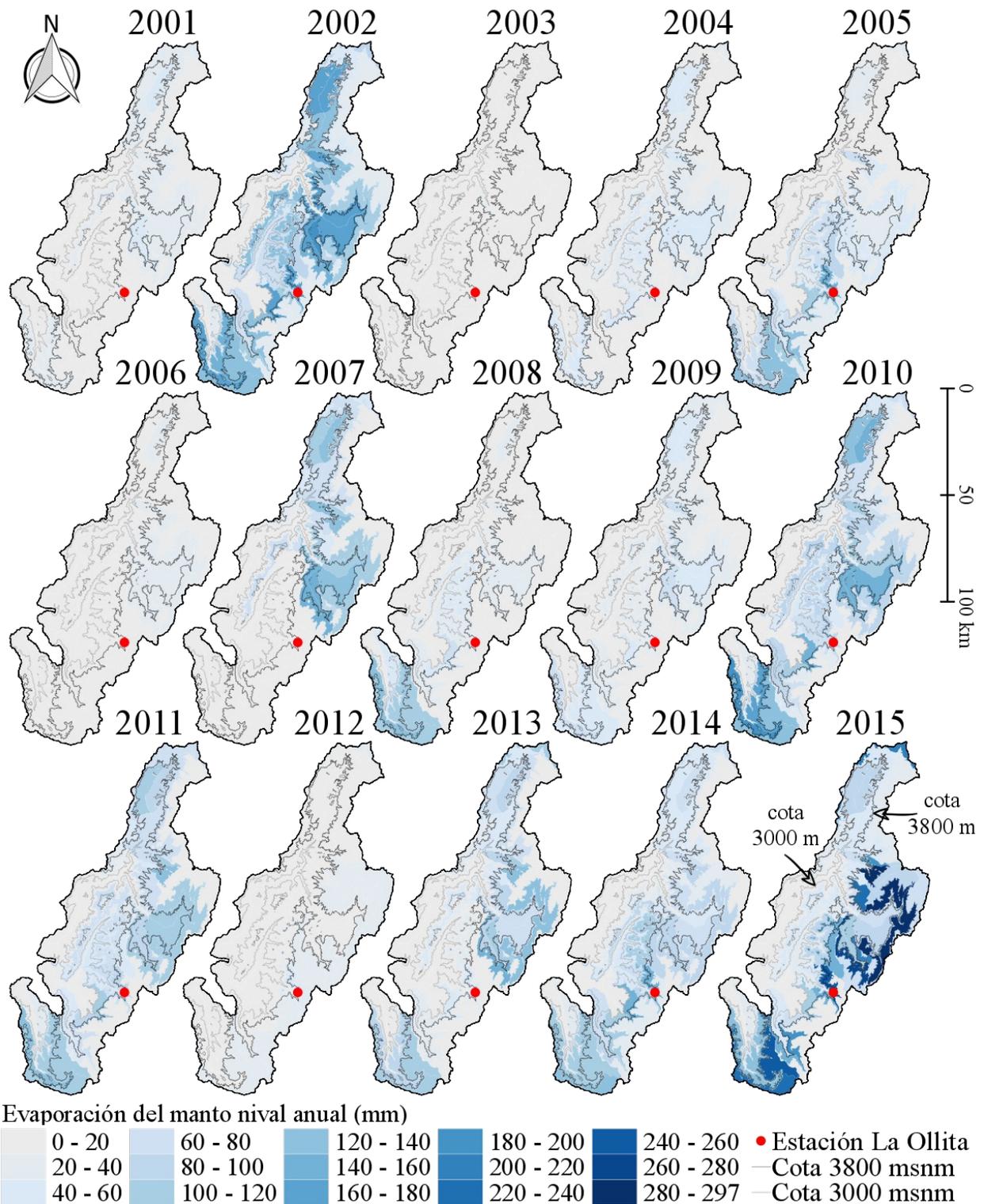


Figura 5.23 Mapas de la distribución espacial de la evaporación del manto acumulada anual desde el año hidrológico 2001 al 2015.

El derretimiento anual generalmente fluctúa entre los 0 y 40 mm anuales (Figura 5.24). En la zona bajo los 3800 msnm, donde como se ha dicho previamente, la presencia de nieve es poco frecuente, el derretimiento suele ser menor a 10 mm anuales. Sin embargo, en los

años más lluviosos (2002, 2005, 2014 y 2015), el derretimiento puede ocurrir sobre los 3000 msnm y hasta aproximadamente los 3800 msnm, cota sobre la cual dominan los procesos de sublimación y evaporación, respectivamente.

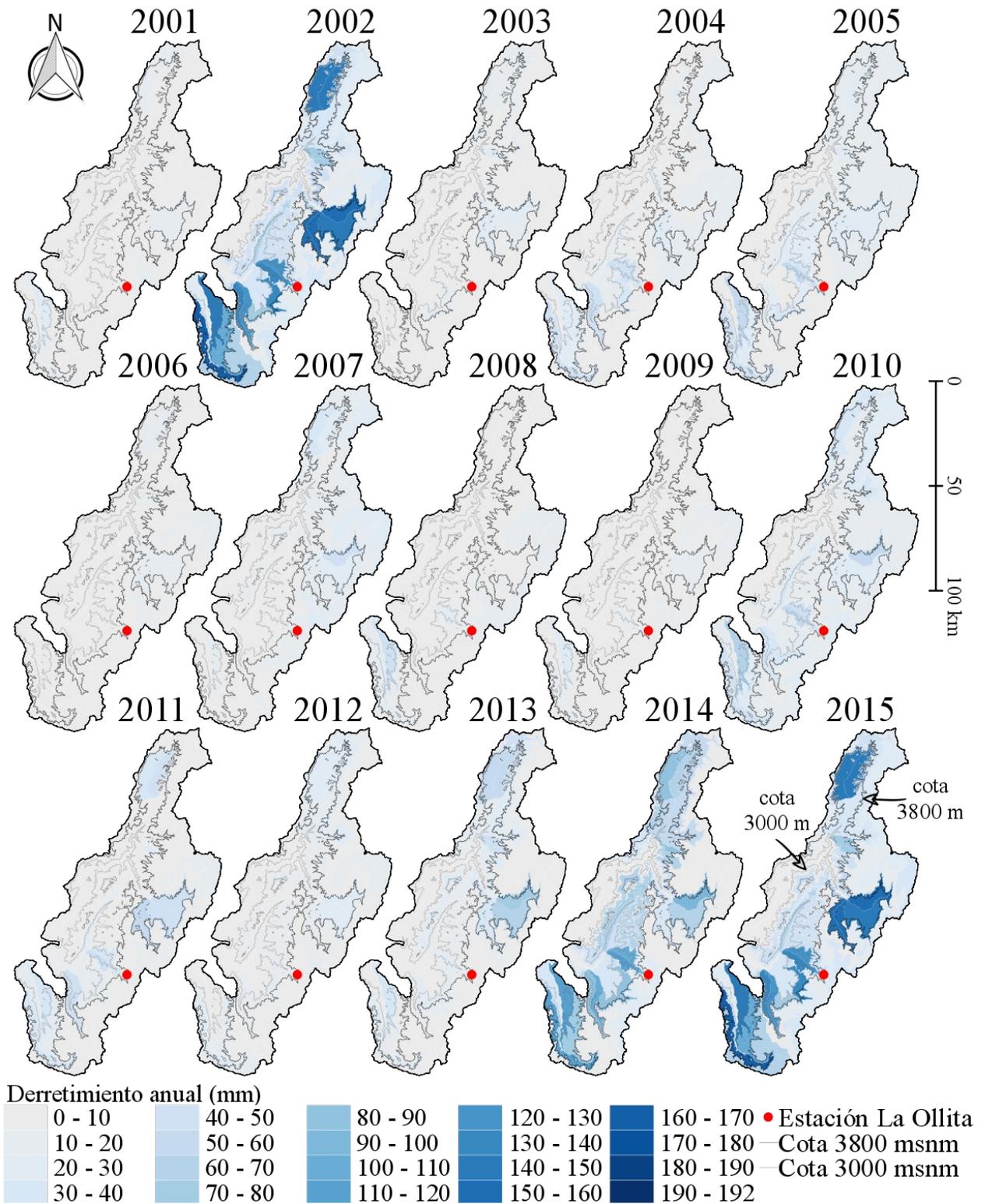


Figura 5.24 Mapas de la distribución espacial del derretimiento acumulado anual desde el año hidrológico 2001 al 2015.

5.3. Balance hídrico

Los resultados del balance de masa muestran que la nieve es siempre la principal fuente de hídrica en la cuenca, promediando un 77 % de la precipitación total en Jorquera y Manflas y un 87 % en Pulido.

El caudal de escorrentía modelado se suele mantener sin mayores alteraciones anuales. En Jorquera, varía entre los 3 y 20 mm anualmente, representado un promedio del 5 % de la masa total (Figura 5.25). En Manflas, se encuentra entre los 6 y 27 mm, con la excepción del año 2015 donde se marca valor de 85 mm producto del ‘Temporal del norte de Chile de 2015’, representa en promedio de un 15 % de la masa total (Figura 5.26). Por otro lado, en Pulido el caudal varía entre los 15 y 30 mm anuales, representado en promedio el 17 % de la masa (Figura 5.27).

Es importante notar que la evaporación (sublimación estática) representa en promedio un 26 %, 38 % y 22 % de la masa de agua de la subcuenca Jorquera, Manflas y Pulido, respectivamente. Por lo que en general, esta pérdida por sí sola es mayor que el caudal de escorrentía. Por otra lado, la sublimación es en promedio del 25 %, 15 % y 20 % de la masa total de la cuenca Jorquera, Manflas y Pulido, respectivamente (Figura 5.25 y tablas de Anexo F).

Otra componente relevante del balance hídrico es la retención de humedad en el suelo, esta se refiere al agua que permanece en la zona de raíces, donde además ocurren los flujos subterráneos. Promedia un 11 %, 23 %, 13 % de la masa total para la cuenca Jorquera, Manflas y Pulido, respectivamente. Es probable que este componente del balance sea

Las diferencias más evidentes entre las subcuencas, son la cantidad de evapotranspiración en Jorquera, que promedia el 17 % de la masa, mientras que el Manflas y Pulido, corresponde a menos del 1 %. Esto puede deberse a una incorrecta parametrización de los módulos, por lo que se podría estar subestimando la cantidad evaporada, esto se vería traducido en una disminución de la humedad del suelo. Por otro lado, puede deberse a una modelación de la infiltración demasiado rápida, lo que impediría que el agua se evapore desde la cubierta de suelo vegetal.

Otra diferencia entre subcuencas se refiere al aporte del agua subterránea, como se muestra la Figura 5.27, significa un aumento a la cantidad de agua inicial que entra como precipitación, pero una disminución del volumen de agua en el acuífero. En la cuenca del río Pulido, el aporte de agua subterránea representa alrededor del 25 % de la masa total, mientras que en las demás la ganancia es despreciable.

En general, el modelo de flujos subterráneos no es completamente confiable. Debido a que se validó únicamente con el caudal de salida de la cuenca y los parámetros de suelo de referencia (Sección 3.4). Es decir, los procesos estimados (Anexo F) no se encuentran totalmente validados. Las cantidades de caudal podrían estar correctas pero las magnitudes de los flujos subterráneos son imprecisos debido a la imprecisión en los parámetros del suelo. Para una mejor modelación del balance hídrico y del efecto subterráneo en la cuenca, se recomienda precisar especialmente los parámetros de infiltración, el tipo de suelo en las zonas más bajas de la cuenca y el tamaño de los acuíferos.

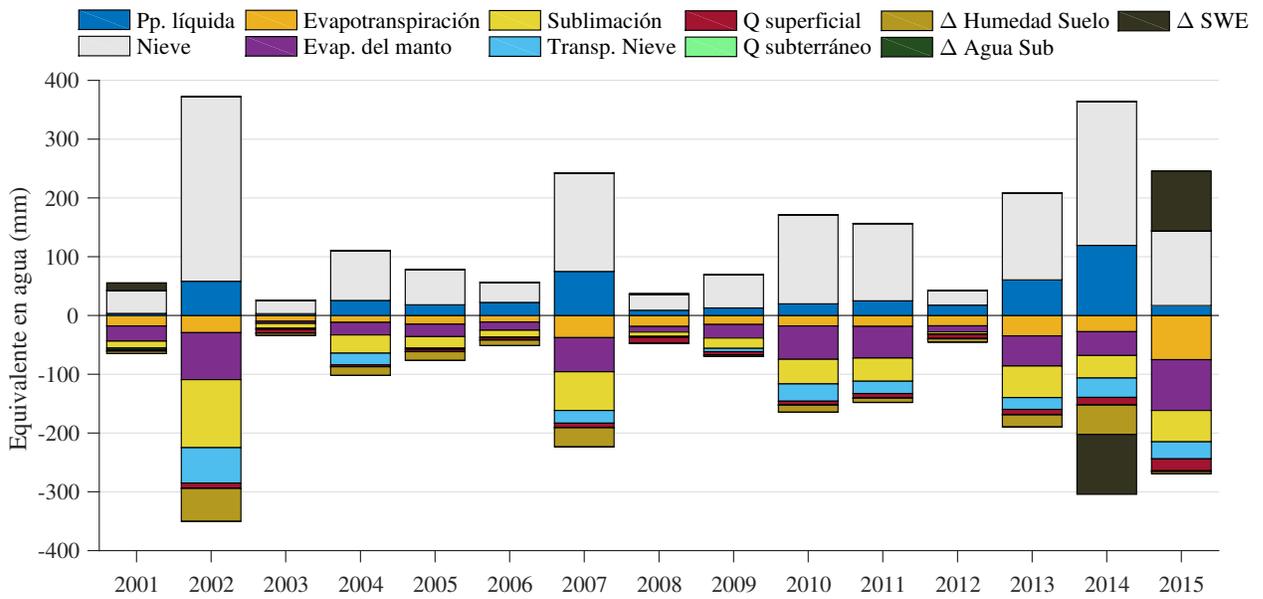


Figura 5.25 Componentes modelados del balance de masa total en la cuenca del río Jorquera

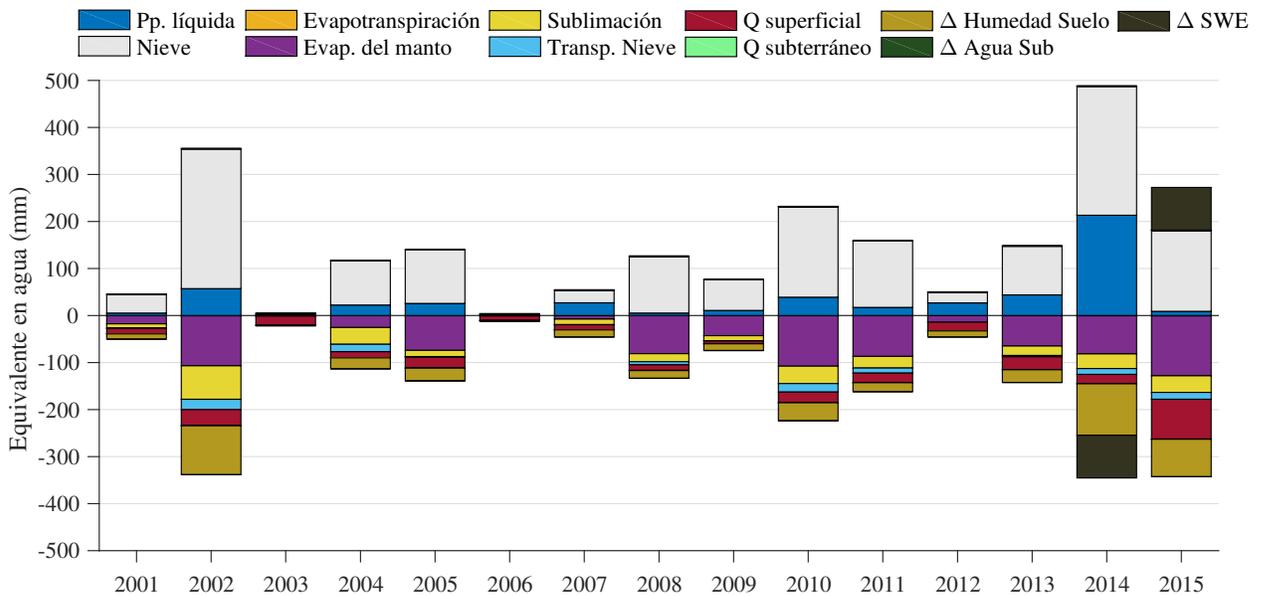


Figura 5.26 Componentes modelados del balance de masa total en la cuenca del río Manflas

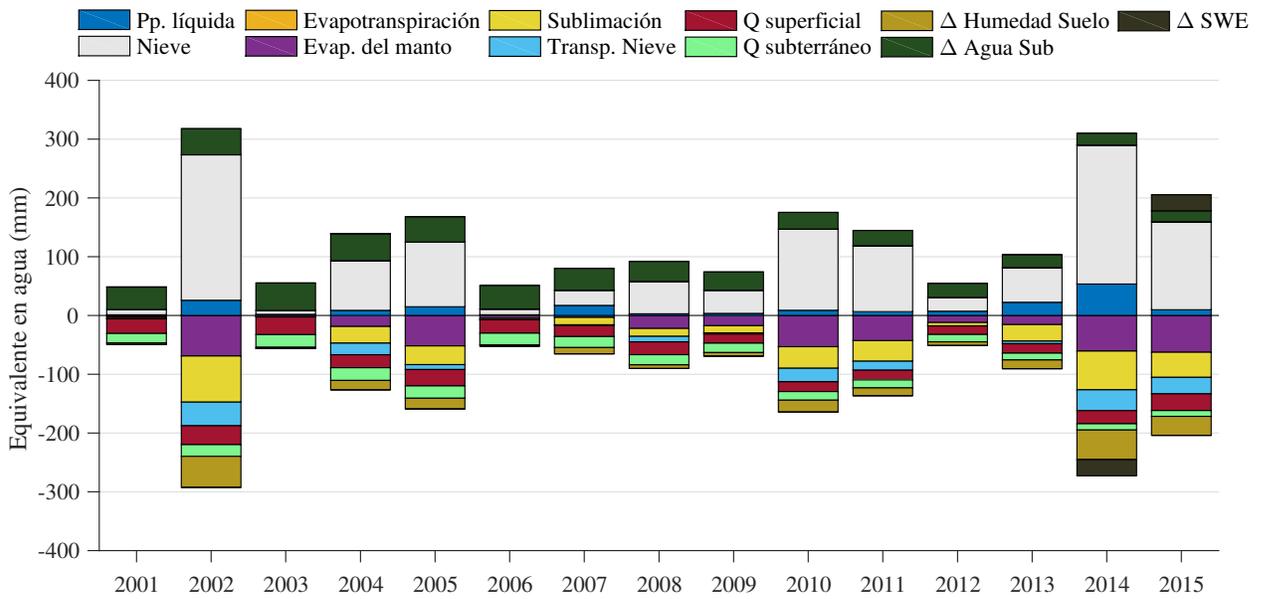


Figura 5.27 Componentes modelados del balance de masa total en la cuenca del río Pulido

5.3.1. Validación de los caudales

La modelación de la escorrentía diaria es cuantificada como el volumen acumulado de salida en cada subcuenca, normalizada por la superficie. Los resultados de la modelación de la [Figura 5.28](#) muestran una tasa de escorrentía casi constante sin variaciones muy relevantes anualmente, salvo en el año 2002 donde se observa un crecimiento del caudal producto de precipitaciones en la temporada seca, lo que provocó un derretimiento y posterior escurrimiento más rápido de lo normal.

La modelación de la escorrentía presenta una mejor correlación en periodo previo al 2012 ([Figura 5.28](#)). En los años posteriores (2013-2015) se observa una sobrestimación de la escorrentía modelada. Anomalía que ocurre en las tres subcuencas, pero que es más evidente en Manflas, donde el $NSE=0.64$ y un error medio de 33 mm. Las simulaciones muestran este comportamiento dado que las precipitaciones observadas en las estaciones de referencia son de una gran magnitud anual o cercanas al promedio, implicando en una precipitación media en la cuenca sobre los 100 mm año^{-1} (ver tablas del Anexo C).

Los modelos de caudales a la salida en cada subcuenca ([Figura 5.29](#)), muestran que se logró una adecuada parametrización en las cuencas del río Manflas y el río Pulido, mientras que el modelo del río Jorquera no logra representar adecuadamente las variaciones anuales.

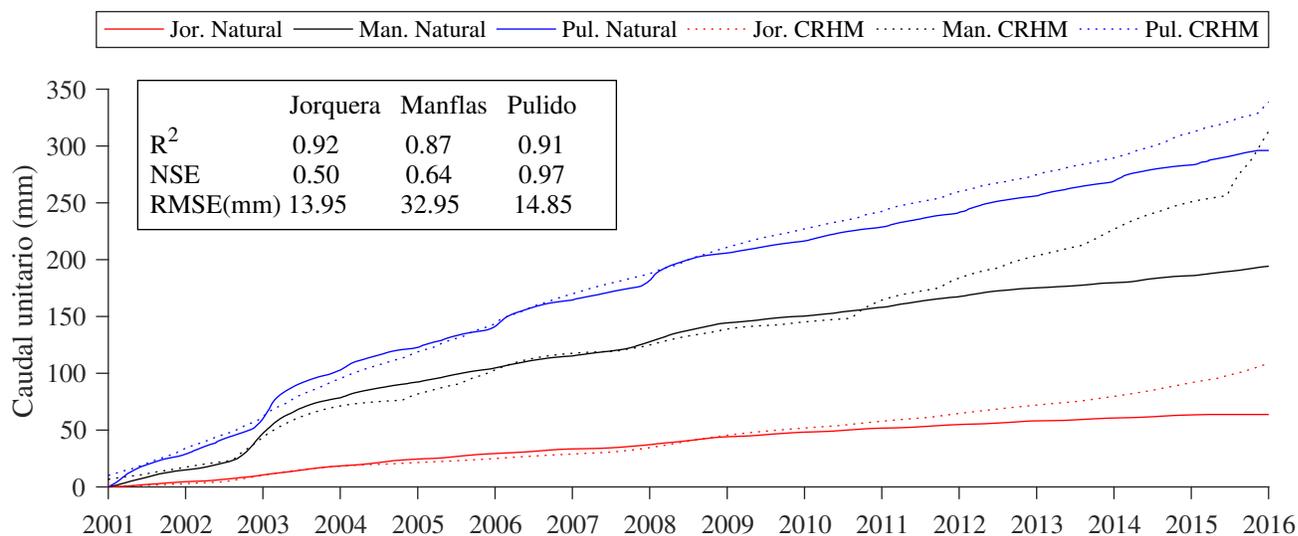
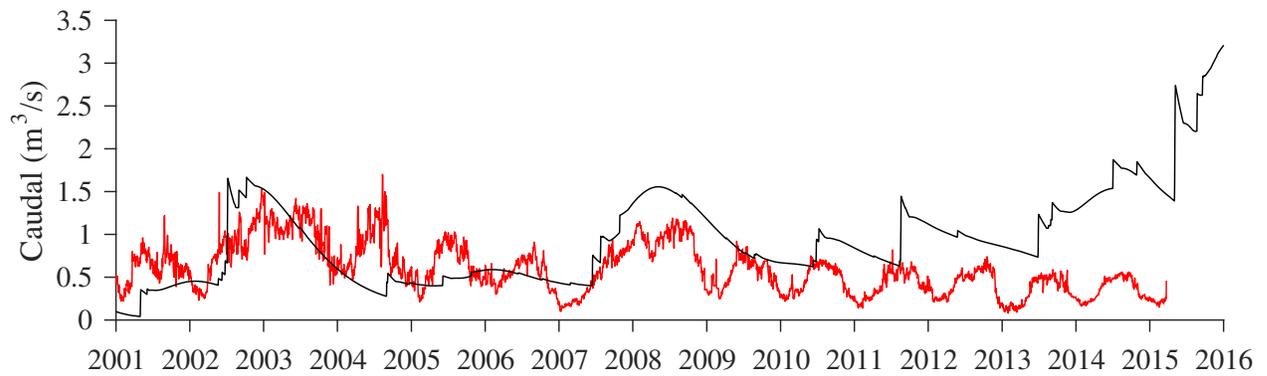


Figura 5.28 Volumen acumulado del caudal medio diario de salida, normalizado por el área de la subcuenca, simulado con CRHM y bajo régimen natural.

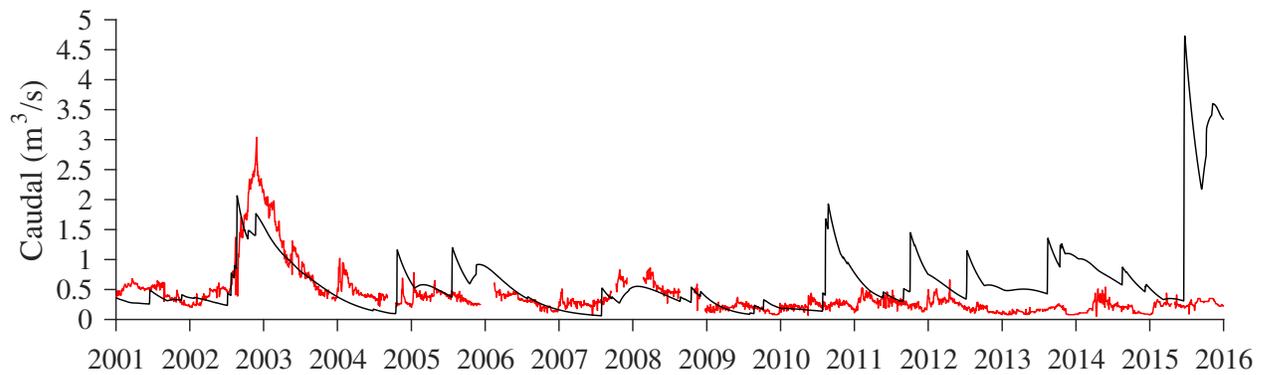
El caudal en régimen natural del río Jorquera, presenta una alta variabilidad diaria, la cual no se logró modelar adecuadamente, presentado un $NSE < 0$ (ver [Tabla 5.3](#)), en la serie de tiempo ([Figura 5.29\(a\)](#)) se aprecia que el modelo varía entorno al promedio de los caudales, no obstante este no presenta una apropiada precisión (ver [Figura 5.30\(a\)](#)). Tanto a nivel mensual como anual, el periodo 2001 al 2008, muestra mayor cercanía con las mediciones, sin embargo, no es suficiente para representar un modelo mejor que el promedio ($NSE < 0$). La inapropiada modelación, se podría asociar a la gran incertidumbre en la distribución de los parámetros de suelo, dado que el modelo de nieve presenta una adecuada representación. Los caudales en régimen natural exhiben una baja variación mensual ([Figura 3.3\(b\)](#)), pese a la alta variación de las precipitaciones durante el año, lo que se puede asociar a un acuífero de mayor participación o tamaño al modelado, que actuaría como un embalse (subterráneo) de acumulación y descarga.

El caudal de la cuenca del río Manflas, se encuentra bien representado para el periodo 2001 a 2012, donde se observa una buena correlación de la serie de datos diarios ([Figura 5.29\(a\)](#)), con índices de $NSE = 0.20$ y -0.43 para el caudal medio diario y su logaritmo, respectivamente (ver [Tabla 5.3](#)), es decir, simula adecuadamente los caudales medios y con poca precisión las crecidas extremas. Por otro lado, no se encuentra bien representado el periodo de modelación (2001-2015), con un $NSE = -3.66$ y -1.67 para el caudal medio diario y el logaritmo de este, respectivamente. Al observar el contraste entre el caudal promedio mensual modelado y medido de la [Figura 5.30\(b\)](#), se denota una subestimación de los caudales modelados en CRHM a partir de los $1.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, aunque en general (probabilidad de excedencia $> 10\%$), los caudales medios mensuales son menores a $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ([Figura 3.3\(b\)](#)).

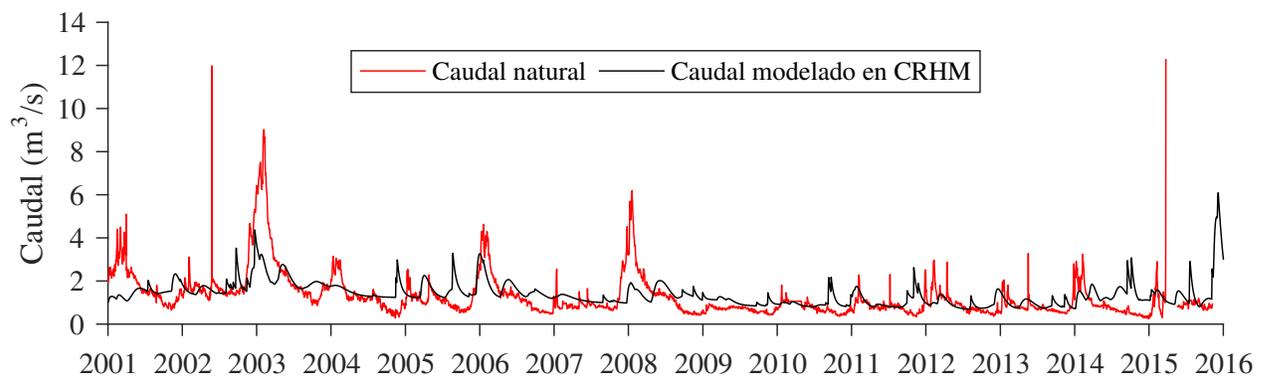
El caudal de salida de la cuenca del río Pulido, presenta valores de $NSE=0.26$ y $R^2=0.3$ para los caudales medios diarios, en el periodo 2001-2015 (ver [Tabla 5.3](#)), mientras que en el periodo 2001-2012 presenta un $NSE=0.31$ y $R^2=0.36$. Es decir, este modelo CRHM de caudal presenta el mejor ajuste de la zona de estudio, pudiéndose observar un $NSE \leq 0$ para todo el periodo de estudio. Al contrastar los caudales modelados y medidos ([Figura 5.30](#)), se observa una subestimación de los caudales modelados, tanto a nivel diario como mensual, sin embargo, la mayor densidad de caudales mensuales no superan los $2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, lo que se encuentran bien representados.



(a) Jorquera



(b) Manflas



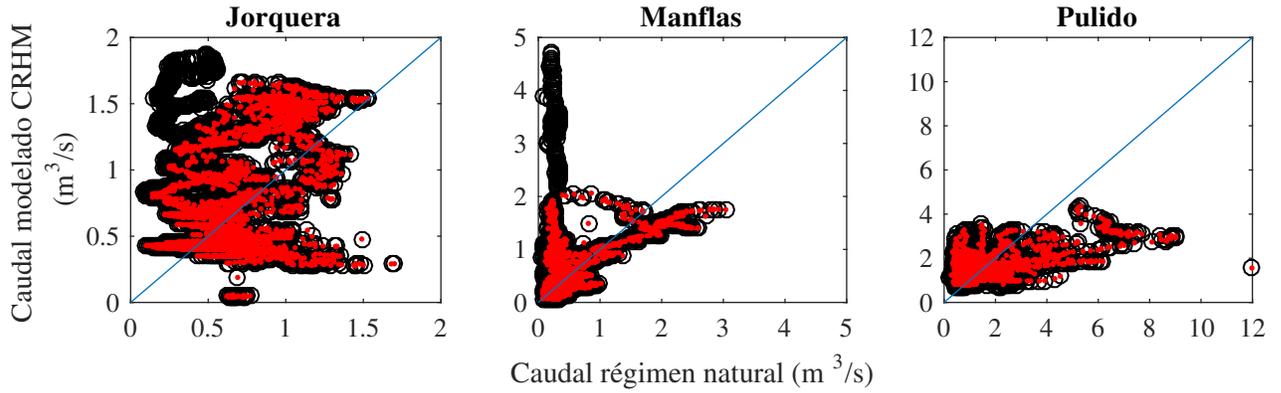
(c) Pulido

Figura 5.29 Serie de los caudales medios diarios en régimen natural y modelados en CRHM.

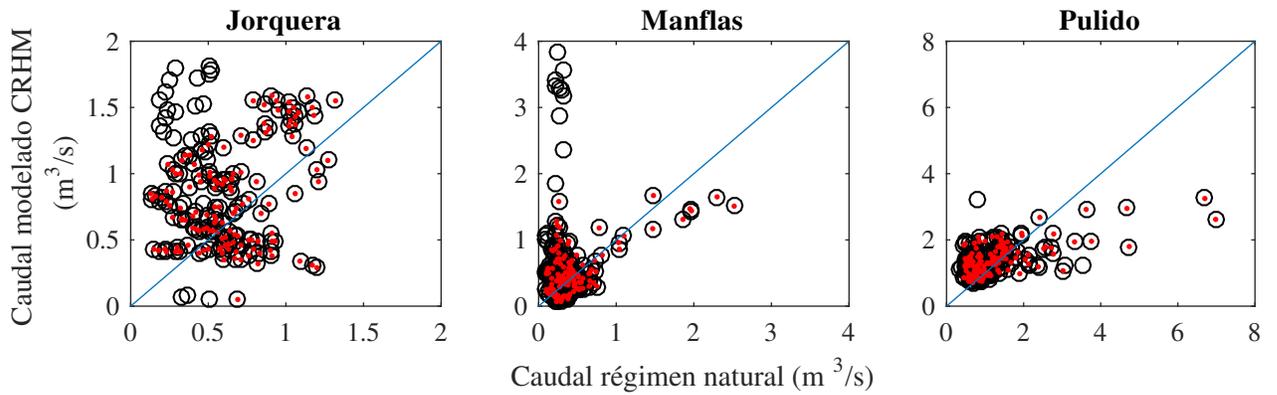
La sobreestimación del caudal modelado, en el periodo 2009-2015 puede deberse a varios factores. Por ejemplo, a una sobreestimación de la cantidad de precipitación en la cuenca: (1) producto del incumplimiento del supuesto orográfico anual estático o (2) un aumento de tormentas de menor probabilidad de excedencia como resultado de cambios atmosféricos en el periodo 2009-2015. Otra fuente de error, puede ser que las extracciones subterráneas sean mayores a la cuantificada por Zapata (2016), por lo que el caudal en régimen natural sería mayor al analizado, sin embargo, esto debería ocurrir en las 3 subcuencas, dado que en todas se presenta esta diferencia. Por otro lado, puede existir una sub-estimación de la recarga de los acuíferos, lo cual resulta imposible de cuantificar en este estudio, debido a la baja disponibilidad de datos del subsuelo en toda la cuenca, como son las tasas de infiltración, las conductividades hidráulicas, los espesores del suelo, el tipo de grano, las direcciones de la escorrentía subterránea, etc. Dichos parámetros fueron calibrados a partir de datos de referencias (Sección 3.4) y el caudal de salida de cada subcuenca.

Tabla 5.3 Índices de eficiencias de los modelos en CRHM del caudal (Q) y del logaritmo ($\ln(Q)$) a la salida de cada subcuenca. Para el periodo entre los años hidrológicos 2001 y 2015, y el periodo 2001-2012. Los índices determinados son el Nash-Sutcliffe (NSE) y el cuadrado del coeficiente de Pearson lineal (R^2). Considerando los caudales medios a nivel diario, mensual y anual.

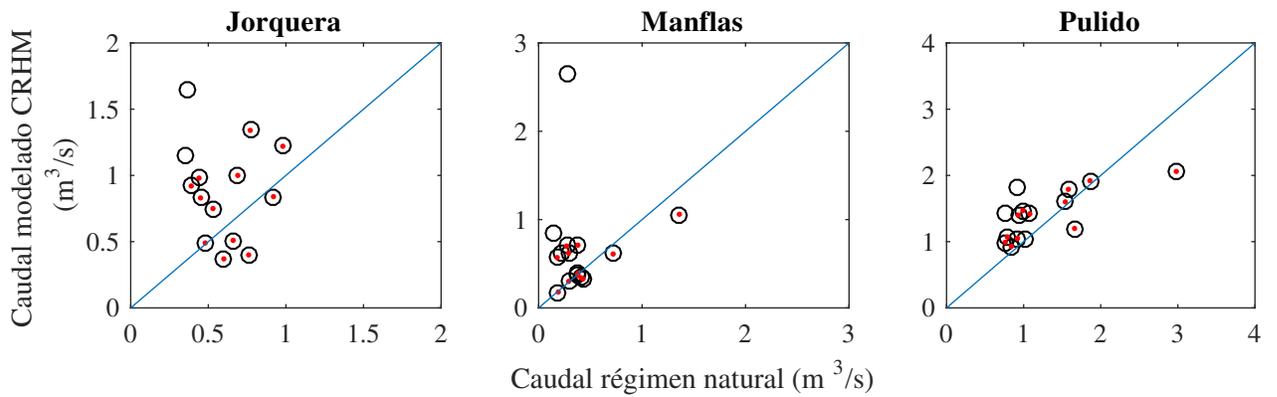
Caudal medio diario							
2001-2012				2001-2015			
Índice	Jorquera	Manflas	Pulido	Índice	Jorquera	Manflas	Pulido
NSE Q	-1.05	0.20	0.31	NSE Q	-2.71	-3.66	0.26
R^2 Q	0.12	0.34	0.36	R^2 Q	0.01	0.03	0.30
NSE $\ln(Q)$	-1.02	-0.43	0.19	NSE $\ln(Q)$	-1.69	-1.67	0.08
R^2 $\ln(Q)$	0.03	0.16	0.31	R^2 $\ln(Q)$	0.00	0.02	0.25
Caudal medio mensual							
2001-2012				2001-2015			
Índice	Jorquera	Manflas	Pulido	Índice	Jorquera	Manflas	Pulido
NSE Q	-1.16	0.23	0.37	NSE Q	-2.71	-3.66	0.26
R^2 Q	0.13	0.37	0.43	R^2 Q	0.01	0.03	0.30
NSE $\ln(Q)$	-1.66	-0.46	0.23	NSE $\ln(Q)$	-1.69	-1.67	0.08
R^2 $\ln(Q)$	0.00	0.07	0.35	R^2 $\ln(Q)$	0.00	0.02	0.25
Caudal medio anual							
2001-2012				2001-2015			
Índice	Jorquera	Manflas	Pulido	Índice	Jorquera	Manflas	Pulido
NSE Q	-3.37	0.16	0.48	NSE Q	-7.19	-6.56	0.21
R^2 Q	0.08	0.48	0.67	R^2 Q	0.01	0.01	0.48
NSE $\ln(Q)$	-2.68	-0.29	0.47	NSE $\ln(Q)$	-4.23	-2.57	0.07
R^2 $\ln(Q)$	0.02	0.28	0.68	R^2 $\ln(Q)$	0.03	0.01	0.45



(a) Caudales medios diarios



(b) Caudales medios mensuales



○ Datos del 2001 al 2015 • Datos del 2001 al 2012 — $f(x) = x$

(c) Caudales medios anuales

Figura 5.30 Comparación de los caudales medios diarios, mensuales y anuales, de las 3 subcuencas. Para el periodo entre los años hidrológicos 2001 al 2015, destacando en rojo los datos del periodo 2001 al 2012

Capítulo 6

Conclusiones y comentarios

6.1. Modelo nival La Ollita

La estación La Ollita y el modelo CRHM puntual de esta locación fueron esenciales para la construcción de un modelo semi-distribuido fiable. Los resultados muestran que las forzantes del reanálisis Era-Interim para esta altitud (~ 4200 msnm) son similares en el orden de magnitud y las tendencias de la serie media diaria, además coincide en los periodos de eventos extremos. Era-Interim suele presentar un mejor ajuste en el periodo invernal y no estima apropiadamente las variaciones horarias de temperatura y magnitud del viento.

Los resultados del SWE modelado en CRHM al utilizar los datos meteorológicos horarios, muestran un buen ajuste al compararlo con los datos medidos por el *snowscale*, con un coeficiente de Nash-Sutcliffe de 0.93, esto presume que la parametrización del módulo nival en CRHM es confiable. Sin embargo, se debe tener presente que el periodo de simulación no considera la temporada húmeda completa donde ocurre la acumulación nival máxima (abril-septiembre). Debido a una falla prolongada del Irgason, ocurrida entre marzo y julio del 2016, no se aplicó el método *Eddy Covariance* para estimar los flujos turbulentos, por lo que no fue posible la validación de los componentes de balance energético a nival puntual.

Los resultados de la simulación del balance másico de la nieve muestra que el 66 % de la precipitación es sólida (146 mm). De la nieve caída, en promedio el 34 % se evaporó del manto, 29 % sublimó y 23 % se transportó, siendo un 14 % la nieve derretida, que se suma a la lluvia para escurrir a través de la cuenca.

El análisis de sensibilidad ante los escenarios de cambio climático en La Ollita exhibe un comportamiento desigual al que muestra el promedio de la cuenca. En el escenario moderado se tiende a reducir considerablemente la proporción de sublimación y evaporación, mientras que en la cuenca promedio, la proporción de sublimación se mantendría constante y descendería levemente la evaporación. Es decir, la estación La Ollita puede no ser representativa de los fenómenos nivales de la cuenca. Se propone determinar el Área Representativa (AR, [Cornwell et al. \(2014\)](#)), coeficiente que muestra la semejanza del equivalente en agua de nieve de una posición con el promedio de la cuenca.

6.2. Modelo de la cuenca alta del río Copiapó

El presente trabajo condujo a mejorar el entendimiento de la sublimación nival en la cuenca alta del río Copiapó. A partir de este trabajo se pudieron cuantificar la sublimación y derretimiento en la cuenca, determinar las variables meteorológicas más influyentes en los procesos nivales y caracterizar la distribución espacial de la sublimación para un periodo de 15 años.

El carácter físico del modelo *Cold Regions Hydrological Model* permitió evaluar escenarios con la apropiada seguridad que los procesos hidrológicos están fundamentados robustamente con referencias científicas que lo apoyan. Por lo que los resultados propuestos en este estudio, responden a condiciones climáticas físicamente posibles y que por lo tanto, en caso de mejorar la resolución espacial y temporal de los datos de terreno, mejoraría la representatividad de los resultados.

A pesar de la poca disponibilidad de registros meteorológicos y la falta de instrumentos de medición, se logró estimar adecuadamente las principales forzantes meteorológicas regionalmente entre los años 2001-2015. El desafío en las cuencas no controladas se basa en la disminución de la incertidumbre de las variables de entrada. El modelo de reanálisis Era-Interim es una buena fuente de información intradiaria, debido a la posibilidad de representar espacialmente un gran número de variables en un periodo de tiempo prolongado, con una alta resolución temporal y una resolución espacial media. Sin embargo, es necesario realizar una verificación acuciosa de los datos antes de ser utilizados, validarlos con estaciones cercanas y corregirlos de ser necesario.

Los resultados muestran que la nieve es la fuente hídrica dominante en la cuenca alta del río Copiapó. La precipitación exhibe una alta variabilidad anual, aunque presenta una semejanza en las cantidades repartidas entre las subcuencas.

Los resultados del balance de masa de nieve indican que los procesos de pérdidas nivales son altamente influyente en el balance hídrico, en especial la evaporación del manto y la sublimación. Si se considera la suma entre la sublimación y la evaporación del manto, esta representa entre el 36 % y 78 % de la nieve caída, siendo en promedio del 68 %, consistente con el rango presentado por [Pomeroy et al. \(1993\)](#). En el periodo 2001 al 2015, se estimó una tasa media de 62 mm año^{-1} , que se encuentra en el orden de la magnitud de los 80 mm año^{-1} propuesta por [Favier et al. \(2009\)](#) para el Norte Chico de Chile. La evaporación (sublimación estática) suele ser la principal pérdida nival, promedia un 37 % de la nieve caída, aunque puede llegar a ser $> 50 \%$ de la masa nival anual. Por otro lado, la sublimación estática promedia el 30 % de la nieve anual, variando entre el 11 % y 58 % de la masa de nieve. Mientras que el derretimiento fluctúa entre el 12 % y 64 % de la nieve.

El análisis de sensibilidad de las forzantes climáticas basado en los escenarios del cambio climático muestra que al aumentar la temperatura, disminuiría la evaporación del manto y aumentaría tanto la sublimación como el derretimiento. Mientras que al disminuir la precipitación se mantendrían proporciones similares de las pérdidas nivales. Tanto en el escenario moderado como el severo, se observa una reducción considerable del manto de nieve y la duración, lo que implica en una probable disminución del caudal para los meses estivales. Por otro lado, si se lograra disminuir la magnitud del viento, se observaría una mayor cantidad

de nieve y un período de manto más prologado, que se traduciría en un aumento del caudal.

El balance hídrico muestra que las pérdidas por sublimación neta (suma de la evaporación y sublimación del manto) son porcentualmente relevantes. La evaporación del manto representa en promedio un 26 %, 38 % y 22 % de la masa de agua de la subcuenca Jorquera, Manflas y Pulido, respectivamente. Por lo que en general, esta pérdida por sí sola es mayor que el caudal de escorrentía. Por otro lado, la sublimación es en promedio del 25 %, 15 % y 20 % de la masa total de la cuenca Jorquera, Manflas y Pulido, respectivamente.

Los altos porcentajes de pérdidas en evaporación y sublimación nival, pueden estar relacionados a una sobrestimación de la magnitud del viento en la cuenca por parte de Era-Interim, que sólo fue validado por un corto periodo en la estación La Ollita (4200 msnm). Por otro lado, el fenómeno del transporte de nieve del modelo CRHM, es poco confiable, debido a que no considera las direcciones del viento para efectos de la distribución nival. Otro fenómeno no cuantificado, es el traspaso de nieve por viento entre las subcuencas, consideradas independientes en la modelación.

El modelo de escorrentía representa adecuadamente el periodo de los años hidrológicos 2001-2012, en las cuencas del río Manflas y río Pulido, sin embargo, el modelo del río Jorquera no logró cuantificar adecuadamente los volúmenes anuales a la salida. El comportamiento anormal de los caudales en periodo 2013-2015, que implicaron en una sobreestimación por parte del modelo CRHM, se explica por la sobreestimación de la precipitación, debido al probable aumento de eventos de mayor magnitud, el incumplimiento del supuesto del gradiente orográfico anual estático, junto con una alta imprecisión en los parámetros del suelo a lo largo de la cuenca.

Finalmente, el presente estudio significa un aporte incremental respecto a la comprensión de los procesos físicos en este tipo de cuencas, ayudando a la comunidad del río Copiapó para tomar mejores decisiones respecto al uso del recurso hídrico en las cuencas de cabecera, que presentan un alto nivel de estrés hídrico.

Bibliografía

- Antonioletti, R., Schneider Singer, H., Borcosque, J., Zarate, C., et al. (1972). *Características climáticas del Norte Chico, 26° a 33° Latitud Sur*. Instituto de Investigación de recursos naturales.
- Ault, T. W., Czajkowski, K. P., Benko, T., Coss, J., Struble, J., Spongberg, A., Templin, M., & Gross, C. (2006). Validation of the MODIS snow product and cloud mask using student and NWS cooperative station observations in the Lower Great Lakes Region. *Remote Sensing of Environment*, 105(4):341–353.
- Berrisford, P., Dee, D., Fielding, K., Fuentes, M., Kallberg, P., Kobayashi, S., & Uppala, S. (2011). The ERA-interim archive: version 2.0. *ERA report series*, 1(1):1–16.
- Cade-Idepe (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del río Copiapó*. Ministerio de Obras Públicas.
- Cartes, M. A. (2009). Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales Modis. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile*.
- CONAMA-DGA (2009). *Plan de gestión para la cuenca del río Copiapó*, volume 1. Comité Técnico Mesa del Agua Cuenca río Copiapó.
- Cornwell, E., Lagos, M., & McPhee, J. (2014). ¿Qué tan representativa es una estación nivométrica? Las Áreas Representativas como herramienta de decisión. In *XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile*.
- Cornwell, E., Molotch, N. P., & McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1):411–430.
- Corripio, J. G. & Purves, R. S. (2005). Surface energy balance of high altitude glaciers in the central Andes: The effect of snow penitentes. *Climate and hydrology in mountain areas*, pages 15–27.
- DeBeer, C. M., Pomeroy, J. W., & Others (2010). Simulation of the snowmelt runoff contributing area in a small alpine basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7):1205–1219.
- Dee, D., Uppala, S., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656):553–597.

- Devito, K., Creed, I., Gan, T., Mendoza, C., Petrone, R., Silins, U., & Smerdon, B. (2005). A framework for broad-scale classification of hydrologic response units on the Boreal Plain: is topography the last thing to consider? *Hydrological processes*, 19(8):1705–1714.
- DeWalle, D. R. & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press.
- DGA (1987). *Balance Hídrico de Chile*. Dirección General de Aguas.
- Dornes, P. F., Pomeroy, J. W., Pietroniro, A., Carey, S. K., & Quinton, W. L. (2008). Influence of landscape aggregation in modelling snow-cover ablation and snowmelt runoff in a sub-arctic mountainous environment. *Hydrological Sciences Journal*, 53(4):725–740.
- Essery, R., Li, L., & Pomeroy, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrological processes*, 13(1415):2423–2438.
- Falvey, M. & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D4).
- Fang, X. & Pomeroy, J. W. (2007). Snowmelt runoff sensitivity analysis to drought on the Canadian prairies. *Hydrological Processes*, 21(19):2594–2609.
- Fang, X. & Pomeroy, J. W. (2009). Modelling blowing snow redistribution to prairie wetlands. *Hydrol. Process*, 23:2557–2569.
- Fang, X., Pomeroy, J. W., Ellis, C. R., MacDonald, M. K., DeBeer, C. M., & Brown, T. (2013). Multi-variable evaluation of hydrological model predictions for a headwater basin in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4):1635–1659.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E., & López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26–32°S). *Water Resources Research*, 45(2).
- Flügel, W.-A. (1995). Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4):423–436.
- Fuenzalida, H., Falvey, M., Rojas, M., Aceituno, P., & Garreaud, R. (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. *Informe para CONAMA*.
- Fuka, D. R., Walter, M. T., MacAlister, C., Degaetano, A. T., Steenhuis, T. S., & Easton, Z. M. (2014). Using the Climate Forecast System Reanalysis as weather input data for watershed models. *Hydrological Processes*, 28(22):5613–5623.
- Gao, L. (2013). *Validation and statistical downscaling of ERA-Interim reanalysis data for integrated applications*. PhD thesis, lmu.
- Garen, D. C. & Marks, D. (2005). Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results. *Journal of Hydrology*, 315(1):126–153.
- Gonthier, C. (2011). Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una Cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico. *Master of Science and Civil Engineering thesis, Civil Department, University of Chile, Santiago, Chile*, 38.

- Hall, D. K., Foster, J. L., Salomonson, V. V., Klein, A. G., & Chien, J. (2001). Development of a technique to assess snow-cover mapping errors from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(2):432–438.
- Hall, D. K. & Riggs, G. A. (2007). Accuracy assessment of the MODIS snow products. *Hydrological Processes*, 21(12):1534–1547.
- Hidromas, C. L. (2013). *Actualizació de la modelació integrada y subterránea del acuífero de la cuenca del río Copiapó*, volume 1. Ministerio de Obras Públicas.
- ILHM (2016). Integrated Landscape Hydrology Model. <http://hydrogeology.glg.msu.edu/>.
- Juliá, C., Montecinos, S., & Maldonado, A. (2008). Características climáticas de la Región de Atacama. *Libro rojo de la flora nativa y de los sitios prioritarios para su conservación: Región de Atacama*, pages 25–42.
- Kaimal, J. C. & Finnigan, J. J. (1994). *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press.
- King, J., Anderson, P., & Mann, G. (2001). The seasonal cycle of sublimation at Halley, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 47(156):1–8.
- Klein, A. G. & Barnett, A. C. (2003). Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000–2001 snow year. *Remote Sensing of Environment*, 86(2):162–176.
- Köppen, W. (1948). Climatología. México. *Fundo de Cultura Económica*.
- Kort, J., Bank, G., Pomeroy, J., & Fang, X. (2012). Effects of shelterbelts on snow distribution and sublimation. *Agroforestry systems*, 86(3):335–344.
- Krogh, S. A., Pomeroy, J. W., & McPhee, J. (2015). Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia. *Journal of Hydrometeorology*, 16(1):172–193.
- Kull, C., Grosjean, M., & Veit, H. (2002). Modeling modern and Late Pleistocene glacio-climatological conditions in the north Chilean Andes (29–30). *Climatic Change*, 52(3):359–381.
- Li, L. & Pomeroy, J. W. (1997a). Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *Journal of Applied Meteorology*, 36(3):205–213.
- Li, L. & Pomeroy, J. W. (1997b). Probability of occurrence of blowing snow. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D18):21955–21964.
- Link, T. E. & Marks, D. (1999). Point simulation of seasonal snow cover dynamics beneath boreal forest canopies. *Journal of Geophysical Research*, 104(D22):27841–27857.
- López-Moreno, J. I., Pomeroy, J. W., Revuelto, J., & Vicente-Serrano, S. M. (2013). Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes*, 27(18):2637–2650.
- MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W., & Pietroniro, A. (2009). Parameterizing redistribution and sublimation of blowing snow for hydrological models: tests in a mountainous subarctic catchment. *Hydrological Processes*, 23(18):2570–2583.

- MacDonald, M. K., Pomeroy, J. W., & Pietroniro, A. (2010). On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7):1401–1415.
- MacDonell, S., Kinnard, C., Mölg, T., Nicholson, L., & Abermann, J. (2013). Meteorological drivers of ablation processes on a cold glacier in the semi-arid Andes of Chile. *The Cryosphere*, 7(5):1513–1526.
- Marks, D., Cooley, K. R., Robertson, D. C., & Winstral, A. (2001a). Long-term snow database, Reynolds Creek Experimental Watershed, Idaho, United States. *Water Resources Research*, 37(11):2835–2838.
- Marks, D., Domingo, J., Susong, D., Link, T., & Garen, D. (1999). A spatially distributed energy balance snowmelt model for application in mountain basins. *Hydrological Processes*, 13(12-13):1935–1959.
- Marks, D. & Dozier, J. (1992a). Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada 1. Meteorological Measurements and Monitoring. *Journal of Climate*.
- Marks, D. & Dozier, J. (1992b). Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada: 2. Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28(11):3043–3054.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., & 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*, 12:1569–1587.
- Marks, D., Link, T., Winstral, A., & Garen, D. (2001b). Simulating snowmelt processes during rain-on-snow over a semi-arid mountain basin. *Annals of Glaciology*, 32(1):195–202.
- Marks, D. & Winstral, A. (2001). Comparison of snow deposition, the snow cover energy balance, and snowmelt at two sites in a semiarid mountain basin. *Journal of Hydrometeorology*, 2(3):213–227.
- Marks, D., Winstral, A., Flerchinger, G., Reba, M., Pomeroy, J., Link, T., & Elder, K. (2008). Comparing simulated and measured sensible and latent heat fluxes over snow under a pine canopy to improve an energy balance snowmelt model. *Journal of Hydrometeorology*, 9(6):1506–1522.
- Marks, D., Winstral, A., & Seyfried, M. (2002). Simulation of terrain and forest shelter effects on patterns of snow deposition, snowmelt and runoff over a semi-arid mountain catchment. *Hydrological Processes*, 16(18):3605–3626.
- Messerli, B., Grosjean, M., & Vuille, M. (1997). Water availability, protected areas, and natural resources in the Andean desert altiplano. *Mountain research and development*, pages 229–238.
- Molotch, N. P., Blanken, P. D., Williams, M. W., Turnipseed, A. A., Monson, R. K., & Margulis, S. A. (2007). Estimating sublimation of intercepted and sub-canopy snow using eddy covariance systems. *Hydrological Processes*, 21(12):1567–1575.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3):282–290.

- Nayak, A., Marks, D., Chandler, D. G., & Seyfried, M. (2010). Long-term snow, climate, and streamflow trends at the Reynolds Creek experimental watershed, Owyhee Mountains, Idaho, United States. *Water Resources Research*, 46(6).
- NCAR's (2017). Research Data Archive. http://rda.ucar.edu/datasets/ds627.2/docs/Eta_coordinate/.
- Pachauri, R. K., Meyer, L., Plattner, G.-K., Stocker, T., et al. (2015). *IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC.
- Paez, F. A. (2012). Comportamiento de un modelo hidrológico distribuido frente a la incertidumbre de la temperatura del aire. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile*.
- Pomeroy, J. & Gray, D. (1995). Snowcover accumulation, relocation and management. *Bulletin of the International Society of Soil Science no*, 88(2).
- Pomeroy, J., Gray, D., & Landine, P. (1993). The prairie blowing snow model: characteristics, validation, operation. *Journal of Hydrology*, 144(1-4):165–192.
- Pomeroy, J., Marsh, P., & Gray, D. (1997). Application of a distributed blowing snow model to the Arctic. *Hydrological processes*, 11(11):1451–1464.
- Pomeroy, J. W. (1989). A process-based model of snow drifting. *Ann. Glaciol*, 13:237–240.
- Pomeroy, J. W., Fang, X., & Ellis, C. (2012). Sensitivity of snowmelt hydrology in Marmot Creek, Alberta, to forest cover disturbance. *Hydrological Processes*, 26(12):1891–1904.
- Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Brown, T., Hedstrom, N. R., Quinton, W. L., Granger, R. J., & Carey, S. K. (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. W., Gray, D. M., Hedstrom, N. R., & Janowicz, J. R. (2002). Prediction of seasonal snow accumulation in cold climate forests. *Hydrological Processes*, 16(18):3543–3558.
- Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Shook, K. R., Toth, B., Essery, R. L. H., Pietroniro, A., & Hedstrom, N. (1998). An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. *Hydrological Processes*, 12(15):2339–2367.
- Pomeroy, J. W. & Li, L. (2000). Prairie and Arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research*, 105(D21):26619–26634.
- Pomeroy, J. W. & Male, D. H. (1992). Steady-state suspension of snow. *Journal of hydrology*, 136(1):275–301.
- Reba, M. L., Link, T. E., Marks, D., & Pomeroy, J. W. (2009). An assessment of corrections for eddy covariance measured turbulent fluxes over snow in mountain environments. *Water Resources Research*, 45(4).
- Reba, M. L., Pomeroy, J., Marks, D., & Link, T. E. (2012). Estimating surface sublimation losses from snowpacks in a mountain catchment using eddy covariance and turbulent transfer calculations. *Hydrological Processes*, 26(24):3699–3711.

- Rojas, M. (2012). *Consultoría para la elaboración de un estudio sobre el Estado del Arte de Modelos para la Investigación del Calentamiento Global*. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., et al. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8):1015.
- Salomonson, V. V., Barnes, W., Xiong, J., Kempler, S., & Masuoka, E. (2002). An overview of the Earth Observing System MODIS instrument and associated data systems performance. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS '02. 2002 IEEE International*, volume 2, pages 1174–1176 vol.2.
- Schlumberger (2008). *Proyecto Caserones, modelo numérico hidrogeológico*. Schlumberger Water Service.
- Singh, P. (2001). *Snow and glacier hydrology*, volume 37. Springer Science & Business Media.
- Singh, V. P. (1989). *Hydrologic systems: watershed modeling*, volume 2. Prentice Hall.
- Sitac (2008). *Proyecto Caserones, Estudio de Impacto Ambiental, Anexo VI-4, modelo hidrogeológico*. SITAC consultores.
- Stolpe, N. & Undurraga, P. (2016). Long term climatic trends in Chile and effects on soil moisture and temperature regimes. *Chilean journal of agricultural research*, 76:487 – 496.
- Trefry, M., McFarlane, D., Moffat, K. Littleboy, A., & Norgate, T. (2012). Copiapó river basin water management: terms of reference for future governance and research activities. Technical report, Report to AusAID and Chilean stakeholders from the Minerals Down Under Flagship, CSIRO.
- Uribe, F. A. (2015). Comparación de la cobertura nival e hidrogramas simulados a distintas escalas temporales en la cuenca alta del río Maipo, por distintas conceptualizaciones del proceso nival. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile*.
- Videla, Y. A. (2013). Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software 'Cold Region Hydrological Model' (2008-2012). *Memoria para optar al título de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Carrera de Geografía, Universidad de Chile*.
- Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L., & Wheeler, H. (2011). Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. *Advances in Water Resources*, 34(10):1222–1231.
- Zapata, C. (2016). Relación entre la cobertura nivosa y la respuesta hidrológica de la parte alta de la cuenca del río Copiapó. *Memoria para optar al título de Ingeniera en Recursos Naturales Renovables. Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile*.
- Zhou, J., Pomeroy, J. W., Zhang, W., Cheng, G., Wang, G., & Chen, C. (2014). Simulating cold regions hydrological processes using a modular model in the west of China. *Journal of Hydrology*, 509:13–24.

Anexo A

Serie de tiempo de los caudales y cobertura nival

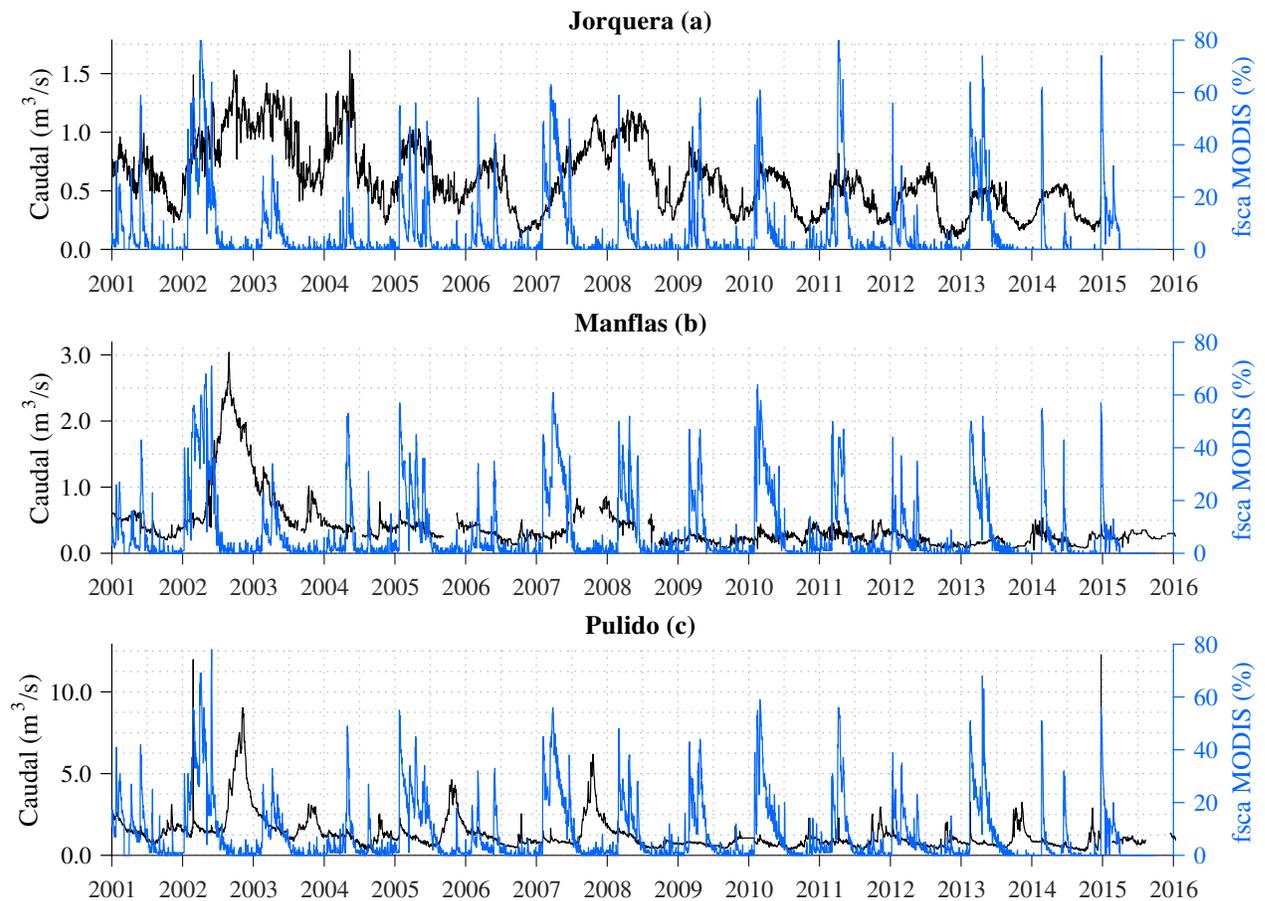
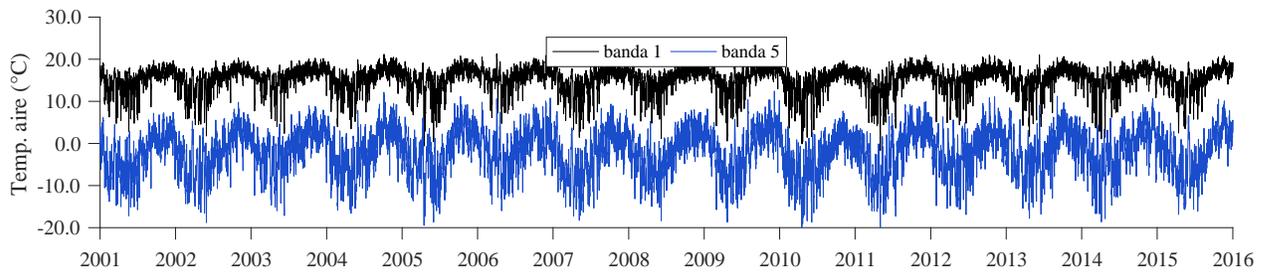


Figura A.1 Serie de tiempo del caudal a la salida de la cuenca (línea negra) y la fracción de cobertura nival (FSCA) del producto MOD10A1 de MODIS de las 3 subcuencas (línea azul), para los años hidrológicos 2001 a 2015.

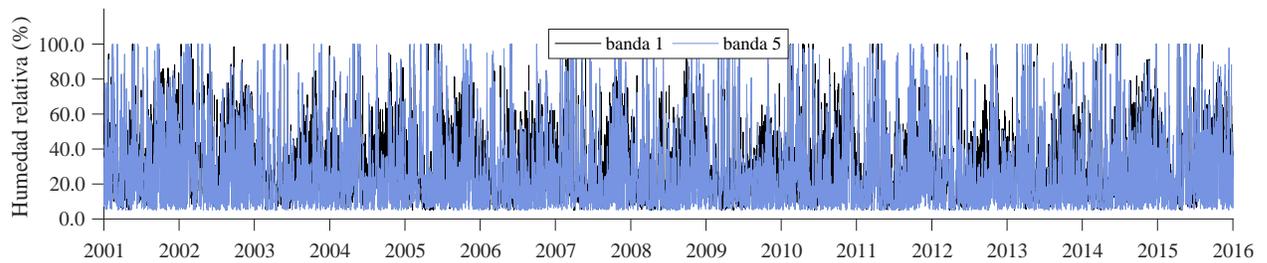
Anexo B

Datos de entrada del modelo semi-distribuido

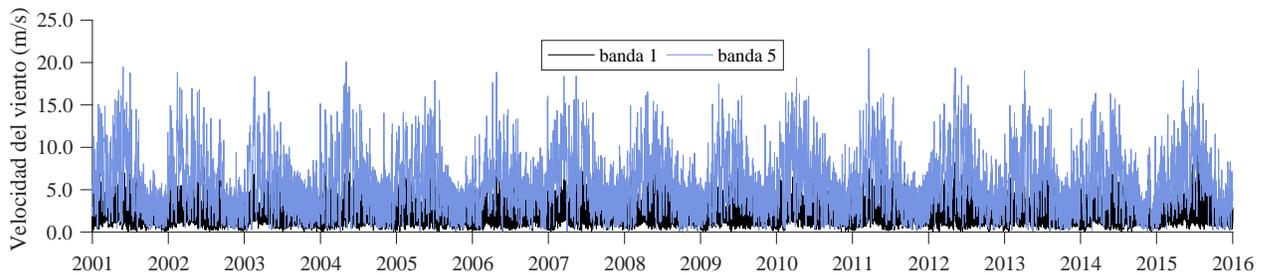
En el presente anexo, se expone una muestra de las series de tiempo de los forzantes meteorológicos en algunas regiones de la cuenca, según lo detallado en el Capítulo 4.



(a) Temperatura ambiente del aire



(b) Humedad relativa



(c) Magnitud del viento

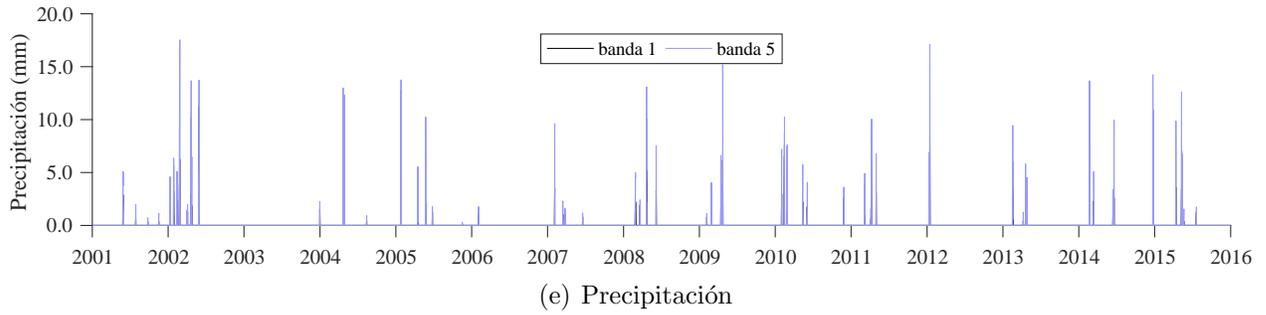
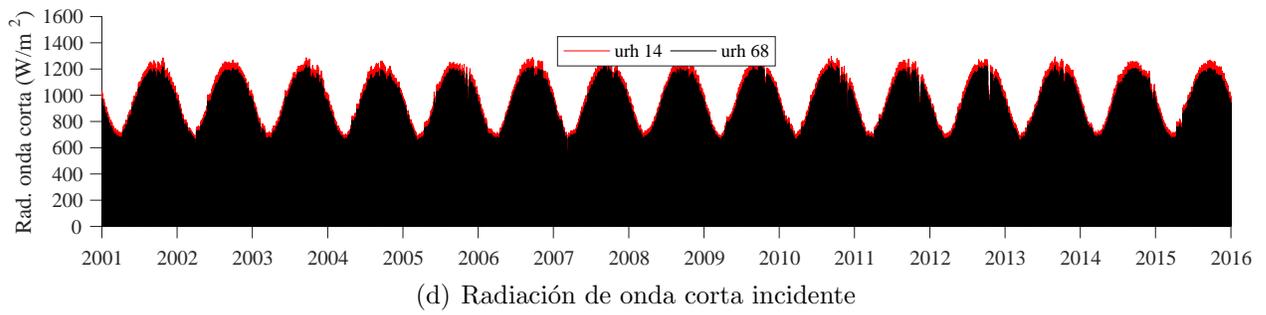


Figura B.1 Serie de tiempo de los forzantes climáticos. Las bandas 1 y 5 representan las zonas baja (<2600m) y zonas alta (>4400m), respectivamente. Las urh 68 y 14 están ubicadas en una zona baja de latitud media, y una zona alta de latitud extremo norte, respectivamente.

Anexo C

Forzantes meteorológicos promedio

En este anexo se presentan los promedios espaciales de las forzantes meteorológicas utilizadas. Los datos se encuentran para los años hidrológicos 2001 al 2015, separados por semestres en temporada húmeda y temporada seca.

Tabla C.1 Promedio espacial de los forzantes meteorológicos en la subcuenca Jorquera. Donde TH, corresponde a la temporada húmeda y TS a la seca de cada año hidrológico.

Jorquera										
año	Temp. Aire °C		Humedad rel. %		Precipitación mm		Mag. Viento ms ⁻¹		Rad. Onda corta in Wm ⁻²	
	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	2.2	6.9	31.5	44.1	39.5	3.2	6.8	3.8	236.1	377.0
2002	2.0	7.1	37.7	40.8	371.9	0.0	6.5	4.1	236.0	387.5
2003	3.6	7.8	28.8	31.6	24.3	1.6	5.8	3.8	233.1	382.5
2004	3.1	7.4	29.8	31.0	90.6	20.1	6.1	4.3	239.2	369.7
2005	2.4	7.3	30.9	34.7	71.1	6.5	6.1	4.0	232.2	382.2
2006	4.4	7.4	23.5	30.5	40.4	16.2	5.4	4.6	240.3	380.8
2007	1.7	6.8	30.4	33.6	232.8	9.7	7.1	4.3	234.8	386.5
2008	2.5	7.0	23.9	32.0	25.9	9.7	6.0	4.1	239.9	373.5
2009	3.1	7.9	26.1	27.6	66.3	3.2	5.7	4.5	241.4	390.0
2010	1.7	6.1	29.6	37.1	161.0	9.7	7.0	4.3	235.3	378.4
2011	2.6	7.6	27.8	36.7	156.5	0.0	6.5	3.9	239.6	362.1
2012	3.5	7.2	26.2	32.0	32.0	10.7	6.4	4.6	233.8	386.6
2013	3.1	7.2	29.8	33.2	208.3	0.0	6.0	4.2	240.0	373.2
2014	3.0	7.6	27.2	42.1	94.4	270.0	6.2	4.0	238.7	388.7
2015	3.3	6.7	31.3	43.1	132.6	11.3	6.0	5.2	234.0	379.7
promedio	2.8	7.2	29.0	35.3	116.5	24.8	6.2	4.2	237.0	379.9

Tabla C.2 Promedio espacial de los forzantes meteorológicos en la subcuenca Manflas. Donde TH, corresponde a la temporada húmeda y TS a la seca de cada año hidrológico.

Manflas										
año	Temp. Aire °C		Humedad rel. %		Precipitación mm		Mag. Viento ms ⁻¹		Rad. Onda corta in Wm ⁻²	
	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	3.4	8.0	29.8	35.6	39.6	5.4	4.9	2.9	233.8	373.2
2002	3.2	8.2	34.7	32.7	354.6	0.0	4.6	3.0	234.1	384.2
2003	4.8	8.8	26.3	27.8	0.0	4.3	4.1	2.9	230.7	379.2
2004	4.2	8.4	30.1	28.7	115.2	1.8	4.4	3.3	237.4	365.9
2005	3.5	8.3	31.3	30.3	139.0	0.4	4.4	3.0	229.8	379.4
2006	5.5	8.4	23.4	27.4	3.2	0.0	3.9	3.5	238.3	376.7
2007	2.9	7.8	29.0	30.1	54.0	0.0	5.0	3.3	232.7	383.7
2008	3.6	8.1	23.9	29.1	126.0	0.0	4.3	3.2	237.6	369.8
2009	4.3	8.9	24.7	24.8	76.0	0.0	4.1	3.4	239.4	386.6
2010	2.9	7.1	29.0	33.2	222.5	9.0	4.9	3.2	232.9	375.3
2011	3.8	8.6	26.1	30.7	158.4	0.0	4.5	3.0	237.8	358.3
2012	4.6	8.2	25.5	28.3	49.7	0.0	4.5	3.4	231.5	383.8
2013	4.2	8.2	27.3	28.5	147.6	0.0	4.3	3.2	237.9	369.2
2014	4.1	8.7	26.3	33.2	174.6	313.2	4.4	3.0	236.6	385.9
2015	4.5	7.9	27.6	34.9	177.5	3.6	4.2	3.8	231.7	375.9
promedio	4.0	8.2	27.7	30.3	122.5	22.5	4.4	3.2	234.8	376.5

Tabla C.3 Promedio espacial de los forzantes meteorológicos en la subcuenca Pulido. Donde TH, corresponde a la temporada húmeda y TS a la seca de cada año hidrológico.

Pulido										
año	Temp. Aire °C		Humedad rel. %		Precipitación mm		Mag. Viento ms ⁻¹		Rad. Onda corta in Wm ⁻²	
	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	1.0	5.9	30.7	37.1	7.7	2.7	6.1	3.6	231.3	369.1
2002	0.8	6.2	35.9	34.1	273.0	0.4	5.8	3.8	231.8	380.4
2003	2.5	6.8	27.3	28.5	2.2	6.6	5.2	3.6	228.1	375.5
2004	1.9	6.5	30.0	28.6	93.5	0.0	5.5	4.1	235.1	361.9
2005	1.2	6.4	31.6	30.8	124.9	0.0	5.5	3.7	227.3	375.8
2006	3.3	6.4	23.7	27.2	11.1	0.0	4.9	4.2	236.0	372.3
2007	0.5	5.8	29.8	30.3	43.1	0.0	6.3	4.0	230.4	380.0
2008	1.3	6.1	24.1	29.2	58.1	0.0	5.4	3.8	235.2	365.8
2009	2.0	6.9	25.4	25.2	43.1	0.0	5.1	4.2	237.1	382.7
2010	0.5	5.1	29.4	33.2	147.0	0.0	6.3	4.0	230.2	371.7
2011	1.5	6.6	26.8	32.2	118.7	0.0	5.8	3.6	235.4	354.4
2012	2.4	6.2	25.7	28.9	30.9	0.0	5.7	4.2	229.0	380.2
2013	1.9	6.2	28.3	29.2	81.6	0.0	5.4	3.9	235.6	365.0
2014	1.8	6.7	26.8	35.1	165.8	124.2	5.6	3.7	234.2	382.2
2015	2.2	5.8	29.1	36.9	150.3	9.3	5.4	4.8	229.3	371.9
promedio	1.7	6.2	28.3	31.1	90.1	9.5	5.6	3.9	232.4	372.6

Anexo D

Procesos de nivales por temporada

En el presente anexo se muestra el promedio espacial por subcuenca de los procesos de pérdidas asociados a la nieve y el derretimiento, separados para cada año hidrológico en la temporada húmeda y seca. Se utilizan las siguientes abreviaciones para distinguir los siguientes hitos: **ti**= Condición inicial del semestre húmedo, correspondiente al dato del 31 de marzo del semestre anterior. **tm**= Condición final del semestre húmedo, e inicial del semestre seco, correspondiente al dato del 30 de septiembre. **tf**= Condición final del semestre seco, correspondiente al dato del 31 de marzo del año presente.

Tabla D.1 Promedio espacial de las componentes del balance másico de nieves, acumulados en temporada húmeda (TH) y seca (TS), en la subcuenca Jorquera.

Jorquera													
año	SWE <i>mm</i>			Sublimación <i>mm</i>		Transp. <i>mm</i>		Evap. <i>mm</i>		Derret. <i>mm</i>		Nieve caída <i>mm</i>	
	ti	tm	tf	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	0.0	0.0	0.0	9.5	0.8	2.6	0.0	17.9	0.3	5.7	0.8	35.8	1.9
2002	0.0	5.9	0.0	115.7	0.0	60.1	0.0	78.5	1.4	39.5	4.5	299.8	0.0
2003	0.0	0.0	0.0	8.0	0.1	1.9	0.0	3.7	0.0	7.2	0.4	20.7	0.5
2004	0.0	0.0	0.0	29.3	1.8	20.0	0.0	19.6	1.8	6.6	2.0	75.5	5.6
2005	0.0	0.0	0.0	19.6	0.0	2.1	0.0	20.9	0.3	11.7	2.2	54.2	2.5
2006	0.0	0.0	0.0	11.0	0.7	1.3	0.0	12.8	1.1	6.0	0.7	31.1	2.5
2007	0.0	0.4	0.0	64.8	1.1	21.6	0.0	56.9	1.1	10.6	4.0	154.3	5.8
2008	0.0	0.0	0.0	7.4	0.0	1.7	0.0	9.0	0.5	4.4	1.9	22.4	2.4
2009	0.0	0.0	0.0	17.6	0.0	5.6	0.0	23.0	0.0	7.2	0.4	53.5	0.4
2010	0.0	0.0	0.0	40.9	1.0	29.4	0.0	56.1	0.7	14.1	2.9	140.4	4.6
2011	0.0	0.0	0.0	39.4	0.0	20.9	0.0	53.9	0.0	11.8	0.0	126.1	0.0
2012	0.0	0.0	0.0	4.1	0.0	0.2	0.0	10.3	0.0	8.9	1.2	23.5	1.1
2013	0.0	0.0	0.0	53.7	0.0	20.0	0.0	51.3	0.0	19.2	0.0	144.3	0.0
2014	0.0	0.0	101.7	22.2	16.2	11.7	21.2	36.9	3.7	9.1	20.1	79.9	162.8
2015	101.7	0.0	0.0	52.5	0.8	28.8	0.2	86.2	0.3	49.0	1.5	114.7	2.8
Promedio (mm)				33.1	1.5	15.2	1.4	35.8	0.7	14.1	2.8	91.8	12.9
(% de las pérdidas)				33.7	22.9	15.5	22.0	36.5	11.5	14.3	43.6	-	-

Tabla D.2 Promedio espacial de las componentes del balance másico de nieves, acumulados en temporada húmeda (TH) y seca (TS), en la subcuenca Manflas.

Manflas													
año	SWE <i>mm</i>			Sublimación <i>mm</i>		Transp. <i>mm</i>		Evap. <i>mm</i>		Derret. <i>mm</i>		Nieve caída <i>mm</i>	
	ti	tm	tf	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	0.0	0.0	0.0	8.7	0.0	1.3	0.0	17.1	0.1	10.0	0.9	37.1	1.0
2002	0.0	27.4	0.0	71.2	0.0	22.0	0.0	100.7	5.5	73.8	21.9	295.2	0.0
2003	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	1.7	0.0	2.6
2004	0.0	0.0	0.0	35.7	0.0	15.8	0.0	25.1	0.0	17.9	0.0	94.4	0.0
2005	0.0	0.0	0.0	13.1	0.0	1.4	0.0	73.6	0.0	24.4	0.0	112.5	0.0
2006	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.9	0.0	1.5	0.0
2007	0.0	0.0	0.0	11.8	0.0	0.1	0.0	7.3	0.0	6.2	0.0	25.3	0.0
2008	0.0	0.0	0.0	17.1	0.0	6.7	0.0	80.7	0.0	16.0	0.0	120.5	0.0
2009	0.0	0.0	0.0	10.7	0.0	0.5	0.0	42.4	0.0	10.6	0.0	64.2	0.0
2010	0.0	0.0	0.0	36.9	0.0	18.1	0.0	106.9	0.4	26.8	2.7	188.7	3.0
2011	0.0	0.0	0.0	24.7	0.0	10.8	0.0	86.5	0.0	18.3	0.0	140.3	0.0
2012	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	13.3	0.0	8.9	0.0	22.7	0.0
2013	0.0	0.0	0.0	20.1	0.0	2.8	0.0	64.4	0.0	14.9	0.0	102.2	0.0
2014	0.0	0.0	90.8	30.1	1.0	11.8	0.7	78.5	2.6	42.6	15.8	163.0	110.9
2015	90.8	2.3	0.0	34.4	0.9	14.5	0.2	126.7	0.6	81.9	2.3	168.9	1.8
Promedio (mm)				21.0	0.2	7.1	0.1	54.9	0.6	23.5	3.0	102.4	8.0
(% de las pérdidas)				19.7	4.6	6.6	1.4	51.5	16.2	22.1	77.8	-	-

Tabla D.3 Promedio espacial de las componentes del balance másico de nieves, acumulados en temporada húmeda (TH) y seca (TS), en la subcuenca Pulido.

Pulido													
año	SWE <i>mm</i>			Sublimación <i>mm</i>		Transp. <i>mm</i>		Evap. <i>mm</i>		Derret. <i>mm</i>		Nieve caída <i>mm</i>	
	ti	tm	tf	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	0.0	0.0	0.0	1.9	0.5	0.3	0.1	2.6	0.1	2.3	0.3	7.1	1.0
2002	0.0	9.8	0.0	78.5	0.0	40.2	0.0	67.3	1.5	38.7	8.3	234.6	0.0
2003	0.0	0.0	0.4	0.4	1.0	0.1	0.4	0.2	0.4	0.8	2.0	1.6	4.2
2004	0.4	0.0	0.0	28.3	0.0	19.7	0.0	18.7	0.0	12.7	0.0	79.0	0.0
2005	0.0	0.1	0.0	31.9	0.0	8.3	0.0	51.6	0.1	15.2	0.0	107.1	0.0
2006	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.2	0.0	4.3	0.0	2.3	0.0	9.5	0.0
2007	0.0	0.0	0.0	12.6	0.0	1.3	0.0	3.3	0.0	4.7	0.0	21.9	0.0
2008	0.0	0.0	0.0	13.5	0.0	9.3	0.0	22.1	0.0	6.4	0.0	51.2	0.0
2009	0.0	0.0	0.0	12.2	0.0	2.1	0.0	17.4	0.0	5.7	0.0	37.4	0.0
2010	0.0	0.0	0.0	36.7	0.0	22.9	0.0	53.0	0.0	19.4	0.0	132.0	0.0
2011	0.0	0.0	0.0	35.0	0.0	15.3	0.0	42.8	0.0	13.0	0.0	106.1	0.0
2012	0.0	0.0	0.0	5.5	0.0	0.2	0.0	12.0	0.0	5.3	0.0	23.1	0.0
2013	0.0	0.0	0.0	28.1	0.0	4.4	0.0	15.4	0.0	8.2	0.0	56.1	0.0
2014	0.0	0.0	27.3	40.1	25.8	28.6	6.9	57.4	3.2	22.6	18.1	148.6	81.3
2015	27.3	1.2	0.0	39.0	3.7	27.6	0.5	61.8	0.6	30.7	2.9	132.9	6.6
Promedio (mm)				24.4	2.1	12.0	0.5	28.7	0.4	12.5	2.1	76.5	6.2
(% de las pérdidas)				31.5	40.4	15.5	10.4	36.9	7.7	16.1	41.5	-	-

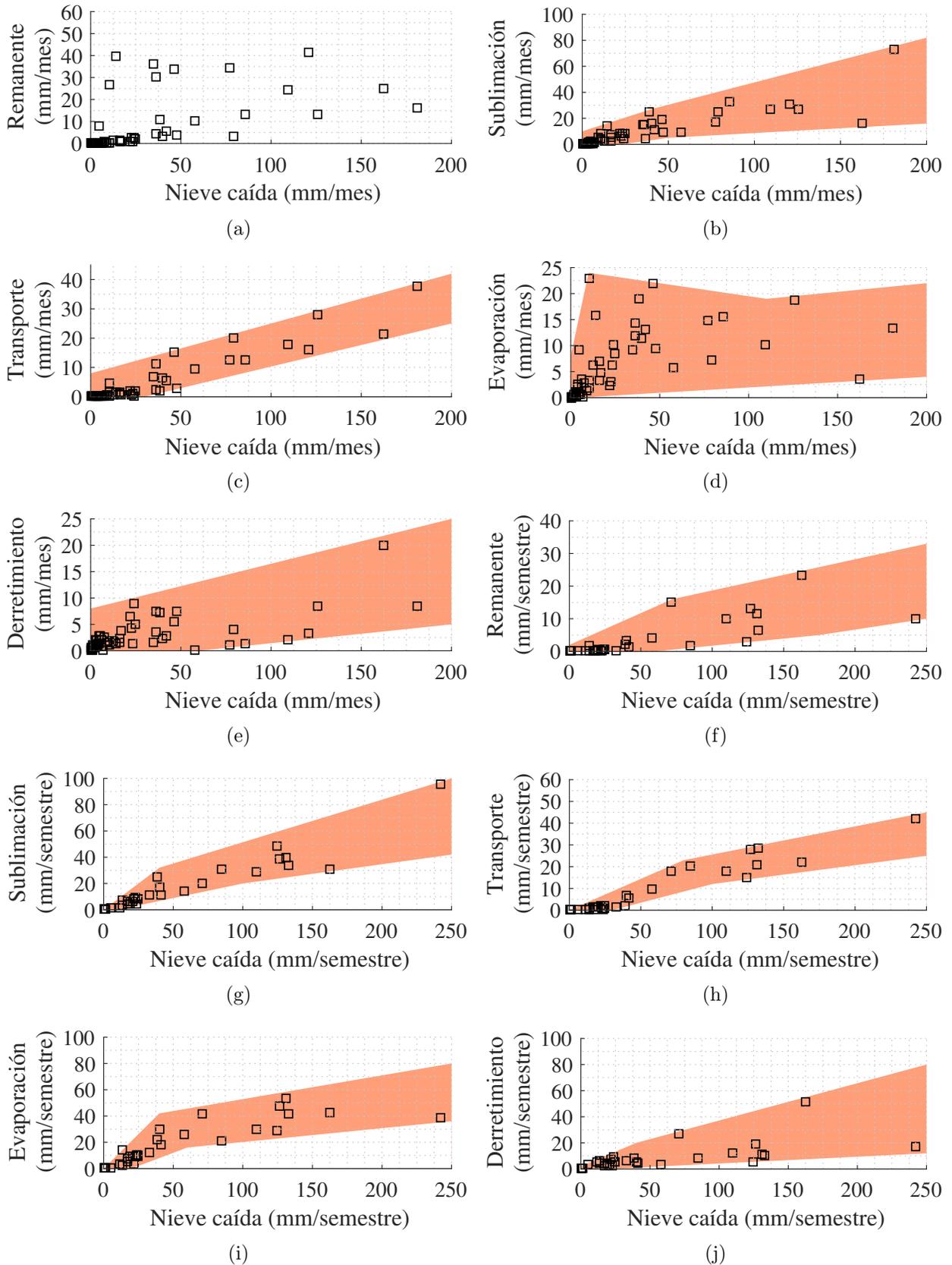


Figura D.1 Comparación entre precipitación acumulada y las componentes de las pérdidas nivales, considerando un intervalo de confianza empírico (zona anaranjada). A nivel mensual (a-e) y semestral (f-j) para la subcuenca Jorquera.

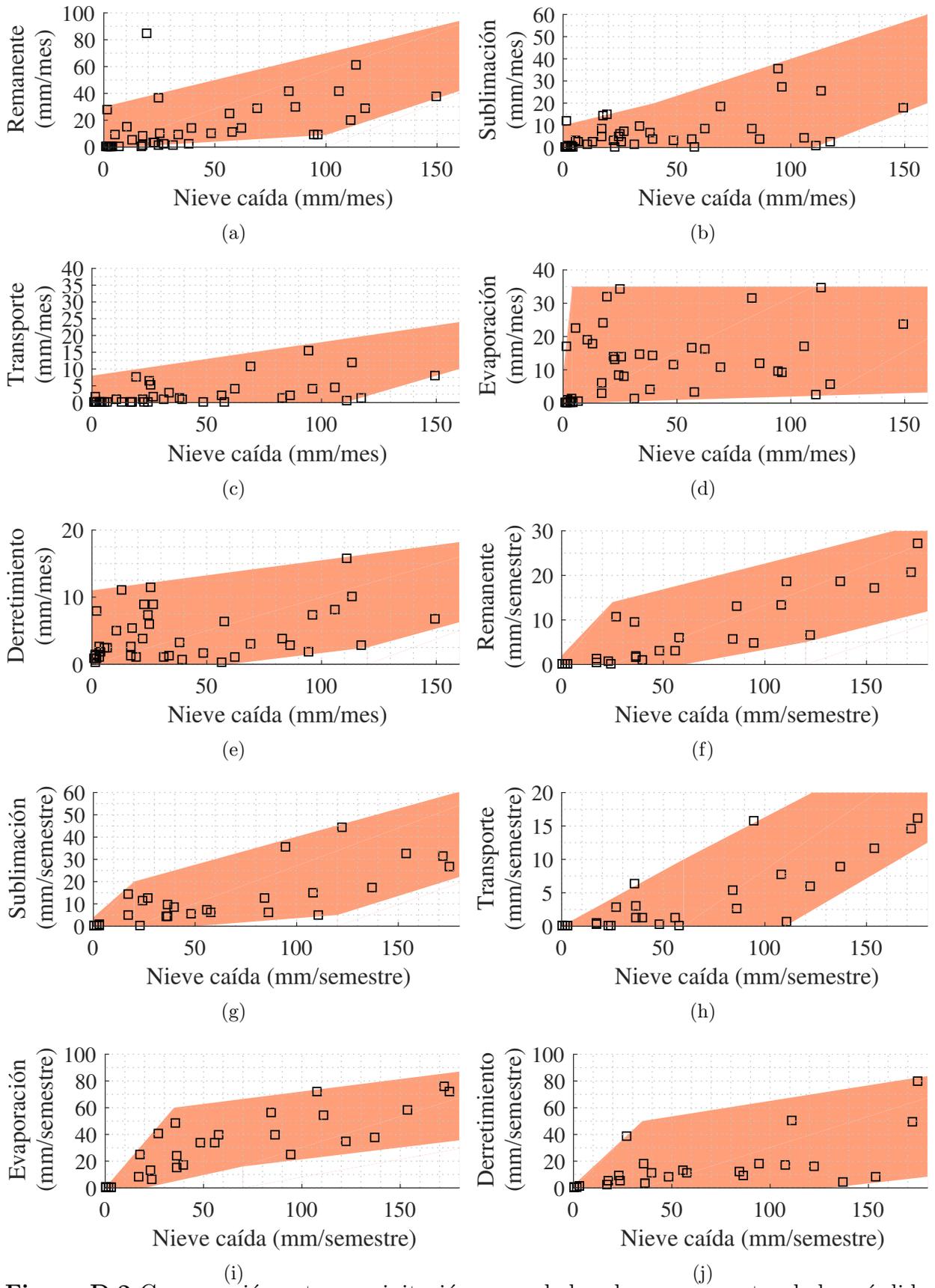


Figura D.2 Comparación entre precipitación acumulada y las componentes de las pérdidas nivales, considerando un intervalo de confianza empírico (zona anaranjada). A nivel mensual (a-e) y semestral (f-j) para la subcuenca Manflas.

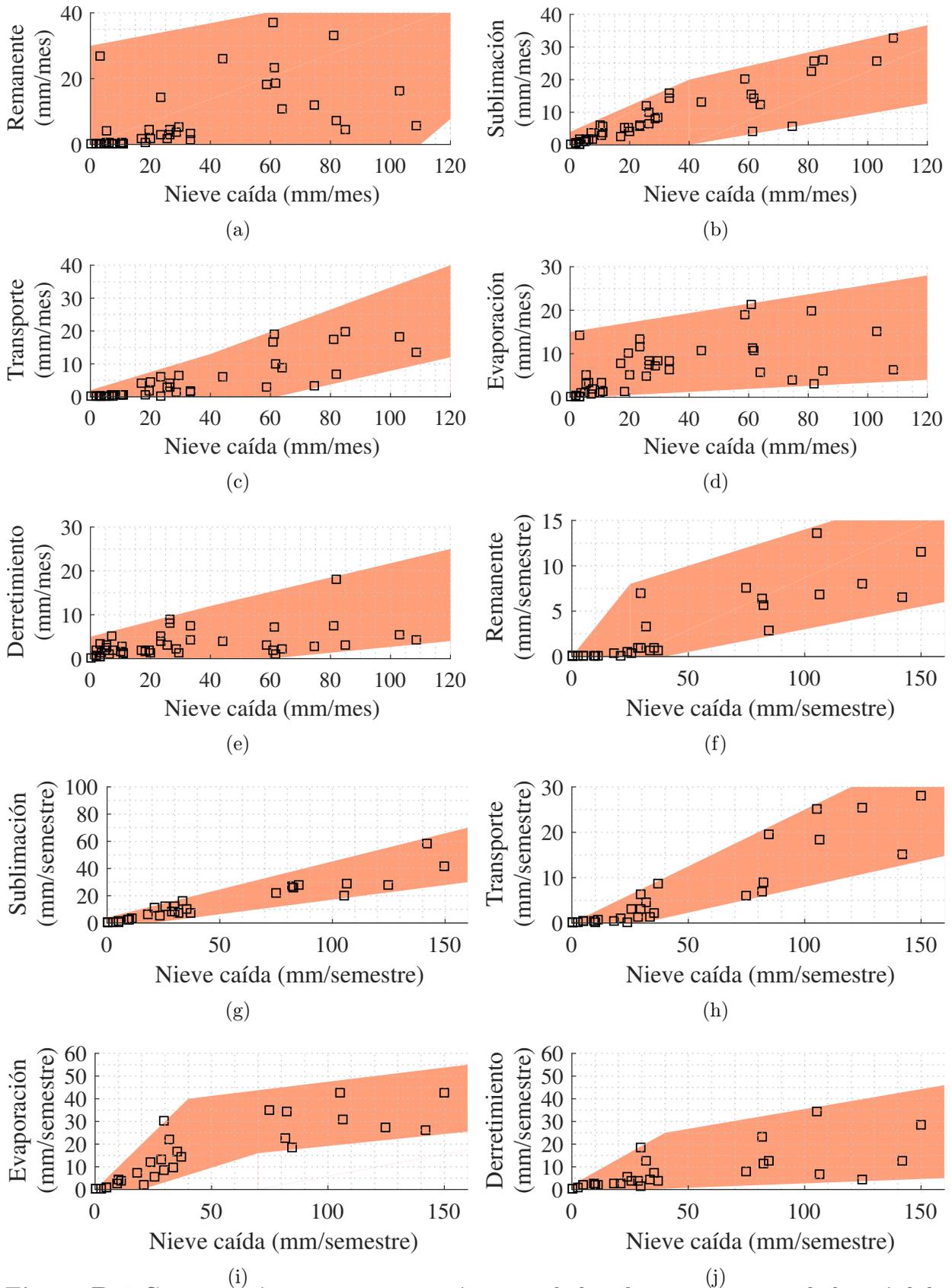


Figura D.3 Comparación entre precipitación acumulada y las componentes de las pérdidas nivales, considerando un intervalo de confianza empírico (zona anaranjada). A nivel mensual (a-e) y semestral (f-j) para la subcuenca Pulido.

Anexo E

Balance de energía

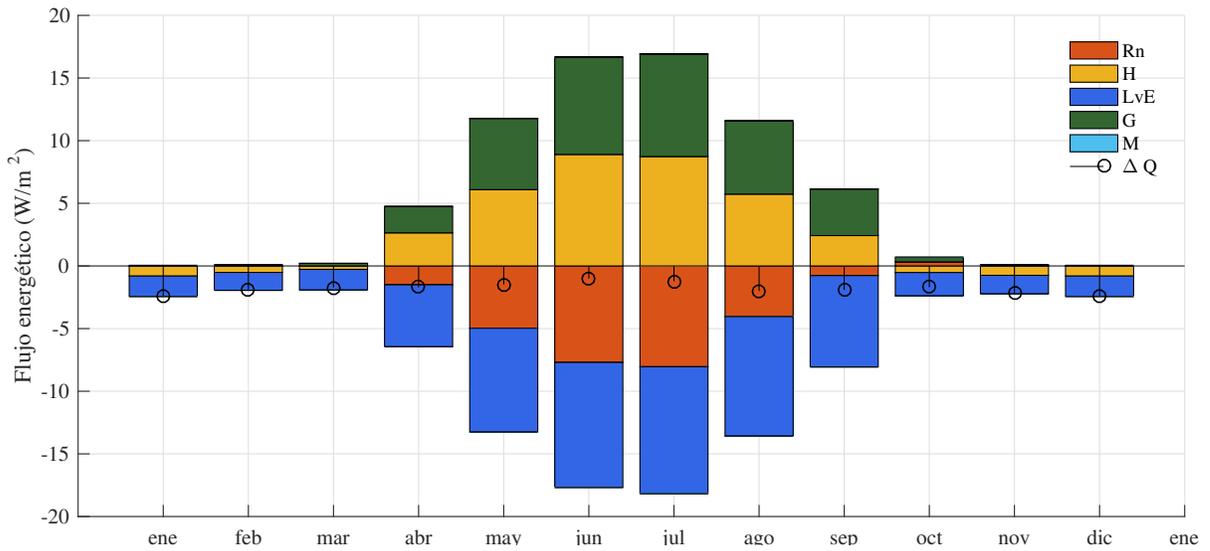


Figura E.1 Componentes del balance energético medio mensual entre los años hidrológicos 2001-2015 para la cuenca alta del río Copiapó. Donde radiación neta (R_n), flujo de calor sensible (H), calor latente (L_vE), calor conductivo (G), calor advectivo (M), balance energético del manto (ΔQ)

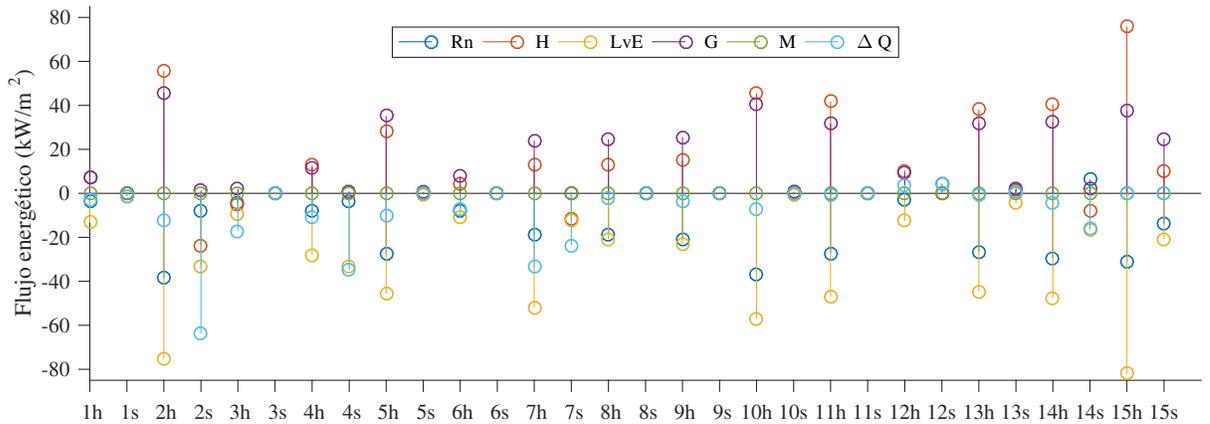


Figura E.2 Componentes del balance energético acumulado por temporada húmeda y seca, entre los años hidrológicos 2001 y 2015 para la cuenca alta del río Copiapó. Para la radiación neta (R_n), Flujo de calor sensible (H), calor latente (L_vE), calor conductivo (G), calor advectivo (M), balance energético del manto (ΔQ)

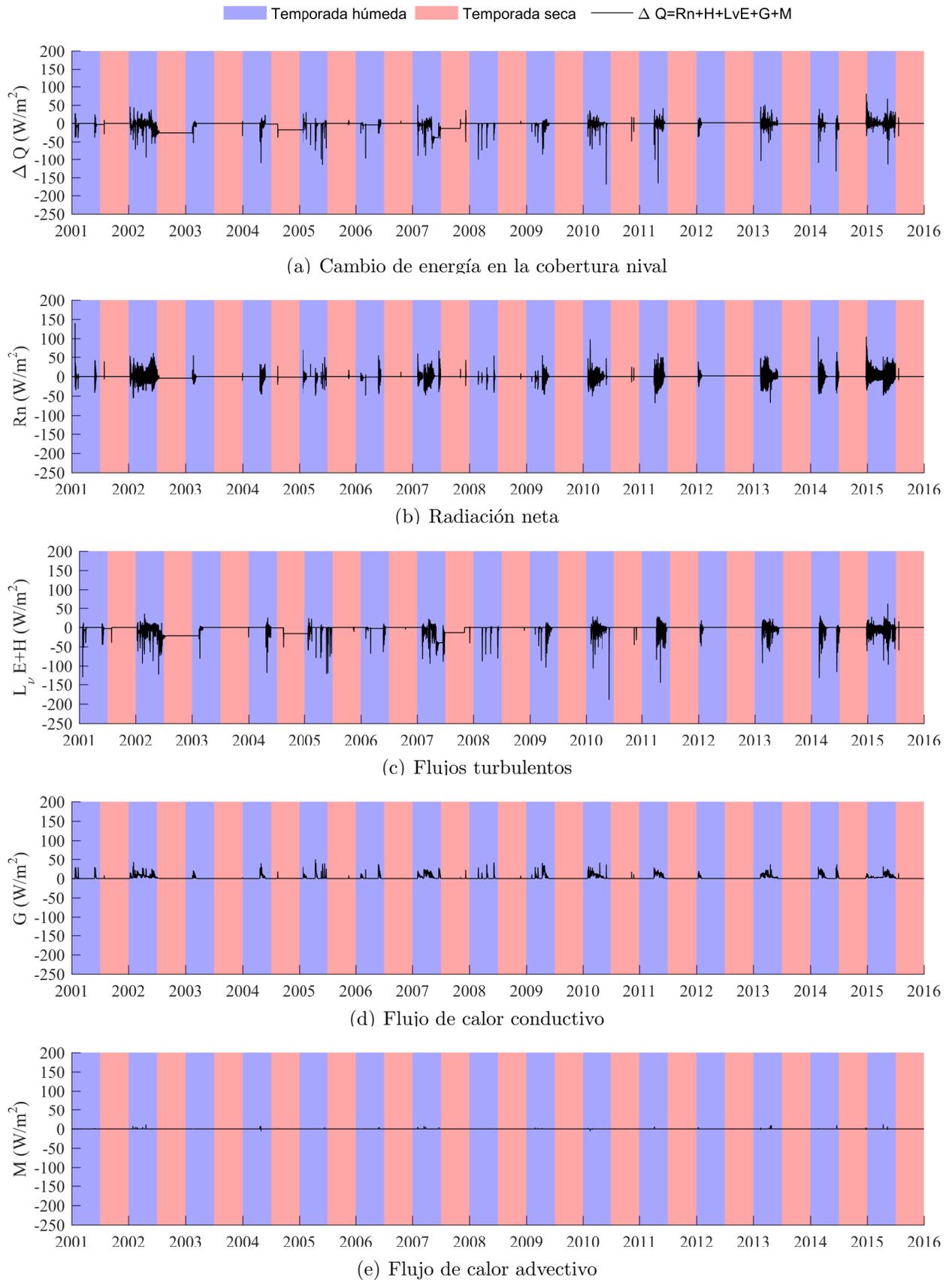
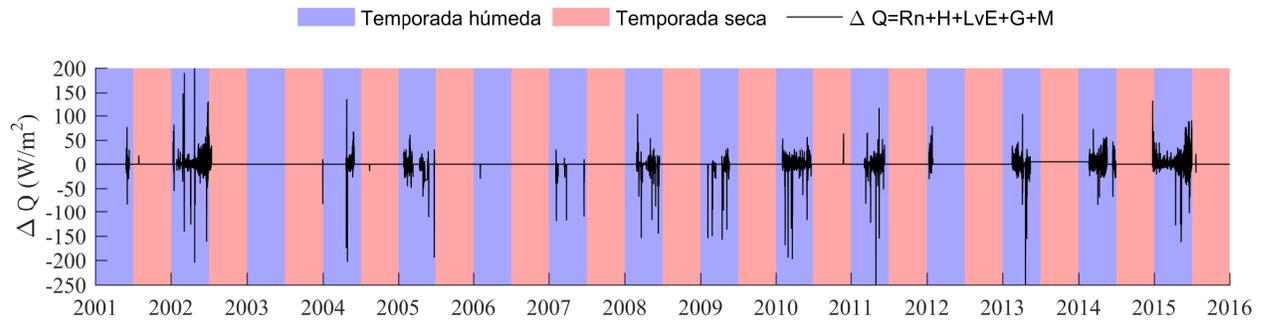
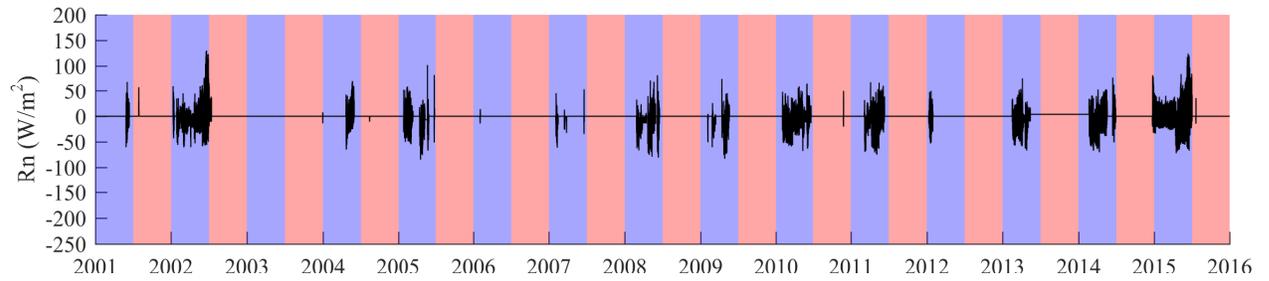


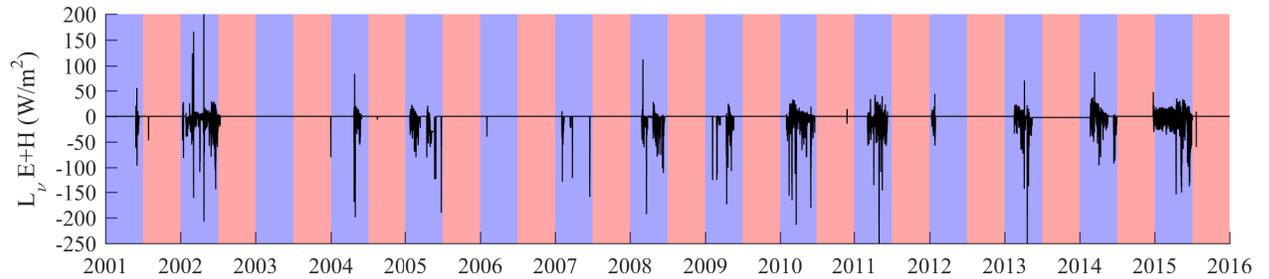
Figura E.3 Serie de tiempo de las componentes del balance energético del manto nival promedio para la cuenca río Jorquera



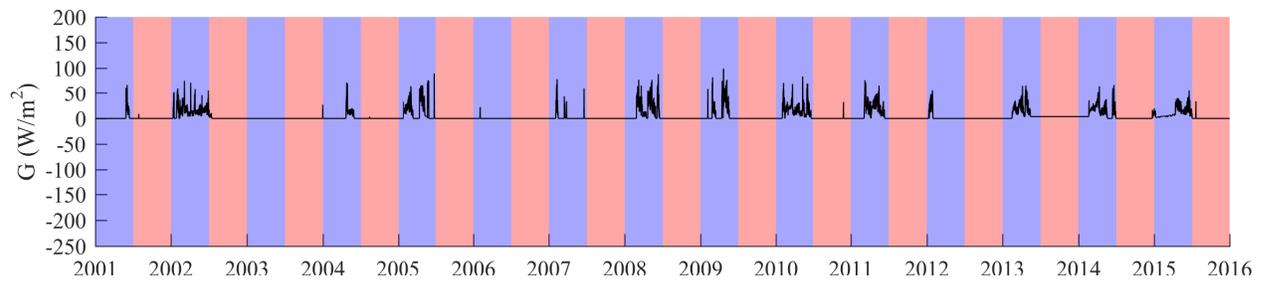
(a) Cambio de energía en la cobertura nival



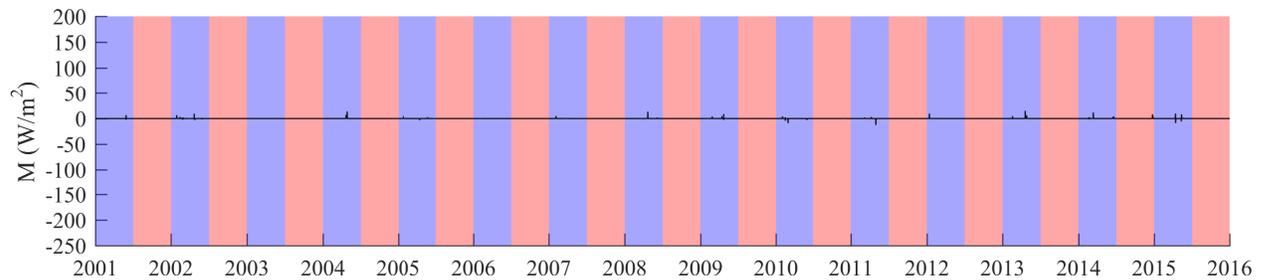
(b) Radiación neta



(c) Flujos turbulentos

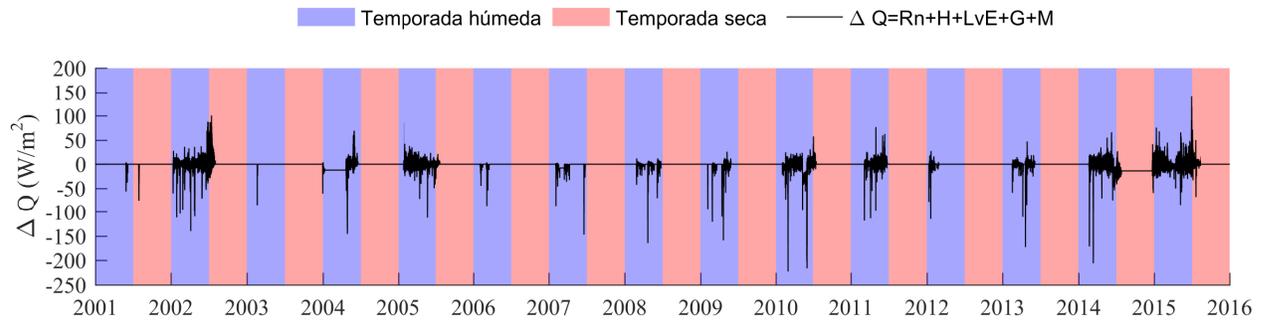


(d) Flujo de calor conductivo

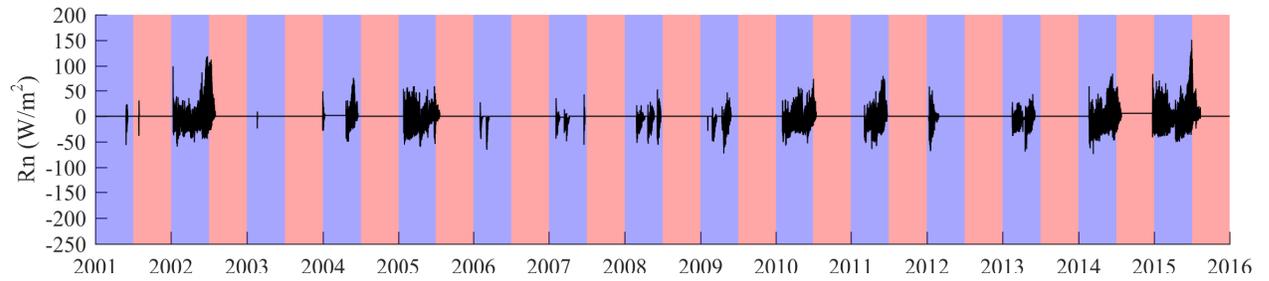


(e) Flujo de calor advectivo

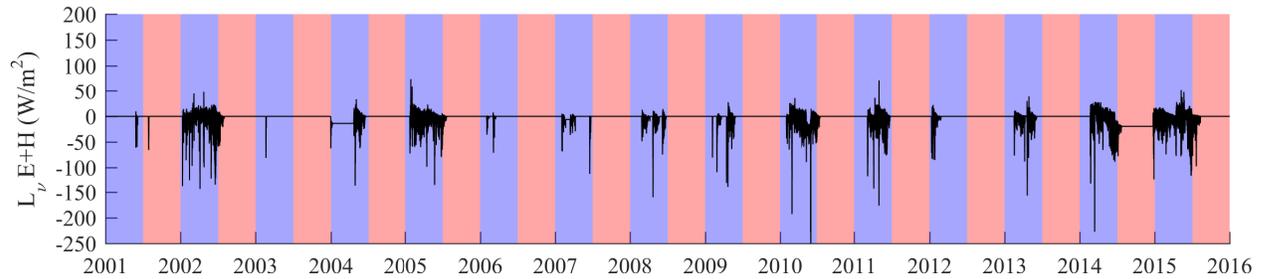
Figura E.4 Serie de tiempo de las componentes del balance energético del manto nival promedio para la cuenca río Manflas



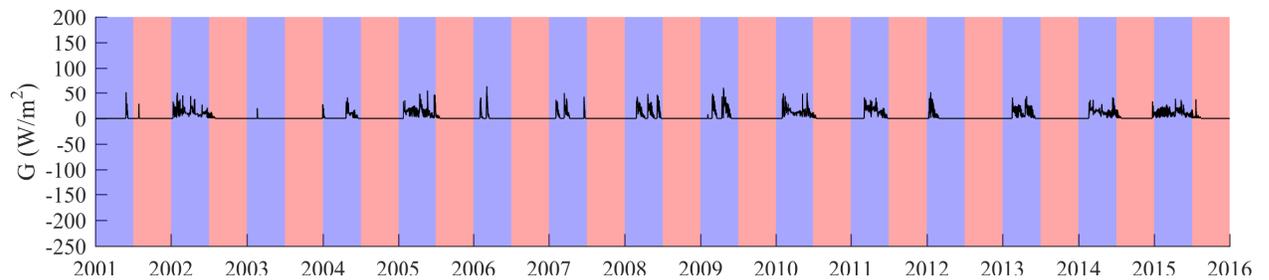
(a) Cambio de energía en la cobertura nival



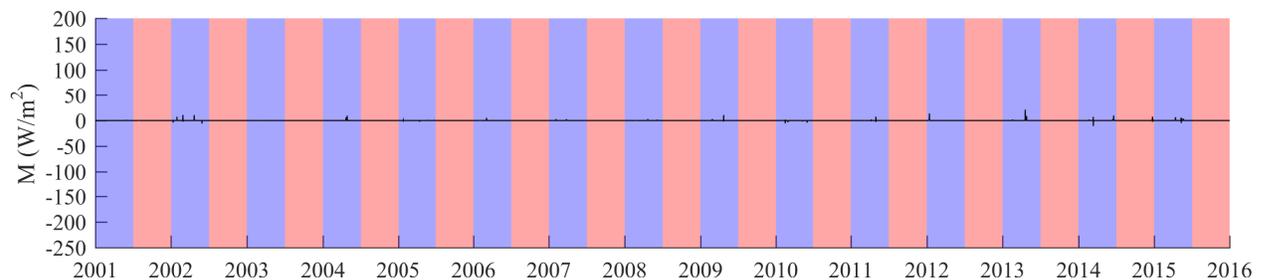
(b) Radiación neta



(c) Flujos turbulentos



(d) Flujo de calor conductivo



(e) Flujo de calor advectivo

Figura E.5 Serie de tiempo de las componentes del balance energético del manto nival promedio para la cuenca río Pulido

Tabla E.1 Componentes del balance energético acumulado por temporada húmeda y seca, entre los años hidrológicos 2001 y 2015, por subcuenca. Para la radiación neta (Rn), Flujo de calor sensible (H), calor latente ($L_\nu E$), calor conductivo (G), calor advectivo (M) y balance energético del manto (ΔQ)

Jorquera														
año	ΔQ kWm^{-2}		Rn kWm^{-2}		$L_\nu E + H$ kWm^{-2}		H kWm^{-2}		$L_\nu E$ kWm^{-2}		G kWm^{-2}		M kWm^{-2}	
	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	-4.8	-1.8	-4.3	0.4	-8.2	-2.2	9.5	0.0	-17.7	-2.2	7.7	0.1	0.0	0.0
2002	-22.3	-112.6	-29.5	-18.2	-28.2	-95.0	47.3	-42.7	-75.5	-52.3	35.3	0.7	0.1	0.0
2003	-28.9	-0.1	-8.0	0.0	-24.5	-0.1	-8.6	0.0	-15.9	-0.1	3.5	0.0	0.0	0.0
2004	-3.2	-60.1	-7.2	-5.6	-4.7	-55.5	13.0	1.6	-17.7	-57.1	8.7	1.0	0.1	0.0
2005	-12.8	0.1	-10.1	0.2	-18.4	-0.2	8.2	0.0	-26.6	-0.3	15.6	0.1	0.0	0.0
2006	-11.0	0.0	-9.0	0.0	-10.4	0.0	5.2	0.0	-15.6	0.0	8.4	0.0	0.0	0.0
2007	-52.8	-40.7	-22.4	-0.3	-60.3	-40.9	18.8	-19.8	-79.1	-21.1	29.7	0.4	0.1	0.0
2008	-2.3	0.0	-4.2	0.0	-4.5	-0.1	2.9	0.1	-7.4	-0.2	6.4	0.1	0.0	0.0
2009	-3.4	0.0	-13.4	0.0	-6.7	0.0	13.5	0.0	-20.2	0.0	16.6	0.0	0.0	0.0
2010	-2.2	-0.1	-24.0	0.1	-5.4	-0.4	40.3	0.1	-45.6	-0.5	27.2	0.2	0.0	0.0
2011	-1.5	0.0	-17.2	0.0	-2.7	0.0	39.4	0.0	-42.0	0.0	18.3	0.0	0.0	0.0
2012	6.7	7.7	3.9	7.1	-1.2	0.4	7.3	0.4	-8.6	0.0	4.1	0.1	0.0	0.0
2013	-0.6	-3.7	-19.6	-1.0	-3.4	-2.7	42.0	-0.4	-45.3	-2.3	22.2	0.1	0.1	0.0
2014	-3.3	1.1	-15.3	0.9	-8.2	-0.9	24.4	2.5	-32.6	-3.5	20.2	1.1	0.0	0.0
2015	1.1	-0.1	-18.8	0.1	-5.5	-0.3	64.8	-0.1	-70.3	-0.2	25.3	0.1	0.1	0.0

Manflas														
año	ΔQ kWm^{-2}		Rn kWm^{-2}		$L_\nu E + H$ kWm^{-2}		H kWm^{-2}		$L_\nu E$ kWm^{-2}		G kWm^{-2}		M kWm^{-2}	
	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	0.7	0.0	-4.4	0.1	-5.0	-0.1	9.6	0.0	-14.7	-0.1	10.1	0.0	0.0	0.0
2002	9.5	1.8	-50.2	1.2	-11.3	-0.9	76.9	2.2	-88.2	-3.0	70.9	1.4	0.1	0.0
2003	0.0	-0.2	0.0	-0.1	0.0	-0.3	0.0	-0.1	0.0	-0.2	0.0	0.1	0.0	0.0
2004	-1.1	-0.1	-10.2	-0.1	-5.8	0.0	16.3	0.0	-22.1	-0.1	14.8	0.0	0.1	0.0
2005	-16.5	0.0	-50.8	0.0	-31.7	0.0	55.0	0.0	-86.6	0.0	65.9	0.0	0.0	0.0
2006	-0.1	0.0	-0.1	0.0	-0.2	0.0	0.1	0.0	-0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
2007	-2.7	0.0	-7.0	0.0	-6.6	0.0	6.8	0.0	-13.4	0.0	10.9	0.0	0.0	0.0
2008	-0.5	0.0	-54.3	0.0	-17.6	0.0	49.3	0.0	-66.8	0.0	71.2	0.0	0.1	0.0
2009	-3.1	0.0	-34.9	0.0	-12.5	0.0	25.6	0.0	-38.1	0.0	44.2	0.0	0.0	0.0
2010	-4.8	0.3	-61.2	0.2	-15.2	0.0	75.7	0.2	-90.8	-0.2	71.7	0.1	-0.1	0.0
2011	-4.0	0.0	-50.3	0.0	-15.0	0.0	58.6	0.0	-73.6	0.0	61.4	0.0	0.0	0.0
2012	1.2	0.0	-7.6	0.0	-3.4	0.0	12.2	0.0	-15.6	0.0	12.2	0.0	0.0	0.0
2013	4.1	21.5	-38.2	16.1	-12.9	-10.0	57.4	14.1	-70.4	-24.1	55.1	15.5	0.1	0.0
2014	9.7	2.8	-49.6	0.7	0.5	0.5	74.0	2.8	-73.5	-2.3	58.7	1.5	0.1	0.1
2015	-2.4	-0.1	-51.6	0.1	-4.0	-0.3	126.1	-0.1	-130.1	-0.2	53.2	0.2	0.0	0.0

Pulido														
año	ΔQ kWm^{-2}		Rn kWm^{-2}		$L_\nu E + H$ kWm^{-2}		H kWm^{-2}		$L_\nu E$ kWm^{-2}		G kWm^{-2}		M kWm^{-2}	
	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS	TH	TS
2001	-0.9	-0.7	-2.7	-0.1	-2.5	-0.8	1.3	-0.1	-3.8	-0.7	4.3	0.2	0.0	0.0
2002	-3.3	5.7	-51.7	7.8	-6.7	-4.6	62.6	3.1	-69.3	-7.7	55.0	2.5	0.1	0.0
2003	-0.6	-0.2	-0.2	-0.1	-0.7	-0.7	-0.4	0.1	-0.4	-0.8	0.3	0.6	0.0	0.0
2004	-31.8	0.0	-7.2	0.0	-41.4	0.0	11.3	0.0	-52.7	0.0	16.7	0.0	0.1	0.0
2005	-0.5	0.3	-53.2	0.0	-8.0	-1.5	57.2	1.0	-65.2	-2.5	60.7	1.8	0.1	0.0
2006	-2.1	0.0	-9.6	0.0	-2.8	0.0	3.7	0.0	-6.6	0.0	10.3	0.0	0.0	0.0
2007	-8.7	0.0	-16.0	0.0	-11.3	0.0	3.0	0.0	-14.3	0.0	18.5	0.0	0.0	0.0
2008	-2.9	0.0	-31.2	0.0	-10.9	0.0	15.5	0.0	-26.4	0.0	39.2	0.0	0.0	0.0
2009	-3.8	0.0	-29.7	0.0	-9.1	0.0	13.1	0.0	-22.2	0.0	34.9	0.0	0.0	0.0
2010	-19.6	1.2	-50.7	1.7	-22.0	-2.0	42.2	0.4	-64.2	-2.4	53.2	1.4	-0.1	0.0
2011	1.3	0.0	-36.7	0.0	-6.9	0.0	38.1	0.0	-45.0	0.0	44.8	0.0	0.0	0.0
2012	-0.9	0.0	-15.5	0.0	-3.6	0.0	15.9	0.0	-19.4	0.0	18.1	0.0	0.0	0.0
2013	-3.2	0.0	-35.1	0.0	-9.7	0.0	20.9	0.0	-30.6	0.0	41.3	0.0	0.2	0.0
2014	-12.6	-60.7	-49.0	19.9	-8.3	-85.7	57.9	-34.3	-66.2	-51.4	44.7	5.0	0.0	0.1
2015	-0.2	1.7	-46.9	5.3	-8.6	-7.2	74.5	1.2	-83.1	-8.4	55.2	3.7	0.1	0.0

Anexo F

Balance de masa hídrico anual

Tabla F.1 Componentes del balance de masa anual, para la cuenca Jorquera

Año	Lluvia <i>mm</i>	Nieve <i>mm</i>	ET <i>mm</i>	Evap <i>mm</i>	Subl <i>mm</i>	Transp <i>mm</i>	Q <i>mm</i>	Q sub <i>mm</i>	Δ HS <i>mm</i>	Δ Agua sub. <i>mm</i>	Δ swe <i>mm</i>	Δ masa <i>mm</i>
2001	3	39	18	26	12	2	3	0	4	-0.01	-13	-9
2002	58	314	29	80	116	60	9	0	56	-0.01	0	22
2003	3	23	10	4	8	2	6	0	4	-0.01	0	-8
2004	26	85	12	21	31	20	3	0	15	-0.01	0	9
2005	18	59	15	21	20	2	4	0	15	-0.01	0	1
2006	22	34	11	14	12	1	4	0	9	-0.01	0	5
2007	75	168	38	58	66	22	8	0	33	-0.01	0	19
2008	9	27	19	10	7	2	10	0	-1	-0.01	0	-11
2009	13	57	15	23	18	6	6	0	2	-0.01	0	0
2010	20	151	18	57	42	29	6	1	12	-0.01	0	6
2011	25	132	18	54	39	21	7	1	7	-0.01	0	9
2012	18	25	18	10	4	0	7	1	6	-0.01	0	-3
2013	61	148	35	51	54	20	9	1	21	-0.01	0	19
2014	119	245	28	41	38	33	12	1	50	-0.01	102	60
2015	17	127	75	86	53	29	20	1	4	0.00	-102	-24
Suma	487	1633	358	556	520	249	114	6	236	-0.13	-13	94
% masa	23	77	-17	-26	-25	-12	-5	0	-11	0	1	-4

Tabla F.2 Componentes del balance de masa anual, para la cuenca Manflas

Año	Lluvia <i>mm</i>	Nieve <i>mm</i>	ET <i>mm</i>	Evap <i>mm</i>	Subl <i>mm</i>	Transp <i>mm</i>	Q <i>mm</i>	Q sub <i>mm</i>	Δ HS <i>mm</i>	Δ Agua sub. <i>mm</i>	Δ swe <i>mm</i>	Δ masa <i>mm</i>
2001	5	40	0	17	9	1	11	0	11	-0.8	0	-4
2002	57	297	1	106	71	22	34	0	104	-0.8	0	17
2003	2	3	0	0	1	0	20	0	1	-0.8	0	-17
2004	22	95	0	25	36	16	13	0	23	-0.8	0	5
2005	26	114	1	74	13	1	23	0	27	-0.7	0	1
2006	1	2	0	0	0	0	10	0	1	-0.7	0	-8
2007	27	27	0	7	12	0	11	0	15	-0.7	0	9
2008	5	121	0	81	17	7	12	0	16	-0.7	0	-7
2009	11	65	0	42	11	1	6	0	14	-0.7	0	2
2010	39	192	0	107	37	18	22	0	38	-0.7	0	8
2011	17	141	0	86	25	11	20	0	19	-0.7	0	-3
2012	27	23	0	13	0	0	18	0	13	-0.7	0	5
2013	44	104	0	64	20	3	27	0	27	-0.6	0	6
2014	213	275	0	81	31	12	20	0	110	-0.6	91	143
2015	9	172	1	127	35	15	85	0	80	-0.6	-91	-70
Suma	506	1669	6	833	318	107	329	6	499	-10.26	0	87
% masa	23	77	0	-38	-15	-5	-15	0	-23	0	0	-4

Tabla F.3 Componentes del balance de masa anual, para la cuenca Pulido

Año	Lluvia <i>mm</i>	Nieve <i>mm</i>	ET <i>mm</i>	Evap <i>mm</i>	Subl <i>mm</i>	Transp <i>mm</i>	Q <i>mm</i>	Q sub <i>mm</i>	Δ HS <i>mm</i>	Δ Agua sub. <i>mm</i>	Δ swe <i>mm</i>	Δ masa <i>mm</i>
2001	1	9	0	3	2	0	25	16	3	-38	0	-1
2002	26	248	0	69	79	40	32	20	53	-44	0	25
2003	2	7	0	1	1	1	30	22	2	-46	0	-1
2004	9	85	0	19	28	20	22	22	16	-45	0	13
2005	15	110	0	52	32	8	28	21	18	-43	0	9
2006	1	10	0	4	3	0	23	20	2	-40	0	-1
2007	17	26	0	3	13	1	19	19	11	-37	0	15
2008	3	55	0	22	13	9	22	17	6	-34	0	2
2009	4	40	0	17	12	2	15	16	6	-31	0	5
2010	9	138	0	53	37	23	17	15	20	-28	0	11
2011	7	112	0	43	35	15	17	14	13	-26	0	8
2012	7	24	0	12	6	0	15	13	6	-24	0	4
2013	23	59	0	15	28	4	16	12	15	-22	0	13
2014	54	237	0	60	66	35	22	11	50	-20	27	37
2015	10	150	0	62	43	28	28	10	32	-19	-27	2
Suma	186	1309	1	436	397	188	330	245	254	-498.01	0	141
% masa	9	66	0	-22	-20	-9	-17	-12	-13	25	0	-7

Anexo G

Corrección por elevación Era-Interim

Gao (2013), a partir de un estudio en los Alpes centrales, notó que generalmente las temperaturas 2 m de Era-Interim son subestimadas a baja elevaciones (< 1000 msnm) y son sobreestimadas en áreas altas. Esta observación le permitió generar una metodología para corregir el sesgo, basada en la elevación del terreno (DEM) y la elevación Era-Interim, la metodología se describe brevemente a continuación.

Se comienza por una comparación de los datos de temperatura de las estaciones meteorológicas cercanas, con los datos 3-horarios de ERA-Interim a 2 metros de superficie (T_{2m}), para el periodo de estudio y proyectadas en la grilla de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$. En caso de encontrar un sesgo con la elevación, se procede a la corrección por niveles de presión.

Se descarga tanto la temperatura y la altura geopotencial (zp) a los niveles de presiones de Era-Interim disponibles para las elevaciones de la zona de estudio (generalmente entre 1000 hPa y 600 hPa).

Los datos de ERA-Interim son corregidos utilizando un gradiente Γ que describe el ascenso o descenso de la temperatura aire con la elevación, de la forma descrita en [Ecuación G.1](#)

$$T_a = T_{ref} + \Gamma \Delta h \quad (\text{G.1})$$

donde T_a es la temperatura del aire corregida ($^\circ\text{C}$),

T_{ref} es una temperatura de referencia ($^\circ\text{C}$),

Δh se define como la diferencia entre elevación ERA-Interim y el punto de interés (msnm),

Γ corresponde al gradiente de elevación ($^\circ\text{Cm}^{-1}$).

La temperatura de referencia T_{ref} , corresponderá a la temperatura al nivel de presión donde la elevación del terreno es aproximadamente la altura geopotencial (e.g. la altura geopotencial a $925\text{hPa} \approx 800 \pm 100$ msnm, por lo tanto entre 700 y 900 msnm, $T_{ref} = T_{925\text{hPa}}$).

El gradiente definido por la [Ecuación G.2](#), se puede determinar de 2 formas,

$$\Gamma = \frac{T(\text{nivel}_1) - T(\text{nivel}_2)}{zp(\text{nivel}_1) - zp(\text{nivel}_2)} \quad (\text{G.2})$$

1. localmente: diferencia entre un nivel de presión y el siguiente, es decir, un gradiente entre dos niveles consecutivos.
2. entre extremos: diferencia entre el nivel de presión mínimo (máxima elevación) y el nivel de mayor presión, es decir, un gradiente único para todas las presiones.

Los 2 métodos de gradientes deben ser probados para las condiciones de la zona de estudio y validados con las estaciones meteorológicas disponibles (ver [Figura G.1](#)).

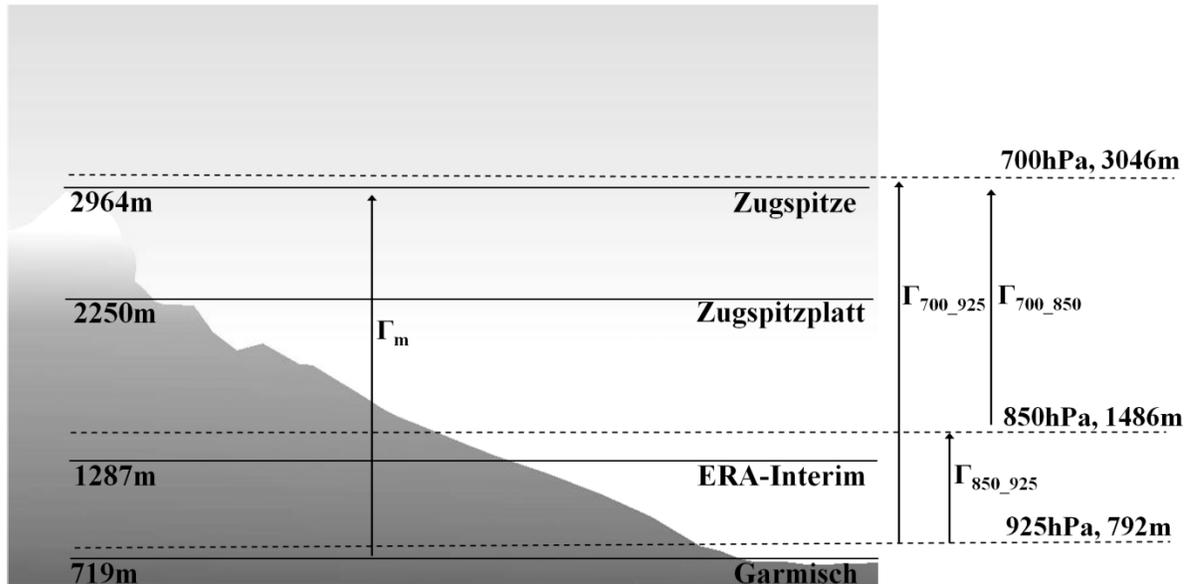


Figura G.1 Ilustración de las alturas geopotenciales medias de Era-Interim a 700, 850 y 925 *hPa*, en los Alpes centrales y sus respectivos gradientes: local (e.g. Γ_{850_925}) y entre extremos (e.g. Γ_{700_925}). Fuente: [Gao \(2013\)](#).

Para un mayor detalle de las ecuaciones, rangos de error, validación y ejemplos, [Gao \(2013\)](#) describe rigurosamente la metodología de corrección y escalamiento espacial de la temperatura Era-Interim.