



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

**CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN
LA PARTE ALTA DEL RÍO MAIPO, CHILE: EFECTO DE EVENTOS DE
LLUVIA SOBRE NIEVE Y PROYECCIONES POR CAMBIO CLIMÁTICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

DOMINIQUE ANGELINA COUMERME GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:
MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA
NICOLÁS VÁSQUEZ PLACENCIA

SANTIAGO DE CHILE
2021

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL
POR: DOMINIQUE ANGELINA COUMERME GONZÁLEZ
FECHA: 2021
PROF. GUÍA: MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA

CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN LA PARTE ALTA DEL RÍO MAIPO, CHILE: EFECTO DE EVENTOS DE LLUVIA SOBRE NIEVE Y PROYECCIONES POR CAMBIO CLIMÁTICO

Los eventos de lluvia sobre nieve (ROS, por sus siglas en inglés) juegan un rol fundamental en la generación de crecidas en cuencas montañosas. A nivel mundial, han sido asociados a importantes inundaciones y avalanchas históricas, y se espera que, con las variaciones de precipitación y temperatura asociadas al cambio climático, la frecuencia e intensidad de los ROS en el futuro cambie. Sin embargo, existen pocos estudios sobre esta problemática en Chile.

En este trabajo se busca estudiar el impacto del cambio climático en la ocurrencia de eventos extremos de precipitación y línea de nieves, que derivan en crecidas, incluyendo el efecto de eventos de lluvia sobre nieve. La zona de estudio corresponde a la cuenca del Río Colorado antes junta Río Olivares, en la zona cordillerana de la región Metropolitana, la cual tiene elevaciones entre los 1.500 y 6.600 m.s.n.m. Para la modelación se utiliza un modelo físico semi distribuido (Cold Regions Hydrological Model), especializado en regiones con climas fríos. En este modelo, la cuenca se subdivide en Unidades de Respuesta Hidrológica (URH), según elevación y orientación y se utilizan forzantes en escala tri-horaria.

Además, se revisan algunas fórmulas empíricas de precipitación - escorrentía y se evalúa su desempeño, comparando los resultados con registros fluviométricos de los últimos 40 años. El método DGA-AC para crecidas pluviales muestra el mejor desempeño de los tres métodos, mientras que el método Verni-King modificado subestima hasta en un 50 % los caudales para periodos de retorno mayores a 10 años. El método DGA-AC para crecidas nivales entrega caudales lejanos a los observados, siendo subestimados en hasta tres órdenes de magnitud. Mostrando la necesidad de actualizar las fórmulas, de modo especial las estadísticas de la línea de nieves.

El periodo futuro modelado abarca entre los años 2030 a 2060, utilizando el GCM CCSM4 bajo el escenario RCP 8.5. Los eventos de ROS simulados muestran un aumento en su frecuencia, de 2,5 a 4 eventos por año, en comparación al periodo histórico 1979 - 2005. Esto se acompaña con un mayor número de eventos ocurriendo a elevaciones entre los 3.000 m.s.n.m. y 5.000 m.s.n.m., lo que se relaciona con el aumento en la elevación de la isoterma cero, para días lluviosos, en unos 700 m. Con respecto a la intensidad de las precipitaciones en los eventos de ROS, los resultados no muestran cambios entre ambos periodos de análisis. Finalmente, se encuentra que el derretimiento de nieve en estos eventos aporta en promedio un 7 % del agua disponible para escorrentía en el periodo histórico, mientras que en el periodo futuro, esto disminuiría a un 5 %. Sin embargo, en algunos eventos, el derretimiento de nieve podría proporcionar hasta el 46 % del agua disponible para escorrentía.

A mis padres

Agradecimientos

En primer lugar agradecer a mi mamá Patricia y mi papá Rodrigo, por su amor y apoyo incondicional, por entregarme valores y siempre velar porque sea mi mejor versión. A mi hermana Anette por su paciencia, su alegría y compañía, que ayudaron a hacer esta etapa mas llevadera. A mi abuelita July por su sabiduría, cariño y preocupación. A mis primos/as, tios/as, que quiero un montón y se convirtieron en mi refugio en Santiago. Y no puedo dejar de agradecer a mis compañeros de 4 patas, Mimi y Thor, mi mayor fuente de felicidad durante este trabajo.

Gracias a mis profesores, a Miguel por aceptarme como memorista sin conocernos y siempre tener disposición para responder mis inquietudes y aconsejarme, a Nicolás por toda su ayuda con el trabajo en CRHM y a Pablo por su disposición a ayudarme cuando lo necesite.

Agradecer a mis queridas amigas del colegio Kote, Pauli, Cata y Carla, a pesar de la distancia y los años, la amistad sigue y espero que los muchísimos recuerdos juntas sigan multiplicándose. A los amigos que hice cuando era mechona y que siguen siendo parte importantísima de mi vida, Magda, Mari, Caro, Vale, Nati, Carlos y Felipe. A mis amigos y compañeros de civil, con los que compartí tantas tardes de estudio y uno que otro carrete, a los amigos de mi ciudad natal Puerto Montt y a mis compañeros de la ONG CEUS.

Cierro esta etapa universitaria con infinita gratitud, nostalgia y la convicción de que mi camino de aprendizaje no se detiene acá. Mi foco al escoger esta carrera fue ser un aporte a la sociedad y espero que permanezca siéndolo siempre

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
1.2. Organización del informe	2
2. Revisión bibliográfica	3
2.1. Cambio climático	3
2.1.1. Escenarios RCP	3
2.1.2. Evidencia y proyecciones en Chile	4
2.1.3. Efecto en eventos meteorológicos extremos	6
2.2. Hidrología de nieve	7
2.2.1. Balance de energía	8
2.2.2. Eventos de lluvia sobre nieve	9
2.3. Modelación hidrológica	11
2.3.1. Cold Regions Hydrological Model	11
2.3.2. Estudios previos con CRHM en los Andes	13
2.4. Métodos de estimación de caudales en cuencas no controladas	13
2.4.1. Método DGA-AC para crecidas pluviales	14
2.4.2. Método de Verni y King modificado para crecidas pluviales	15
2.4.3. Método DGA-AC para crecidas de deshielo	15
3. Zona de estudio	17
3.1. Antecedentes generales	17
3.2. Clima	18
3.3. Geomorfología	19
3.4. Fluviometría	20
3.5. Glaciares	21
3.6. Cobertura de suelo	21
4. Metodología	23
4.1. Información meteorológica	23
4.2. Métodos empíricos en la estimación de caudales máximos	24
4.2.1. Fluviometría	24
4.2.1.1. Análisis de frecuencia de caudales extremos	24
4.2.2. Formulas empíricas de precipitación - escorrentía	25
4.2.2.1. Precipitación diaria máxima de periodo de retorno 10 años	25
4.2.2.2. Área aportante pluvial	26

4.2.2.3.	Estimación de caudales con métodos empíricos	27
4.2.3.	Corrección coeficientes de fórmulas empíricas	27
4.3.	Modelación en CRHM	27
4.3.1.	Delimitación URH	27
4.3.2.	Distribución de forzantes meteorológicas	29
4.3.3.	Construcción del modelo	30
4.3.4.	Calibración	31
4.3.5.	Definición de eventos de ROS	33
4.3.5.1.	Caracterización de eventos ROS extremos	33
4.3.6.	Determinación isoterma 0°C	34
5.	Resultados	35
5.1.	Resultados construcción del modelo en CRHM	35
5.1.1.	Obtención de forzantes meteorológicas	35
5.1.2.	Calibración del modelo	36
5.1.3.	ROS históricos	37
5.2.	Métodos de estimación de caudales máximos	38
5.2.1.	Registros fluviométricos	38
5.2.2.	Precipitación diaria máxima	39
5.2.3.	Verificación de fórmulas empíricas precipitación - escorrentía	40
5.3.	Modelo con cambio climático	42
5.3.1.	ROS históricos con modelo CCSM4	43
5.3.2.	Variación isoterma 0°C	45
5.3.3.	ROS futuros con modelo CCSM4	46
5.4.	Caracterización de eventos ROS extremos	47
5.4.1.	Coefficiente de escorrentía directa	47
5.4.2.	Variaciones del SWE	50
6.	Análisis de resultados	53
6.1.	Sobre las forzantes	53
6.2.	Calibración del modelo	53
6.3.	Métodos de estimación de caudales	55
6.4.	Eventos de lluvia sobre nieve (ROS)	55
7.	Conclusiones	57
	Bibliografía	59
	Anexo A. Grilla Balance Hídrico Nacional	63
	Anexo B. Disponibilidad datos de caudal	64
	Anexo C. Tablas Manual Calculo de Crecidas del MOP	65
	Anexo D. Definición URH	67
	Anexo E. Evaluación regresión lineal de temperatura	69
	Anexo F. Forzantes modelo CRHM	70

Anexo G. Parámetros módulos de CRHM	73
Anexo H. SWE y humedad del suelo	75
Anexo I. Precipitación diaria máxima y curvas I-D-F	76
Anexo J. Caudales máximos instantáneos históricos	78

Índice de Tablas

2.1.	Escenarios RCP	4
2.2.	Precipitación, deshielo y agua disponible para escorrentía (WAR) de estaciones SNOTEL en <i>Central Cascade</i> durante el evento de ROS (3 a 8 de febrero de 1996). Fuente: Marks et al. (1998)	10
3.1.	Características geomorfológicas de la cuenca del río Colorado	19
4.1.	Precipitaciones máximas diarias, estación Rio Colorado antes junta Río Olivares	25
4.2.	Promedio y desviación estándar de precipitaciones máximas en 24 horas	25
5.1.	Variación de la precipitación y temperatura media mensual y anual en el periodo futuro 2030 - 2060, según modelo CCSM4	36
5.2.	Índices de eficiencia en la estimación de caudales diarios	36
5.3.	Precipitación media acumulada en los eventos ROS históricos	38
5.4.	Caudales instantáneos máximos para distintos periodos de retorno	39
5.5.	Precipitaciones máximas diarias para distintos periodos de retorno	39
5.6.	Caudales instantáneos máximos de periodo pluvial según métodos DGA-AC y Verni-King modificado	40
5.7.	Caudales instantáneos máximos de periodo nival según método DGA-AC	41
5.8.	Desempeño estadístico de los métodos empíricos	41
5.9.	Coefficientes de frecuencia corregidos	42
5.10.	Porcentaje de eventos de ROS según monto de precipitación total caída, con modelo CCSM4 y datos históricos	45
5.11.	Número y porcentaje de eventos de ROS según monto de precipitación total caída, con modelo CCSM4 en periodo 2030 - 2060	47
5.12.	Volumen de escorrentía directa y coeficiente de escorrentía, del evento de ROS ocurrido el 15/06/1986	48
5.13.	Volumen de escorrentía directa y coeficiente de escorrentía, del evento de crecida pluvial ocurrido el 25/05/1991	49
5.14.	Volumen de escorrentía directa y coeficiente de escorrentía, del evento de crecida pluvial simulado el 25/05/1991	50
5.15.	Coefficientes de escorrentía de eventos ROS y puramente pluvial	50
5.16.	Número de ROS simulados con precipitaciones sobre 40 mm y número de esos eventos donde el deshielo aporta más de un 10 % al agua disponible para escorrentía	52
6.1.	Valores componentes del índice KGE	54
C.1.	Curva de frecuencia método DGA-AC pluvial, zona Lp	65
C.2.	Curva de frecuencia método Verni-King modificado, Región Metropolitana	65
C.3.	Curva de frecuencia método DGA-AC nival, zona Wn	66
D.1.	Atributos URH	67
D.1.	Atributos URH	68
G.1.	Parámetros de los módulos de CRHM	73

G.1.	Parámetros de los módulos de CRHM	74
I.1.	Resultados test chi-cuadrado para precipitaciones máximas diarias	76
I.2.	Coefficientes de duración para la Región Metropolitana	76
J.1.	Caudales instantáneos máximos en periodo pluvial	78
J.1.	Caudales instantáneos máximos en periodo pluvial	79
J.2.	Caudales instantáneos máximos en periodo nival	79
J.2.	Caudales instantáneos máximos en periodo nival	80
J.3.	Resultados del test chi-cuadrado para caudales máximos instantáneos pluviales	80
J.4.	Resultados del test chi-cuadrado para caudales máximos instantáneos nivales .	81

Índice de Ilustraciones

2.1.	Emisiones anuales de CO_2 para escenarios RCP Fuente: IPCC (2014)	4
2.2.	Variación interanual de la temperatura media anual en diferentes estaciones de Chile central entre los años 1979 y 2005. La línea negra punteada indica la tendencia lineal en °C por década. Fuente: Falvey y Garreaud (2009)	5
2.3.	Periodo de retorno (años) en el siglo XXI para las descargas correspondientes a crecidas de 100 años en el siglo XX. Fuente: Hirabayashi et al. (2013)	6
2.4.	Proyección de caudales máximos instantáneos según cuatro GCM para el futuro cercano 2015-2045 (izquierda) y lejano 2046-2075 (derecha). Fuente: Lagos et al. (2015)	7
2.5.	Caudal medido cada media hora justo encima del lago Foster, en el río South Santiam, del 1 de enero al 1 de marzo de 1996. Fuente: Marks et al. (1998) . .	10
2.6.	Porcentaje de eventos ROS de caudal máximo diario con periodos de retorno mayor a 1 año, para período histórico simulado, años 2040 y 2080, en escenarios B1 y A1B. Porcentajes de cuartiles presentados por subcuenca. Fuente: Surfleet y Tullos (2013)	11
2.7.	Diagrama de proceso y flujos de energía simulados por CRHM	12
2.8.	Esquema de cálculo del método DGA-AC para crecidas pluviales. Fuente: MOP (1995)	14
2.9.	Esquema de cálculo del método Verni-King modificado para crecidas pluviales. Fuente: MOP (1995)	15
2.10.	Esquema de cálculo del método DGA-AC para crecidas nivales. Fuente: MOP (1995)	16
3.1.	Mapa ubicación cuenca Río Colorado antes Junta Río Olivares	17
3.2.	Centrales hidroeléctricas en la cuenca del río Maipo Fuente: AES Gener . . .	18
3.3.	Serie anual de precipitación cuenca río Colorado, obtenida a partir de estadísticas de la DGA en estación río Colorado antes junta río Olivares	19
3.4.	Curva hipsométrica de la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares . .	20
3.5.	Variación estacional del caudal medio mensual. (A) Periodo 1979-1991. (B) Periodo 1992-2018	20
3.6.	Presencia de glaciares en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares, elaborado a partir del Inventario de Glaciares (DGA, 2011)	21
3.7.	Mapa de cobertura del suelo de la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares	22
4.1.	Metodología usada en la revisión de métodos empíricos (A) y la modelación con CRHM (B)	23
4.2.	Bandas de elevación en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares . .	28
4.3.	División por orientación en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares	28
4.4.	Velocidades medias mensuales periodo 1980 - 2005	29
4.5.	Diagrama de flujo de módulos del modelo en CRHM	31

4.6.	Caudales medios mensuales de aporte glaciario en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares	33
5.1.	Climograma comparativo entre periodo histórico (1979 - 2005) y proyección a corto plazo (2030 - 2060)	35
5.2.	Precipitación media anual según elevación de las URH	36
5.3.	Resultados de calibración modelo cuenca Río Colorado, caudales medios diarios, periodo 1979 - 1991	37
5.4.	Cantidad de eventos de lluvia sobre nieve, según mes, periodo 1979-2005	37
5.5.	Fracción porcentual promedio de eventos de lluvia sobre nieve según elevación, periodo 1979-2005	38
5.6.	Análisis de frecuencia distribución de Pearson para precipitaciones máximas diarias, periodo 1979-2016	39
5.7.	Gráfico comparativo de las curvas de frecuencia de caudal pluvial para distintos métodos	40
5.8.	Gráfico comparativo de las curvas de frecuencia de caudal nival para distintos métodos	41
5.9.	Gráfico comparativo de los caudales medios diarios observados y simulados con el GCM CCSM4	43
5.10.	Curvas de variación estacional para forzantes históricas del Balance Hídrico y forzantes históricas y futuras asociadas al modelo CCSM4	43
5.11.	Cantidad de eventos de lluvia sobre nieve con el modelo CCSM4 y las forzantes históricas en el periodo 1979-1991	44
5.12.	Fracción porcentual promedio de eventos de lluvia sobre nieve, según elevación, con el modelo CCSM4 y las forzantes históricas en el periodo 1979-1991	44
5.13.	Comparación elevación isoterma 0°C en el periodo histórico (1979-2005) y futuro (2030-2060)	45
5.14.	Cantidad de eventos de precipitación diaria máxima por mes en el periodo histórico (1979 - 2005) y futuro (2030 - 2060)	46
5.15.	Cantidad de eventos de lluvia sobre nieve, según mes, periodo 2030-2059	46
5.16.	comparación de la fracción porcentual promedio de eventos de lluvia sobre nieve, según rangos de elevación, entre periodo histórico y futuro	47
5.17.	Hidrograma de escorrentía total simulada asociada al evento de ROS del 15/06/1986	48
5.18.	Hidrograma de escorrentía total simulada del evento de lluvia sobre nieve del 15/06/2042	49
5.19.	Hidrograma de escorrentía total simulada asociada al evento de crecida pluvial del 25/05/1991	50
5.20.	Derretimiento de nieve medio, mínimo y máxima, según rango de precipitación del evento de ROS, periodo histórico (izq.) y futuro (der.)	51
5.21.	Porcentaje del agua disponible para escorrentía que aporta el deshielo en las URH con eventos de ROS, periodo histórico (1979 - 2005) y futuro (2030 - 2060)	51
6.1.	Valores de contribución relativa de los componentes del KGE en el periodo de calibración (1979 - 1987) y validación (1988 - 1991)	54
A.1.	Grilla de forzantes meteorológicas de la Actualización del Balance Hídrico	63
B.1.	Disponibilidad de datos de caudales instantáneos máximos en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares, periodo 1977 - 2017	64

E.1.	Coefficientes de determinación (izq.) y de Spearman (der.) para temperatura, periodo 1979 - 1991	69
F.1.	Resultado construcción de radiación de onda corta incidente, periodo 1979-1991	70
F.2.	Resultado construcción de radiación de onda larga incidente, valores medios diarios periodo 1979-1991	71
F.3.	Resultado construcción de humedad relativa, valores medios diarios periodo 1979-1991	71
F.4.	Resultado construcción de velocidad del viento, serie anual periodo 1979-1991	72
H.1.	SWE y humedad del suelo URH 5, periodo 1979-1991	75
I.1.	Curvas IDF para la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares	77

Capítulo 1

Introducción

La escorrentía producida por el derretimiento de nieve en cuencas de alta montaña origina muchos de los sistemas fluviales más importantes del mundo (e.g. Zhou et al., 2014). En la cuenca del río Maipo, estos caudales son aprovechados para una serie de actividades económicas, como riego, hidroelectricidad, turismo, abastecimiento de agua potable y recepción de aguas servidas tratadas (DGA, 2004). En este sentido, se hace muy importante la modelación hidrológica, no solo para tener una estimación de los recursos hídricos disponibles a futuro, sino que también para pronosticar eventos extremos de crecida, los cuales pueden desencadenar en desastres naturales y conllevar a importantes pérdidas humanas y materiales.

Estudios indican que el calentamiento global podría alcanzar los $1,5^{\circ}\text{C}$, con respecto a valores preindustriales, entre 2030 y 2052, si continúa aumentando al ritmo actual (e.g., IPCC, 2019). En nuestro país, análisis de series de tiempo de temperatura media anual muestran en la cordillera de la zona central un aumento significativo de casi $+0,25^{\circ}\text{C}$ por década desde 1979 (Garreaud, 2011). Además, en el proyecto de "Actualización del Balance Hídrico Nacional" (DGA, 2017), se prevé un aumento de la temperatura de entre 1° a $2,5^{\circ}\text{C}$, junto con una disminución de hasta 25 % en las precipitaciones de la zona centro, para el periodo 2030 - 2060.

Este aumento en la temperatura global tendría impactos graves y generalizados en episodios meteorológicos extremos (e.g. IPCC, 2019). Además, conllevaría a una elevación de la isoterma cero, que puede derivar en crecidas de deshielo mayores. Por otro lado, los eventos de lluvia sobre nieve (ROS), que ocurren en la zona de transición de áreas montañosas, aceleran la tasa de deshielo y pueden generar altos volúmenes de escorrentía, conduciendo a avalanchas e inundaciones de gran escala (e.g. Marks et al., 1998). Investigaciones recientes señalan que la frecuencia e intensidad de estos eventos aumentará en áreas elevadas debido al cambio climático (e.g., Surfleet & Tullos, 2013).

En este trabajo de título, se analiza el impacto del cambio climático en variaciones de la isoterma cero, y la frecuencia e intensidad de eventos extremos de precipitación y de lluvia sobre nieve, en la cuenca del río Colorado antes de junta con río Olivares, bajo el escenario climático RCP 8.5. Para ello, se utiliza el modelo Cold Regions Hydrological Model (CRHM), el cual es un modelo hidrológico diseñado para climas fríos (Pomeroy et al., 2007), que mediante ecuaciones físicas reproduce el balance hídrico, lo que permite representar los procesos de distribución, derretimiento, transporte y otros relevantes en cuencas de alta montaña.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Estudiar y modelar la ocurrencia de eventos extremos de precipitación y línea de nieves en la parte alta del río Maipo, incluyendo el efecto de eventos de lluvia sobre nieve, en condiciones climáticas históricas y futuras.

1.1.2. Objetivos específicos

- Analizar la influencia de distintas variables hidrometeorológicas en crecidas y revisar fórmulas determinísticas aún vigentes en las estimaciones de caudales máximos instantáneos.
- Estudiar variaciones de la isoterma cero y la intensidad y frecuencia de eventos de lluvia sobre nieve en el escenario climático RCP 8.5, para el periodo 2030 - 2060, mediante modelación hidrológica semi distribuida en la cuenca del río Colorado antes de junta con río Olivares.
- Estudiar potenciales impactos del cambio climático en eventos extremos de origen pluvial, de deshielo y lluvia sobre nieve

1.2. Organización del informe

El resto de este informe se organiza de la siguiente forma:

- **Capítulo 2:** Revisión bibliográfica sobre los métodos empíricos usados para estimar caudales máximos instantáneos, conceptos básicos de hidrología de nieves, cambio climático, el modelo hidrológico CRHM y estudios anteriores similares.
- **Capítulo 3:** Descripción detallada de la zona de estudio, que incluye su clima, topografía, fluvimetría, presencia de glaciares y cobertura vegetal.
- **Capítulo 4:** Metodología empleada para usar los métodos empíricos y para construir el modelo semi distribuido en la cuenca del río Colorado en CRHM.
- **Capítulo 5:** Resultados obtenidos en la calibración e implementación del modelo en CRHM y caracterización de eventos de lluvia sobre nieve. Además del análisis de los eventos de caudales instantáneos máximos históricos y su relación con las fórmulas estudiadas.
- **Capítulo 6:** Discusión y análisis de resultados.
- **Capítulo 7:** Conclusiones de trabajo realizado.

Capítulo 2

Revisión bibliográfica

En este capítulo se realiza una revisión del estado del arte en relación a cambio climático, eventos meteorológicos extremos, conceptos básicos de hidrología de nieve, el modelo CRHM y, por último, los métodos empíricos usados para estimar caudales máximos.

2.1. Cambio climático

El cambio climático empezó a ser un tema de preocupación mundial desde la década de los 50, cuando se notaron cambios sin precedentes en el sistema climático, como aumentos en el nivel del mar, disminución en la extensión y cantidad de masas de hielo y alzas en las temperaturas de la atmósfera y los océanos (IPCC, 2014).

El cambio climático se manifiesta como la variación del estado del clima identificable (por ejemplo, mediante pruebas estadísticas) en las variaciones del valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos períodos de tiempo (décadas o períodos más largos) (IPCC, 2014). El cambio climático puede deberse a procesos internos naturales, a forzamientos externos tales como modulaciones de los ciclos solares, erupciones volcánicas o cambios antropogénicos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso del suelo.

2.1.1. Escenarios RCP

Para la comunidad científica, es de gran interés realizar proyecciones de las emisiones de gases de efecto invernadero, que permiten realizar proyecciones del calentamiento medio global a finales del siglo XXI y posteriormente. Estas proyecciones están ligadas a distintos factores, como tamaño de población, actividades económicas, usos de suelo, uso y consumo de energía y políticas climáticas (IPCC, 2014). Es así que se plantean los escenarios climáticos RCP (*Representative Concentration Pathway*).

Los RCP corresponden a cuatro escenarios de emisión, que se identifican por su forzamiento radiativo al año 2100 (IPCC, 2014). En la Tabla 2.1 se detallan las diferencias entre los cuatro escenarios. Las trayectorias corresponden a distintos escenarios de mitigación estudiados por el Grupo de trabajo III del IPCC (GTIII), siendo el RCP 2.6 un escenario de mitigación estricto, los RCP 4.5 y 6.0, dos escenarios intermedios y el RCP 8.5 el escenario más desfavorable, con los mayores valores de emisiones de GEI. En la Figura 2.1 se muestran

las emisiones anuales de CO_2 para los cuatro RCP y las categorías de escenarios de mitigación del GTIII. Se aprecia que en el escenario RCP 2.6 se alcanzan valores neutros de emisiones al año 2100, con los escenarios 4.5 y 6.0 se logra una estabilización y, en cambio, el escenario 8.5 muestra un comportamiento creciente en todo el periodo.

Tabla 2.1: Escenarios RCP

Escenario	Forzante radiativo [W/m^2]	Concentración CO_2 [ppm]	Comportamiento
RCP 2.6	2,6	490 en el peak y posterior descenso	Peak y disminución
RCP 4.5	4,5	~650 en la estabilización del 2100	Estabilización sin peak
RCP 6.0	6,0	~850 en la estabilización del 2100	Estabilización sin peak
RCP 8.5	8,5	>1370 al 2100	Creciente

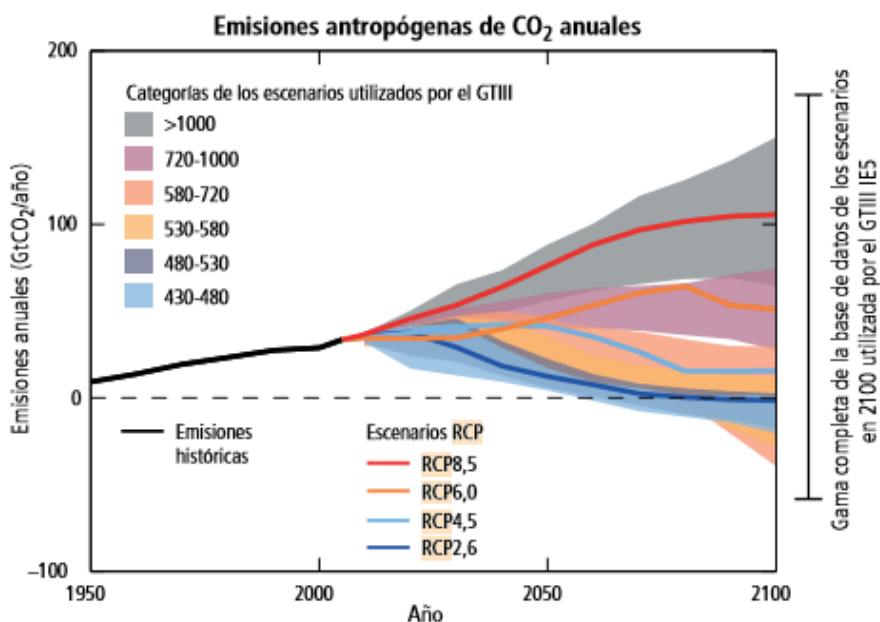


Figura 2.1: Emisiones anuales de CO_2 para escenarios RCP
Fuente: IPCC (2014)

El boletín de la Organización Meteorológica Mundial del año 2019 (OMM, 2019) sobre GEI, señala que el año 2018 se alcanzó un nuevo peak de concentración de CO_2 , correspondiente a 407,8 ppm, estando un 45 % por sobre los valores preindustriales de 280 ppm.

2.1.2. Evidencia y proyecciones en Chile

Análisis previos de los registros históricos de temperatura de estaciones de Chile central muestran que, en los océanos y zona costera, las temperaturas han disminuido un promedio de $0,15^{\circ}C$ por década entre los años 1979 y 2005, en la zona central ha habido un leve aumento de $0,18^{\circ}C$ por década y en la zona cordillerana un aumento significativo cercano a $0,25^{\circ}C$ por década (Garreaud, 2011). Este comportamiento dispar a lo ancho del territorio nacional se esquematiza en la Figura 2.2 para estaciones en la zona central del país, a diferentes elevaciones (cordillera, valle y océano), en particular, las estaciones en los Andes (Oeste) muestran un aumento promedio de $0,28^{\circ}C$ por década.

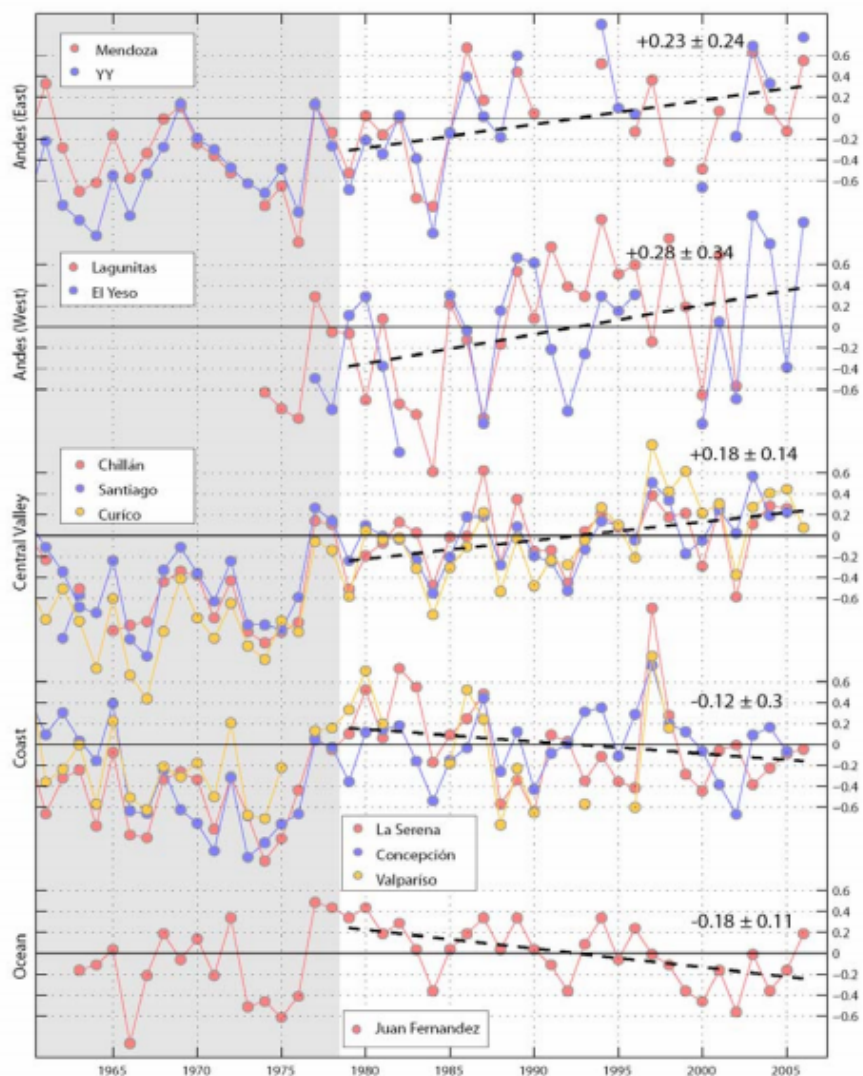


Figura 2.2: Variación interanual de la temperatura media anual en diferentes estaciones de Chile central entre los años 1979 y 2005. La línea negra punteada indica la tendencia lineal en °C por década. Fuente: Falvey y Garreaud (2009)

Usando el modelo regional PRECIS de 25 km de resolución y el GCM HadCM3 en el escenario climático A2, se evidencia un aumento de entre 300 y 500 m en la isoterma 0°C para el periodo entre 2046 y 2065, en comparación al periodo entre 1960 y 1990, para Chile continental (CONAMA, 2006). Además, proyecciones de temperatura con los modelos del CMIP5 en el escenario RCP 8.5 indican aumentos de entre 2 a 4°C para finales del siglo XXI (2081 - 2100) en todo el país, respecto al periodo entre los años 1961 y 1990, siendo los mayores incrementos en el norte de Chile y a lo largo de los Andes norte y central, donde el incremento puede llegar a los 5°C. En tanto, para el mismo escenario se proyecta una disminución cercana al 20% en las precipitaciones a fines del siglo, en las zonas norte y centro del territorio nacional (Carrasco, 2017).

2.1.3. Efecto en eventos meteorológicos extremos

Entre los eventos extremos más estudiados se encuentran aquellos asociados a precipitaciones extremas, que pueden derivar en importantes inundaciones y deslizamientos de tierra, causando graves impactos sociales. Un evento extremo de precipitación se puede generar por una alta intensidad de lluvia en un periodo corto o por una acumulación extrema de precipitación en uno o más días (Valenzuela & Garreaud, 2019). En zonas montañosas estas precipitaciones pueden derivar en grandes avalanchas si se acompañan con un clima inusualmente cálido, que aumente el área pluvial. Se espera que, debido al calentamiento global, que viene acompañado de un aumento en la concentración de vapor de agua atmosférico, los eventos extremos de precipitación sean más intensos y frecuentes en un futuro (Trenberth, 2011).

Hirabayashi et al., (2013) realizaron proyecciones del riesgo de inundaciones a fines del siglo XXI en un escenario alto en emisiones de GEI, usando 11 modelos de circulación general (GCM) del CMIP5 y el software CaMa-Flood. Las series anuales de caudales diarios máximos simulados en el siglo XX (1971 a 2000) y siglo XXI (2071 a 2100) fueron ajustadas a la distribución de Gumbel. Luego, se calculó la magnitud del caudal asociado a un periodo de 100 años de retorno a fines del siglo XX y el periodo de retorno de la misma magnitud de caudal para la serie de fines del siglo XXI. En la Figura 2.3 se muestra la distribución global del periodo de retorno medio para inundaciones de 100 años del siglo XX en el siglo XXI, con el escenario RCP 8.5. Se puede notar que los resultados varían bastante espacialmente; en la mayor parte de América del Sur el periodo de retorno disminuye, incluso en más de 50 años, pero en Chile central este tiende a aumentar a más del doble.

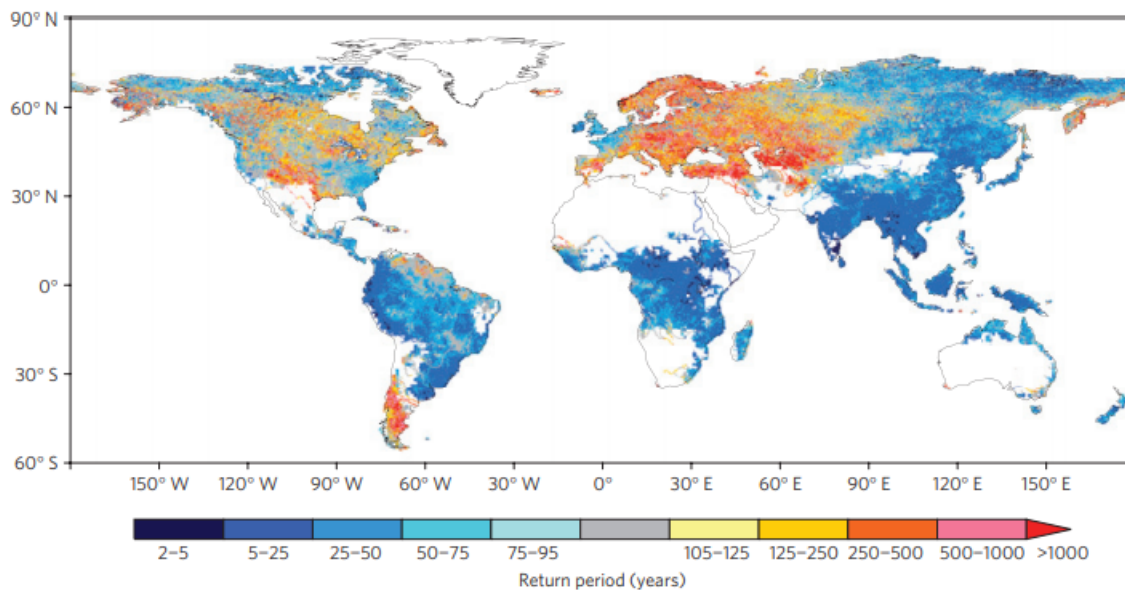


Figura 2.3: Periodo de retorno (años) en el siglo XXI para las descargas correspondientes a crecidas de 100 años en el siglo XX.

Fuente: Hirabayashi et al. (2013)

Lagos et al. (2015) presentaron proyecciones de crecidas en tres cuencas andinas con el escenario de cambio climático RCP 8.5, para un futuro lejano (2046-2075). Se usaron cuatro

GCM y el modelo simplificado de precipitación-escorrentía de Verni y King modificado (MOP, 1995) para estimar los caudales máximos instantáneos, asociados a periodos de retorno de 10, 20 y 50 años. Los GCM fueron seleccionados evaluando su ajuste a la estacionalidad de precipitación y temperatura en el periodo histórico y se empleó un enfoque estadístico en el escalamiento. En la Figura 2.4 se muestran las proyecciones de caudales máximos instantáneos en las tres cuencas de estudio, donde se ve que la cuenca del Maipo en el Manzano es la que muestra mayor dispersión en sus resultados. Hay dos GCM que evidencian un aumento en la magnitud de caudales instantáneos, para el futuro cercano y lejano, incluso sobre un 200 % en las crecidas de 50 años de periodo de retorno, en cambio, los otros dos GCM no exhiben un claro comportamiento.

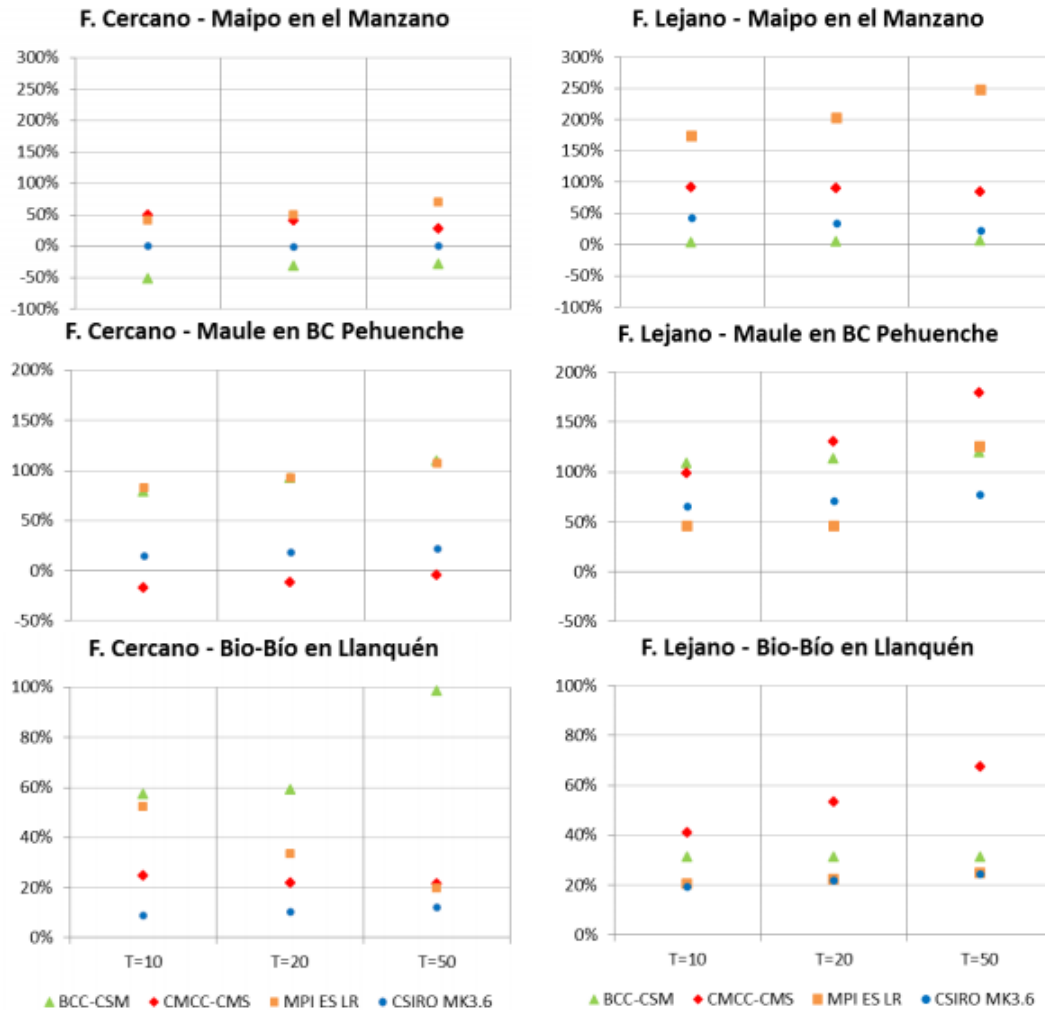


Figura 2.4: Proyección de caudales máximos instantáneos según cuatro GCM para el futuro cercano 2015-2045 (izquierda) y lejano 2046-2075 (derecha). Fuente: Lagos et al. (2015)

2.2. Hidrología de nieve

La hidrología se basa en la comprensión del ciclo hidrológico, sus procesos e interrelaciones, tanto superficiales como subterráneas (Cabrera, 2012). Una parte importante de esta

ciencia busca cuantificar los componentes del ciclo hidrológico, como la escorrentía superficial y subterránea, infiltración, interceptación y evapotranspiración. La hidrología de nieve es un campo especializado de la hidrología, que se dedica al estudio del comportamiento, calidad, propiedades y distribución temporal y espacial de la nieve. Es de especial importancia en terrenos montañosos.

2.2.1. Balance de energía

Los fenómenos de derretimiento, evaporación y sublimación del manto nival están controlados por el intercambio de energía entre este y su entorno (DeWalle & Rango, 2008). El balance de energía se realiza sobre un volumen de control, con límite superior en la interfaz atmósfera-nieve y límite inferior con el suelo, y se puede representar para cualquier intervalo de tiempo con la ecuación 2.1.

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m \quad (2.1)$$

Donde:

- Q_i : Cambio de energía interna del manto nival (\pm).
- Q_{ns} : Intercambio neto de radiación de onda corta (≥ 0).
- Q_{nl} : Intercambio neto de radiación de onda larga (\pm).
- Q_h : Flujo convectivo de calor sensible con la atmósfera (\pm).
- Q_e : Flujo convectivo de calor latente con la atmósfera (\pm).
- Q_r : Flujo de calor sensible y latente por precipitación (≥ 0).
- Q_g : Conducción térmica del suelo (\pm).
- Q_m : Flujo de energía por el derretimiento del manto nival (<0).

Todos los términos, excepto Q_{ns} , Q_r y Q_m , pueden representar pérdidas o ganancias de energía.

Por otro lado, realizando un balance de masa en un volumen de control del manto nival, se obtiene la tasa de cambio de masa por unidad de área o de profundidad ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$ o m/s) en términos del equivalente de agua en nieve (SWE, por sus siglas en inglés):

$$\Delta SWE = P \pm W \pm E - O \quad (2.2)$$

Donde:

$\Delta SWE = (SWE_{t2} - SWE_{t1})$ = Cambio en el equivalente de agua líquida o sólida del manto nival en el intervalo $t2 - t1$

P: Tasa neta de entrada por precipitación sólida y líquida

W: Redistribución de nieve por viento

E: Intercambio neta de vapor entre el manto nival y la atmósfera por sublimación, evaporación y condensación

O: Salida de agua líquida desde el manto

2.2.2. Eventos de lluvia sobre nieve

Los eventos de lluvia sobre nieve pueden provocar el derretimiento del manto nival, lo que, sumado a la precipitación líquida añadida, puede derivar en importantes crecidas. Estudios anteriores han asociado los ROS con el 21 % y 70 % de los peak de inundaciones en Bavaria (48,77° Lat y 11,43° Lon) y Austria (47,52° Lat y 14,55° Lon), respectivamente. Además, se han vinculado algunas de las avalanchas más importantes en los Estados Unidos (37,09° Lat y -95,71° Lon) con estos eventos (Wurzer et al., 2016).

Sin embargo, no todos los eventos de lluvia sobre nieve derivan en crecidas, lo que depende de la intensidad de la precipitación y las condiciones del manto nival. Wurzer et al. (2016) usaron el modelo físico de balance de energía SNOWPACK para estudiar la influencia de las propiedades iniciales del manto nival en 1.000 eventos históricos de ROS. Las principales conclusiones del estudio fueron que: (i) el calor sensible y latente proveen la principal fuente de energía en los eventos, y (ii) aquellos ROS con alto contenido de agua inicial fueron asociados con un alto exceso de escorrentía y breves tiempo de respuesta. Además, otros factores influyentes en el derretimiento del manto nival durante un ROS son la velocidad del viento, la profundidad inicial del manto nival y su contenido de agua.

Gunther (2015) utilizó el modelo CRHM para modelar zonas alpinas y arboledas de montañas canadienses, con el fin de analizar la sensibilidad de los flujos energéticos en un ROS a las condiciones topográficas (pendiente y orientación), climáticas y de uso de suelo. Se concluyó que la radiación de onda larga era la principal fuente de energía en eventos cálidos y con gran presencia de nubes, en cambio, en eventos con alta velocidad del viento y precipitaciones moderadas, las radiaciones turbulentas tomaban mayor importancia (hasta un 42 % de la energía disponible para derretimiento). En todas las clases de suelo estudiadas, el deshielo era muy sensible a la temperatura, un aumento de 10°C en promedio generaba un derretimiento de 70 mm adicionales. En tanto, un aumento de un 300 % en la velocidad del viento generaba un aumento del deshielo de 41 mm en zonas abiertas, mientras que en zonas boscosas el aumento era solo de 0,9 mm.

Marks et al. (1998) usaron un modelo de deshielo con balance de energía, para simular el proceso de derretimiento nival durante uno de los eventos de ROS más extremos jamás registrados, ocurrido en las montañas *Central Cascade* de Oregón, Estados Unidos (44,00° Lat y -120,50° Lon) en febrero de 1996. Usaron datos de sitios de monitoreo experimental, localizados en zonas abiertas sin vegetación y en zonas boscosas adyacentes, dentro la zona de transición, además de datos de cobertura nival de estaciones *SNOTEL* del *National Resources Conservation Service* (NRCS). Previo al evento de ROS, una tormenta fría depositó gran cantidad de nieve hasta los 500 m.s.n.m., a elevaciones altas (1.142 m.s.n.m.) la capa de nieve tenía una altura de 1.97 m, mientras que a elevaciones medias (968 m.s.n.m.) tenía una altura de 1.14 m. Durante el evento precipitó con gran intensidad por casi 6 días en un clima cálido, acompañado de una alta humedad y velocidad del viento. En la Tabla 2.2 se muestran mediciones de precipitación, deshielo y de agua disponible para escorrentía (WAR, precipitación más deshielo) de las estaciones SNOTEL; se observa que hasta un 57 % del WAR es contribuido por el deshielo, la menor contribución por deshielo se observó en la estación de mayor elevación, ubicada al final de la zona de transición y en zonas boscosas, donde los flujos de calor sensible y latente eran menores. En la Figura 2.5 se muestran los

caudales cada media hora, medidos en el río *South Santiam*. Antes del evento de ROS, el 3 de febrero, los caudales bordeaban los $20 \text{ m}^3/\text{s}$ y para el 8 de febrero alcanzan casi los $900 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabla 2.2: Precipitación, deshielo y agua disponible para escorrentía (WAR) de estaciones SNOTEL en *Central Cascade* durante el evento de ROS (3 a 8 de febrero de 1996). Fuente: Marks et al. (1998)

Estación SNOTEL	Elevación [m]	Precipitación [mm]	Pérdida de SWE [mm]	WAR [mm]	% WAR por deshielo
Little Meadows	1220	361	330	691	48
Marion Forks	800	300	389	689	57
Daly Lake	1100	279	211	490	48
Hogg Pass	1450	277	137	414	33
Jump-Off-Joe	1070	320	84	404	21
Santiam Jet	1145	229	79	308	26

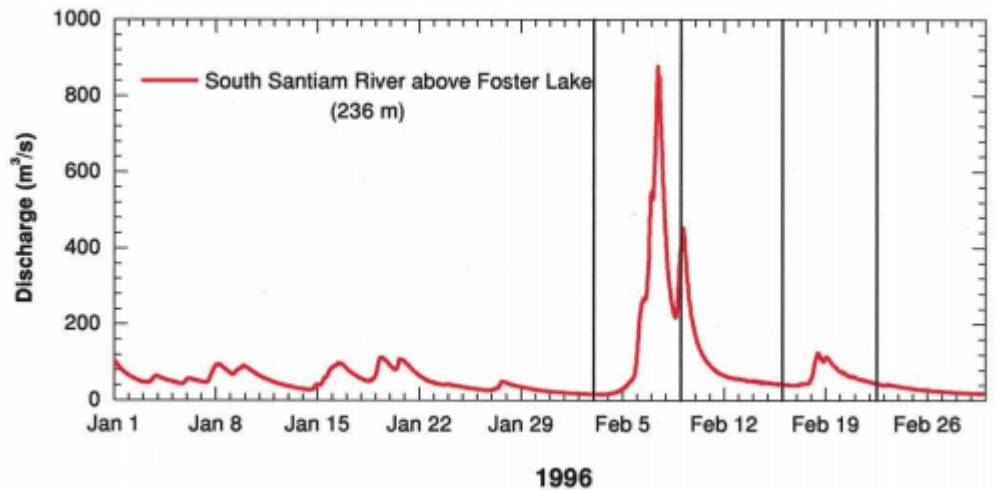


Figura 2.5: Caudal medido cada media hora justo encima del lago Foster, en el río South Santiam, del 1 de enero al 1 de marzo de 1996. Fuente: Marks et al. (1998)

Con relación a proyecciones futuras, Surfleet y Tullos (2013) examinaron en una cuenca de Oregón, Estados Unidos ($44,00^\circ$ Lat y $-120,50^\circ$ Lon), el efecto del cambio climático en los eventos de flujo máximo asociados a ROS. La cuenca de estudio tiene un área de 4.700 km^2 y elevaciones entre los 50 y 3.200 m.s.n.m. La modelación se realizó con el modelo GSFLOW, con tres URH definidas por bandas de elevación y ocho GCM en los escenarios B1 y A1B, cuyas salidas fueron procesadas mediante escalamiento espacial y corrección de sesgo. Los resultados (Figura 2.6) mostraron que históricamente los eventos de ROS asociados a caudales mayores a 1 año de periodo de retorno ocurrían en la zona de transición de la cuenca (350 - 1.200 m.s.n.m.), pero a futuro la frecuencia de estos eventos en estas elevaciones disminuirá, debido a una menor presencia de nieve. Sin embargo, a elevaciones altas (>1.100 m.s.n.m.), los ROS serán más frecuentes, pero con caudales menores, debido a que la zona de transición se desplazará, caerá más precipitación líquida pero la nieve disponible será menor.

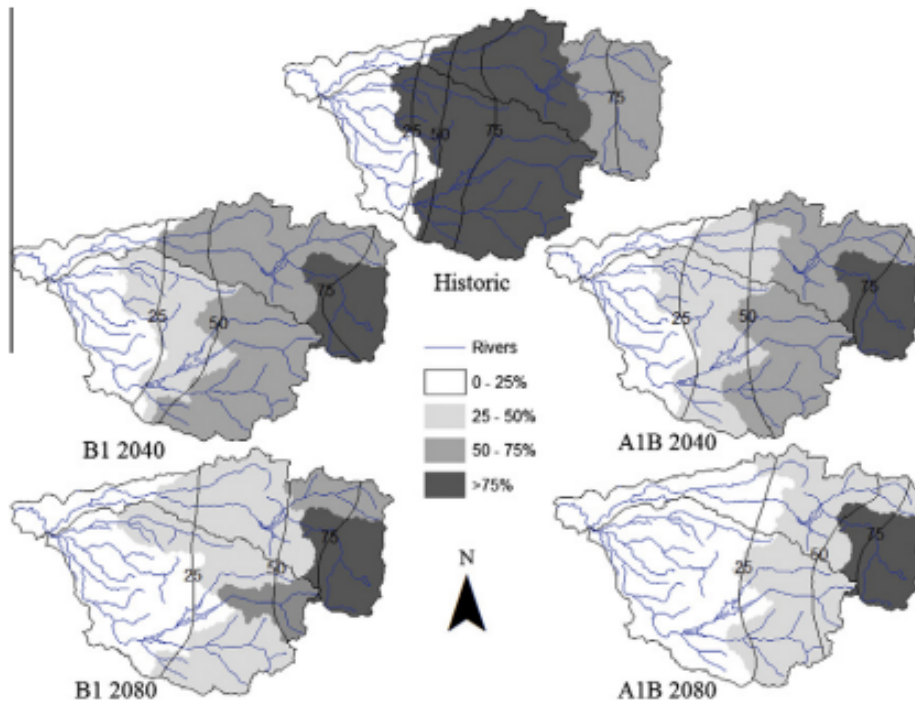


Figura 2.6: Porcentaje de eventos ROS de caudal máximo diario con periodos de retorno mayor a 1 año, para período histórico simulado, años 2040 y 2080, en escenarios B1 y A1B. Porcentajes de cuartiles presentados por subcuenca. Fuente: Surfleet y Tullos (2013)

2.3. Modelación hidrológica

Los modelos hidrológicos son herramientas que permiten simular los procesos de transporte de agua dentro de una cuenca, con la finalidad de predecir crecidas, sequías, recarga de agua subterránea y los intercambios entre la atmósfera y la tierra (Hrachowitz & Clark, 2017). Además, son ampliamente usados en la gestión y planificación de los recursos hídricos (Jodar et al., 2019). Existen diferentes clasificaciones de los modelos hidrológicos en la literatura, siendo las más usuales las siguientes (Cabrera, 2012):

- Según la conceptualización de los procesos básicos: empíricos, conceptuales o basados en procesos.
- Según la naturaleza de los algoritmos básicos: determinísticos o estocásticos.
- Según su representación espacial: agrupados, distribuidos o semi distribuidos.

2.3.1. Cold Regions Hydrological Model

Cold Regions Hydrological Model (CRHM) es una plataforma desarrollada por el centro de hidrología de la Universidad de Saskatchewan en Canadá, luego de una larga investigación de los ambientes fríos de ese país, incluyendo praderas, bosques boreales, bosques árticos, subárticos y de alta elevación (Pomeroy et al., 2007).

Es un modelo de base física, semi distribuido y que funciona en base a módulos, los cuales son seleccionados según el conocimiento sobre los procesos físicos que dominan la cuenca de estudio y que se deseen representar. La librería modular de CRHM tiene un completo set de módulos que describen procesos hidrológicos como: ventiscas, intercepción de nieve por vegetación, sublimación, derretimiento, infiltración, intercambio radiativo, evapotranspiración y escorrentía (Zhou et al., 2013). La aplicación espacial de CRHM son las unidades de respuesta hidrológica (URH), que corresponden a unidades físicas con similar comportamiento hidrológico, debido a sus atributos geomorfológicos y topográficos en común (orientación, elevación, pendiente y/o otros) y que se asume pueden ser bien representadas por un único set de parámetros y módulos (Zhou et al., 2013).

La Figura 2.7 muestra un diagrama de los intercambios de energía y procesos que debe simular CRHM.

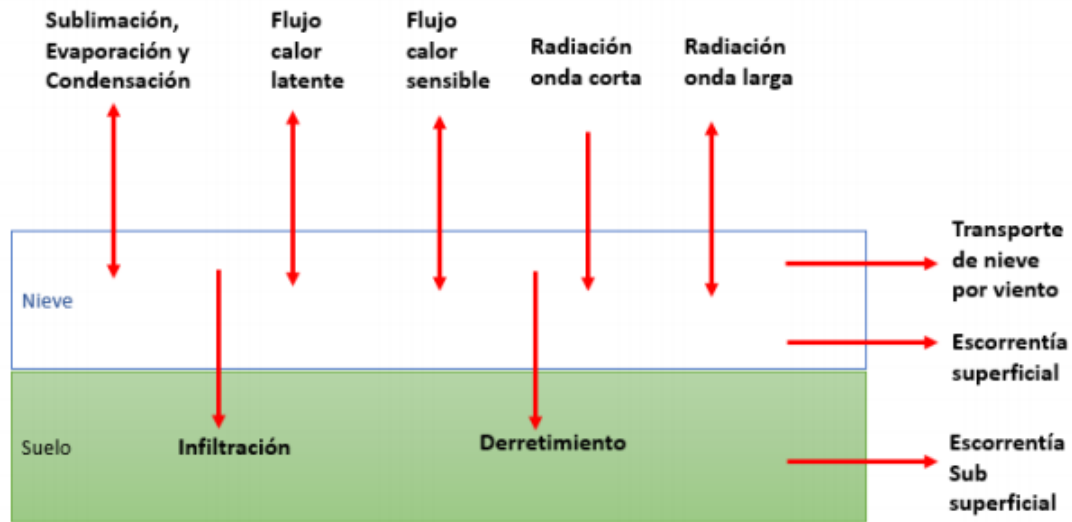


Figura 2.7: Diagrama de proceso y flujos de energía simulados por CRHM

La estructura de la plataforma de CRHM incluye los siguientes componentes (Pomeroy et al., 2007):

- **Observaciones:** Series de tiempo de datos meteorológicos y observaciones superficiales de escorrentía, cobertura nival y humedad del suelo.
- **Parámetros:** Coeficientes en las ecuaciones de conservación y parametrización del modelo. Están asociados a los módulos seleccionados y se pueden ajustar manualmente.
- **Módulos:** Algoritmos escogidos para implementar los procesos físicos/hidrológicos. La estructura de datos del modelo es especificada declarándola en los módulos, pero es implementada globalmente por la plataforma del CRHM.
- **Grupos:** Son un conjunto de módulos ejecutados en secuencia por todas las URH. Un grupo puede ser utilizado en reemplazo de módulos específicos individuales y es una forma usualmente conveniente para caracterizar un complejo conjunto de procesos que frecuentemente operan en un ambiente particular o clasificación hidrológica.

- **Estructura:** Una colección paralela de módulos, es un grupo aplicado a una URH específica. Las URH pueden tener más de una estructura y se pueden usar para comparar set de algoritmos y personalizar el diseño del modelo a las características únicas de la URH.
- **VARIABLES Y ESTADOS:** Son creados en la declaración de los módulos. Las variables incluyen datos meteorológicos como temperatura, precipitación y velocidad del viento y los estados son condiciones de las URH, como humedad del suelo, equivalente de agua en nieve (SWE) y albedo.

2.3.2. Estudios previos con CRHM en los Andes

Se ha considerado CRHM para diversos estudios en la cuenca del río Maipo. Por ejemplo:

Videla (2013) modeló la cuenca Alta del Río Maipo, concluyendo que la distribución diferencial de la cobertura nival se debe a la geomorfología abrupta de la cuenca. Realizó simulaciones con déficit de precipitaciones y aumento de temperaturas, lo que resultó en grandes cambios en los hidrogramas; la disminución del caudal acumulado fue cercana a un 25 % y 42 %, con un aumento de 1°C y 2°C, respectivamente. También obtuvo que un 30 % de déficit de precipitación, se traduce en un 30 % menos de caudal, reflejando la frágil condición climática e hidrológica de esta zona.

Comte (2017) modeló la cuenca del río Mapocho en los Almendros usando datos de la estación nivométrica de la Universidad de Chile, ubicada en Valle Nevado, estudiando la variación del albedo y la duración del manto nival en un año hidrológico. Encontró que el SWE modelado tiene errores entre un 5 % y 27 % y que los periodos de acumulación y derretimiento nival coinciden con los obtenidos mediante imágenes MODIS. Sin embargo, detectó un error en el módulo de infiltración de CRHM, que afecta la escorrentía superficial.

Dionizis (2018) modeló las cuencas Laguna Negra y Embalse El Yeso, usando tres GCM en el escenario RCP 8.5. Los resultados para el periodo proyectado (2028-2060) muestran que, debido al aumento de temperatura, aumentarían los caudales en invierno por un agotamiento más temprano de la nieve y disminuirían los caudales máximos en el periodo de estiaje. A nivel anual, los caudales en Laguna Negra muestran una disminución superior a los 200/mm año, mientras que en Embalse El Yeso, dos de los tres modelos proyectan un aumento de entre el 6 % y 9 % en la escorrentía media anual.

2.4. Métodos de estimación de caudales en cuencas no controladas

La estimación de la escorrentía superficial es importante en diversas áreas como el diseño de obras y los planes de gestión de recursos hídricos. Lo usual es distinguir entre caudales medios, mínimos y máximos, según ventanas de tiempo desde días a años.

La Dirección General de Aguas desarrolló en el año 1995 un manual para el cálculo de caudales mínimos y máximos, cuyo objetivo principal es ser empleado para el diseño de obras hidráulicas de pequeña y mediana envergadura. El manual (MOP, 1995) es válido para te-

ritorio chileno entre las regiones de Atacama y Los Lagos, cuencas con áreas inferiores a los 10.000 km^2 y crecidas con periodo de retorno inferior a los 100 años.

A continuación, se revisan algunos de los métodos para estimar caudales máximos de origen pluvial y de deshielo recogidos en el manual.

2.4.1. Método DGA-AC para crecidas pluviales

Este método se confeccionó con información de caudales medios diarios máximos e instantáneos máximos de 234 estaciones fluviométricas. Su metodología se resume en el diagrama de la figura 2.8. La definición de la zona homogénea depende de factores como la latitud de la cuenca, su precipitación media anual y el área pluvial.

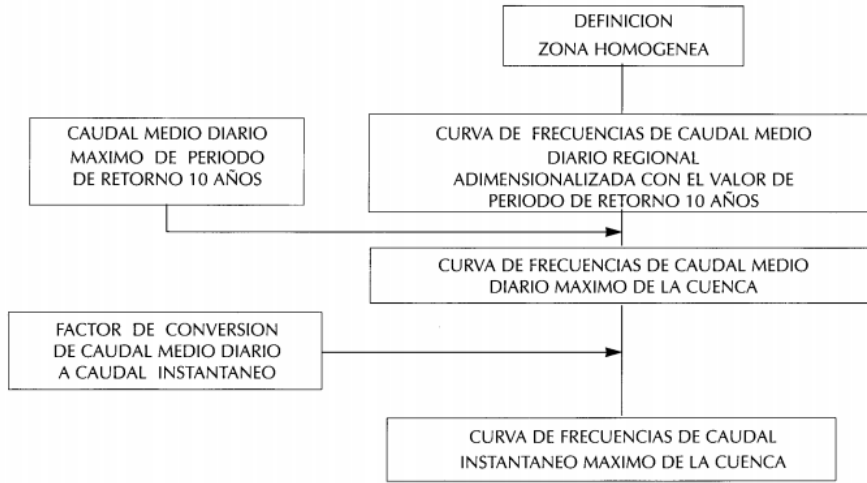


Figura 2.8: Esquema de cálculo del método DGA-AC para crecidas pluviales. Fuente: MOP (1995)

Para adimensionalizar las curvas de frecuencias regionales, se utiliza el caudal medio diario máximo de periodo de retorno de 10 años (Q_{10}), usando las relaciones 2.3, 2.4 o 2.5. Para obtener las curvas de frecuencia de caudal máximo instantáneo, basta con aplicar un factor de conversión, el cual depende de la zona homogénea.

$$\text{Regiones de Atacama y Coquimbo : } Q_{10} = 1,94 \cdot 10^{-7} \cdot Ap^{0,776} \cdot (P_d^{10})^{3,108} (m^3/s) \quad (2.3)$$

$$\text{Regiones de Valparaíso, RM y de O'Higgins : } Q_{10} = 5,42 \cdot 10^{-8} \cdot Ap^{0,915} \cdot (P_d^{10})^{3,432} (m^3/s) \quad (2.4)$$

$$\text{Regiones del Maule a La Araucanía : } Q_{10} = 1,94 \cdot 10^{-7} \cdot Ap^{0,776} \cdot (P_d^{10})^{3,108} (m^3/s) \quad (2.5)$$

Donde:

Q_{10} : Caudal medio diario máximo de período de retorno 10 años, expresado en m^3/s .
 A_p : Área pluvial de la cuenca, expresada en km^2 .
 P_d^{10} : Precipitación diaria máxima de período de retorno 10 años, expresada en mm.

2.4.2. Método de Verni y King modificado para crecidas pluviales

Este método se basa en el estudio de Verni y King (1977), en el que se relaciona el caudal medio diario máximo de periodo de retorno 10 años con el área pluvial de la cuenca y la precipitación diaria máxima de periodo de retorno 10 años. Se añadió un coeficiente empírico a la fórmula original, que depende del periodo de retorno y fue ajustado según análisis de frecuencias de 130 estaciones limnigráficas del país (ecuación 2.4). La metodología se esquematiza en la figura 2.9.

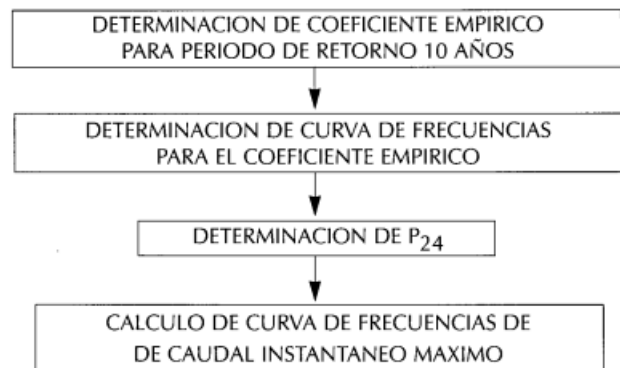


Figura 2.9: Esquema de cálculo del método Verni-King modificado para crecidas pluviales. Fuente: MOP (1995)

$$Q = C(T) \cdot 0,00618 \cdot (P_d^{1,24} \cdot A_p^{0,88})(m^3/s) \quad (2.6)$$

Donde:

Q : Caudal instantáneo máximo asociado al período de retorno T años, expresado en m^3/s .

$C(T)$: Coeficiente empírico de periodo de retorno T años.

P_d : Precipitación diaria máxima de período de retorno T años, expresada en mm.

A_p : Área pluvial de la cuenca, expresada en km^2 .

2.4.3. Método DGA-AC para crecidas de deshielo

Este método relaciona el caudal medio diario máximo de deshielo con la latitud de la cuenca y su área nival (ecuación 2.7). Es aplicable a cuencas nivales o nivopluviales ubicadas entre las regiones de Atacama y BioBío y con áreas nivales entre los 50 y 6.000 km^2 . Los pasos para obtener la curva de frecuencia de caudales máximos instantáneos se resumen en la figura 2.10.

$$Q_{10} = 1,81 \cdot 10^{-4} \cdot An(Lat - 26,2)^{3,392}(m^3/s) \quad (2.7)$$

Donde:

Q_{10} : Caudal medio diarios máximo de período de retorno 10 años, expresado en m³/s.

An: Área nival de la cuenca, expresada en km².

Lat: Latitud media de la cuenca, expresada en grados.

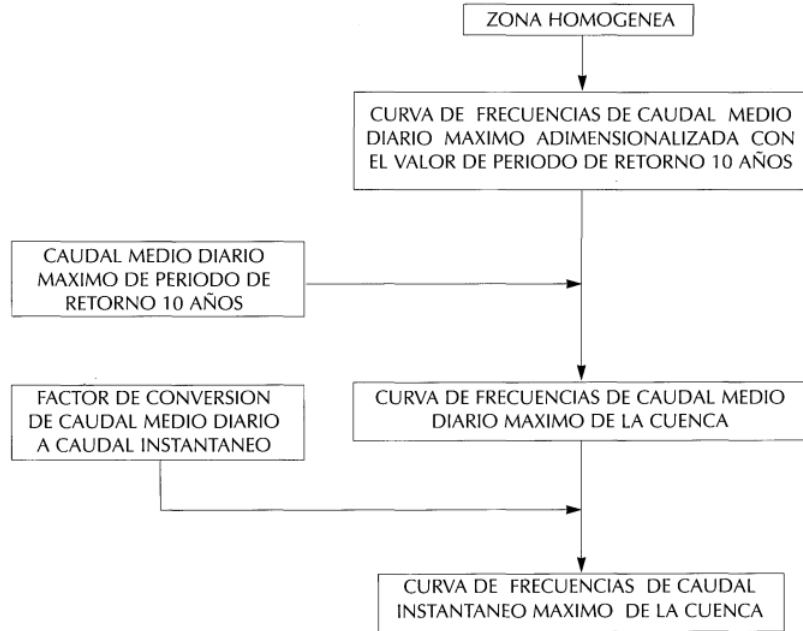


Figura 2.10: Esquema de cálculo del método DGA-AC para crecidas nivales. Fuente: MOP (1995)

Capítulo 3

Zona de estudio

3.1. Antecedentes generales

La zona de estudio corresponde a la cuenca del Río Colorado antes Junta Río Olivares (-33,41° Lat y -69,95° Lon), la cual es una de las ocho subcuencas en las que se divide la cuenca Alta del río Maipo, según la delimitación de la Dirección General de Aguas (DGA, 2014). Se ubica en la zona cordillerana de la Región Metropolitana, 50 km al noreste de la ciudad de Santiago (figura 3.1). Tiene un área de 784 km² y un rango de elevación entre los 1.500 m.s.n.m. y los 6.600 m.s.n.m.

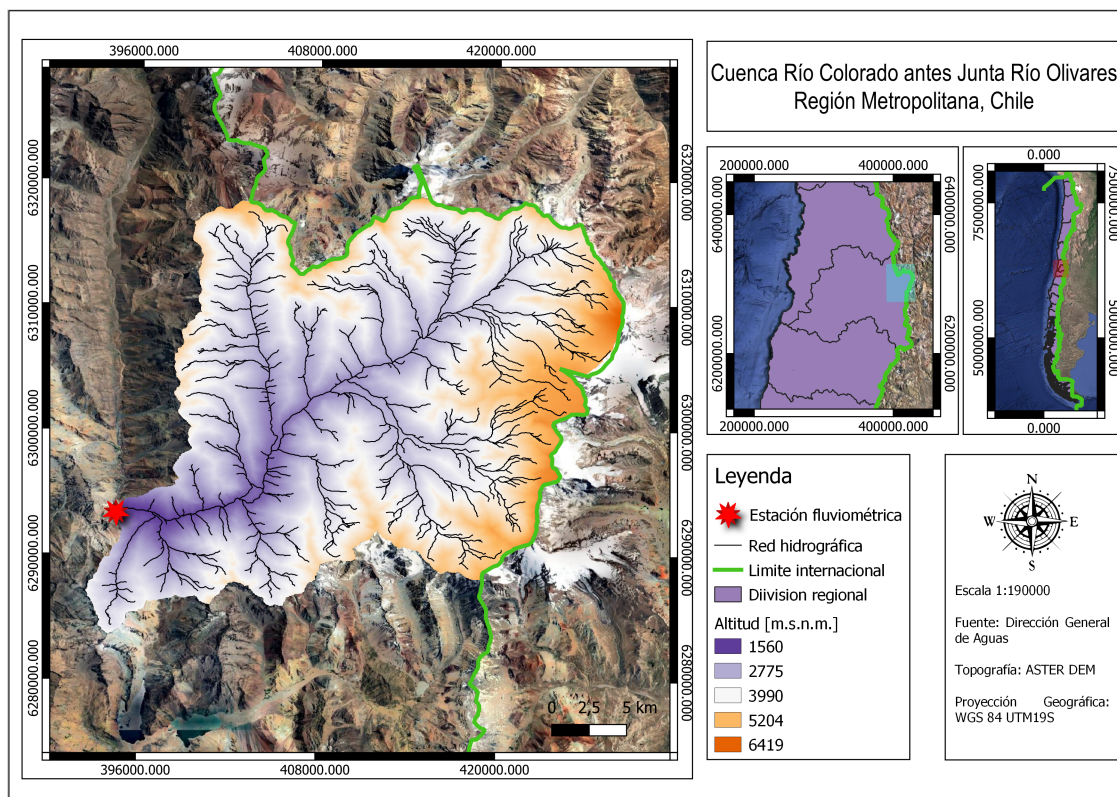


Figura 3.1: Mapa ubicación cuenca Río Colorado antes Junta Río Olivares

El cauce de la cuenca es aprovechado por la central hidroeléctrica de pasada El Alfalfal, la cual entró en funcionamiento en el año 1991 con una potencia de 178 MW (AES Gener). La planta es una de las cuatro hidroeléctricas en la cuenca Alta del Río Maipo y usa recursos de los ríos Colorado y Olivares (figura 3.2).

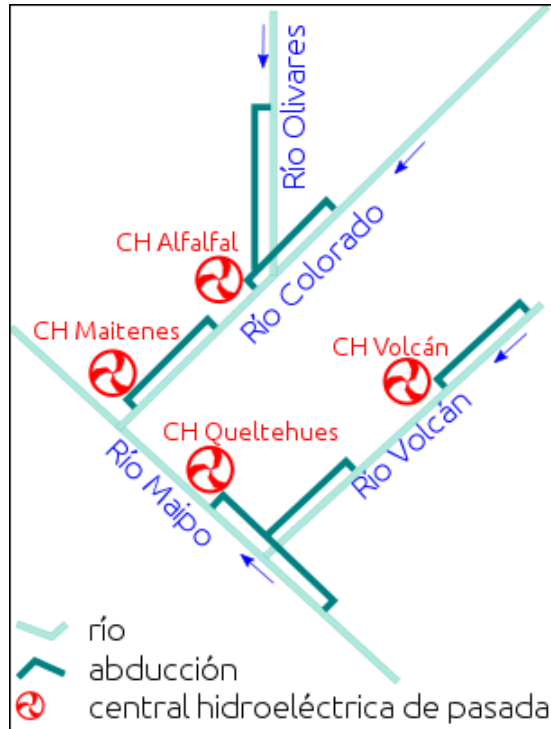


Figura 3.2: Centrales hidroeléctricas en la cuenca del río Maipo
Fuente: AES Gener

3.2. Clima

En la cuenca del río Maipo se presentan dos climas (DGA, 2004): Templado Mediterráneo con una estación seca prolongada (toda la cuenca) y el clima Frío de Altura (sobre los 3.000 m.s.n.m.) . El primero se caracteriza por su largo periodo seco y un invierno marcado con temperaturas mínimas bajo 0°C, mientras el segundo presenta bajas temperaturas y precipitaciones sólidas, que favorecen la existencia de glaciares y acumulación de nieve en estos entornos. La serie anual de precipitación se presenta en la figura 3.3, con información de 40 años. A partir de esta, se obtiene que el valor medio de precipitación anual es de 639 mm.

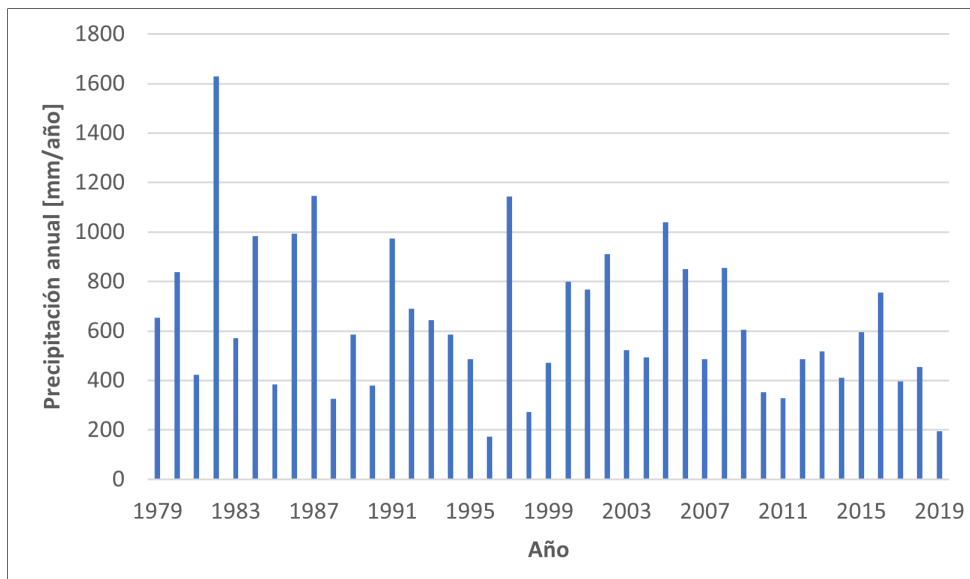


Figura 3.3: Serie anual de precipitación cuenca río Colorado, obtenida a partir de estadísticas de la DGA en estación río Colorado antes junta río Olivares

3.3. Geomorfología

Las características más relevantes de la geomorfología de la cuenca se resumen en la tabla 3.1, las que se obtuvieron a partir del procesamiento del DEM ASTER (Modelo de Elevación Digital, disponible en la web de la NASA <https://search.earthdata.nasa.gov/search>).

Tabla 3.1: Características geomorfológicas de la cuenca del río Colorado

Parámetro	Unidad	Valor
Altura máxima	m.s.n.m.	6.570
Altura media	m.s.n.m.	3.747
Altura mínima	m.s.n.m.	1.529
Área	km ²	784
Longitud cauce principal	km	45
Longitud desde el centro de gravedad hasta el punto de salida	km	19
Pendiente media	%	29

El relieve de la cuenca se representa con la curva hipsométrica en la Figura 3.4, de la cual se extrae que menos del 2 % del área de la cuenca se encuentra bajo los 2.000 m.s.n.m. y solo cerca del 0,3 % está sobre los 6.000 m.s.n.m. Debido a la forma de la curva, se infiere que la cuenca está en su fase de madurez.

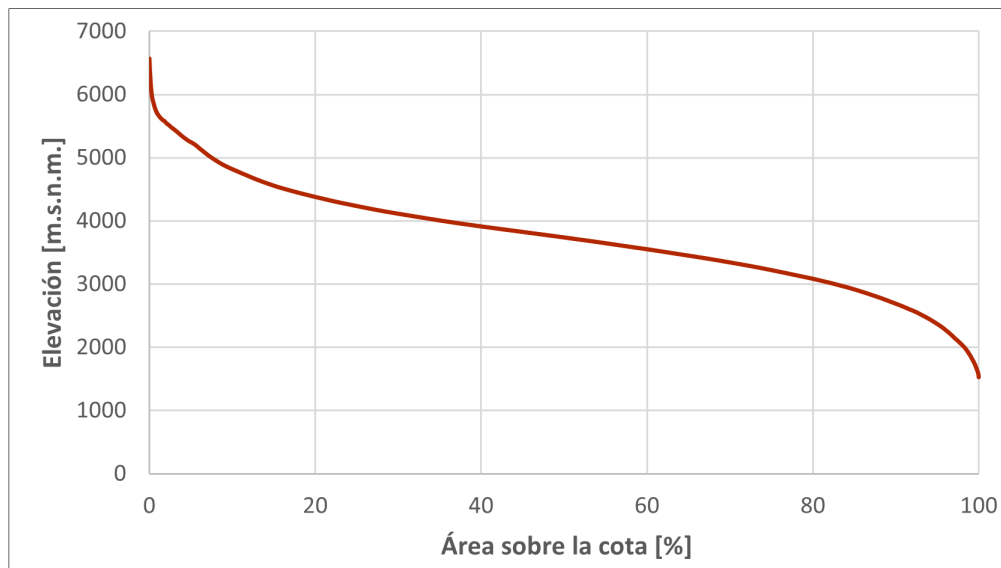


Figura 3.4: Curva hipsométrica de la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares

3.4. Fluviometría

De acuerdo a la red de monitoreo y control de la Dirección General de Aguas (DGA), hay una estación vigente en el punto de salida de la cuenca del río Colorado antes Junta río Olivares (Figura 3.1), la cual funciona desde el año 1977.

A continuación, se presentan las curvas de variación estacional de caudales medios mensuales, para probabilidades de excedencia de 5 %, 20 %, 50 %, 85 % y 95 %. El periodo de análisis se dividió en dos, entre 1979 y 1991 (panel izquierdo de Figura 3.5), antes de entrar en operación la central Alfalfal y entre 1992 y 2018, con la central operando (panel derecho de Figura 3.5). Se observa un marcado régimen nivo-glacial en ambas figuras, donde los caudales máximos se alcanzan entre diciembre y enero.

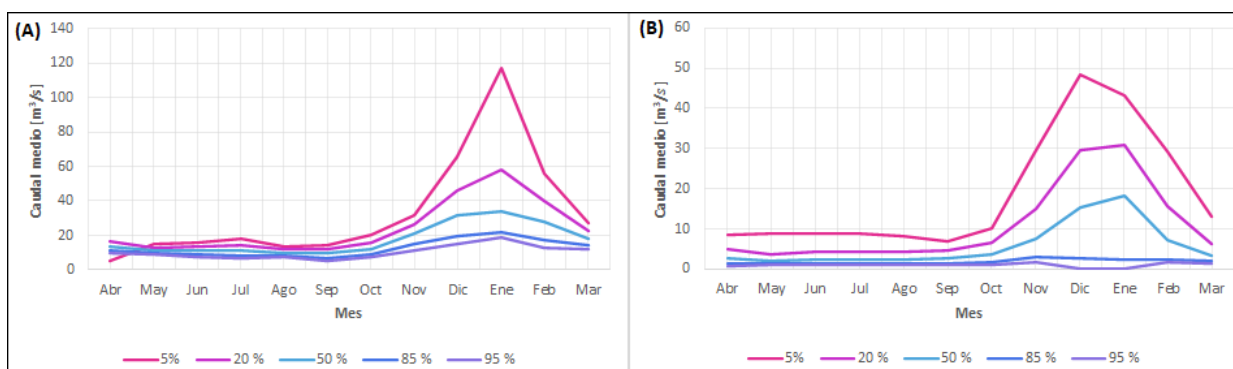


Figura 3.5: Variación estacional del caudal medio mensual. (A) Periodo 1979-1991. (B) Periodo 1992-2018

3.5. Glaciares

Según el Inventario Público de Glaciares (DGA, 2011), hay 179 glaciares dentro de la cuenca, que suman un área de 94 km^2 , equivalente a un 11,9% del área total. El 43,7% corresponde a glaciares rocosos, el 25% a glaciares de montaña, el 23,3% a glaciares de valle y un 1,7% a glaciaretos. Estos representan una importante reserva de agua y tienen una contribución de caudal que se debería considerar al realizar una modelación. La ubicación de los glaciares en la cuenca se puede apreciar en la Figura 3.6.

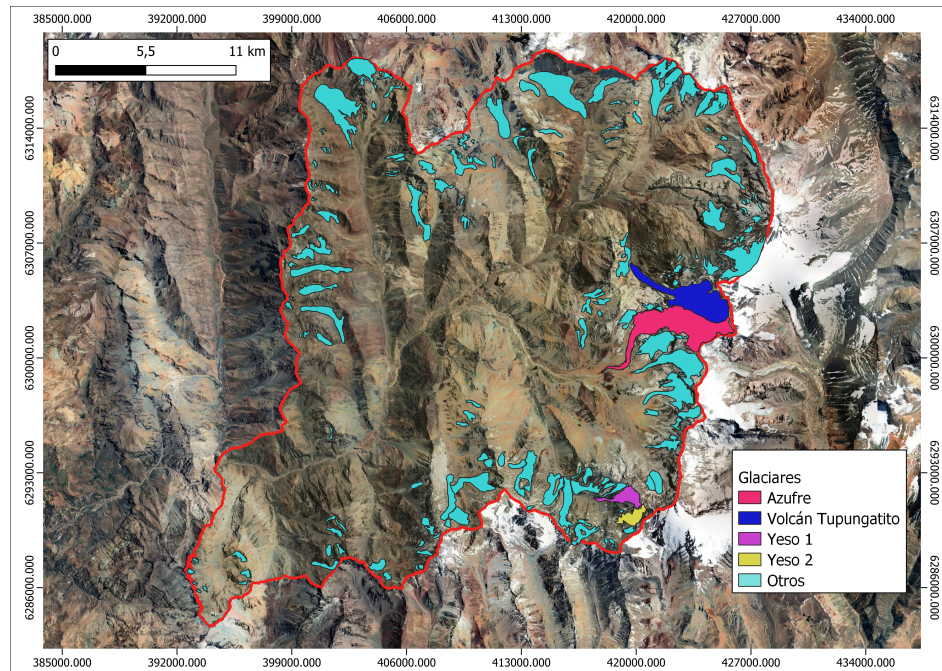


Figura 3.6: Presencia de glaciares en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares, elaborado a partir del Inventario de Glaciares (DGA, 2011)

3.6. Cobertura de suelo

Para caracterizar la cobertura de suelo se usa el producto *Land Cover Chile 2014* (Zhao et al., 2016), que cuenta con una resolución horizontal de 30 metros para todo Chile continental y tres niveles de clasificación, con 10 clases de suelo en el nivel 1, 30 clases en el nivel 2 y 35 en el nivel 3. Los resultados se muestran en la Figura 3.7; cerca del 57% del área de la cuenca es suelo desnudo (rocas y gravas), mientras que los pastizales y matorrales ocupan cerca del 29%. El resto del área se reparte principalmente entre cuerpos de agua, nieve y hielo.

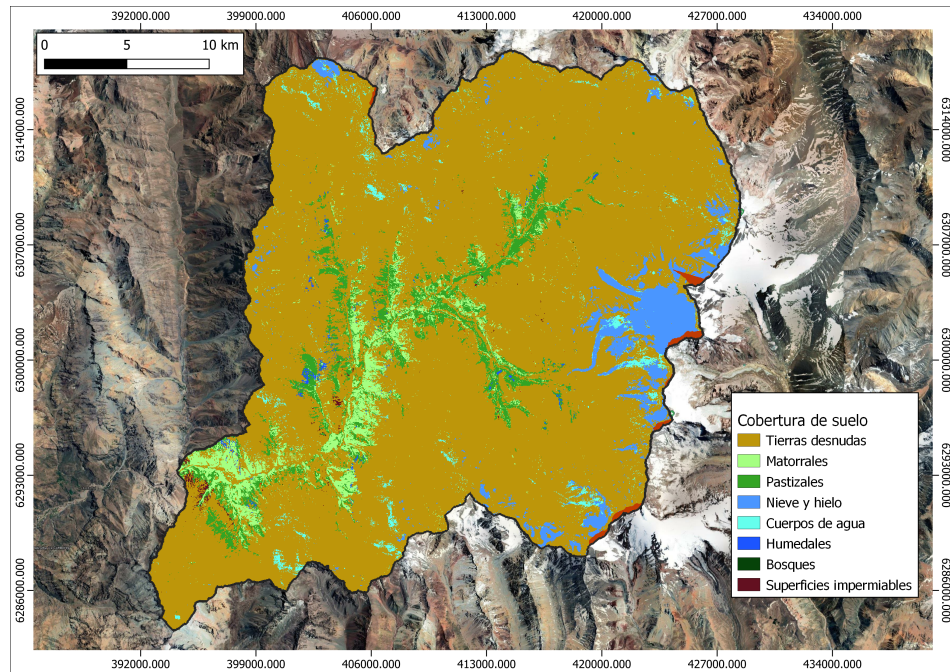


Figura 3.7: Mapa de cobertura del suelo de la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares

Capítulo 4

Metodología

En el presente apartado se explica la metodología adoptada en este estudio, la cual se resume en la Figura 4.1.

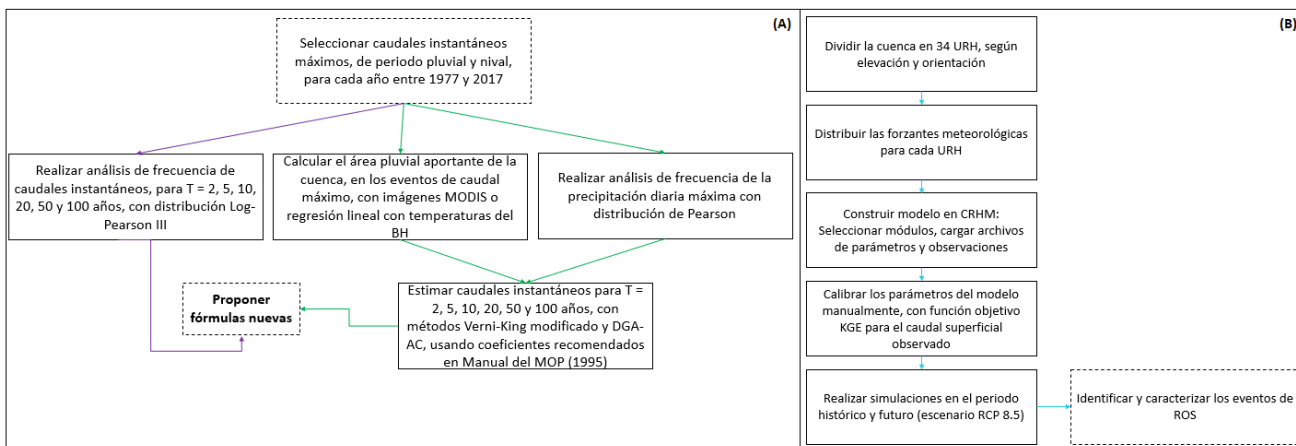


Figura 4.1: Metodología usada en la revisión de métodos empíricos (A) y la modelación con CRHM (B)

4.1. Información meteorológica

Debido a la poca información disponible en la zona, se utilizan las forzantes meteorológicas del proyecto Actualización del Balance Hídrico Nacional (DGA, 2017), el cual tuvo como objetivo estimar el balance hídrico a nivel de cuenca, incorporando 30 años nuevos con registros y nuevas fuentes de información, teniendo en consideración el efecto del cambio climático en la disponibilidad de recursos hídricos. Como resultado del proyecto, se obtuvo un producto grillado de $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$ y resolución temporal de tres horas, con las siguientes variables:

- Precipitación [mm]
- Velocidad del viento [mm]
- Temperatura media [$^{\circ}\text{C}$]

- Humedad relativa [-]

Las forzantes consideran el periodo histórico entre 1979 y 2015 y el periodo proyectado con cambio climático (asociado a distintos GCM, usando escalamiento estadístico), entre 1979 y 2060. Además, en el periodo histórico se cuenta con simulaciones de radiación de onda corta y onda larga incidente, obtenidos del modelo VIC, para la misma escala temporal y espacial. En el Anexo A se especifica la grilla de trabajo.

4.2. Métodos empíricos en la estimación de caudales máximos

4.2.1. Fluviometría

Los caudales instantáneos máximos históricos se extraen de las estadísticas de “Altura y Caudal Instantáneo (Diario)” de la estación fluviométrica a la salida de la cuenca, disponibles en el sitio web de la DGA. Existen mediciones desde abril del año 1977, la completitud de los datos se detalla en el Anexo B. Para cada año hidrológico entre 1977 y 2017, se selecciona el máximo caudal instantáneo de periodo pluvial (abril a septiembre) y nival (octubre a marzo).

4.2.1.1. Análisis de frecuencia de caudales extremos

De la selección de caudales instantáneos máximos anuales en el periodo 1977 a 2017, se obtienen 39 eventos en época pluvial y 41 eventos en época nival. Con estos registros se realiza un análisis de frecuencia para estimar los caudales instantáneos de periodos de retorno de hasta 100 años, en época pluvial y nival.

La distribución de probabilidad más apropiada se obtiene a partir de la prueba de bondad de ajuste " χ^2 " (ecuación 4.1), recomendada en el Manual de Carreteras Volumen 2 (Dirección de Vialidad, 2018). Se testean en Excel los modelos de distribución más usados en estudios hidrológicos: Normal, Log-Normal, Pearson, Log-Pearson y Gumbel.

$$\chi_c^2 = \sum_i^m \left(\frac{f_s(x_i) - p(x_i)}{p(x_i)} \right)^2 \quad (4.1)$$

Donde:

m: Número de intervalos utilizados
n: Número de datos de la muestra
 $f_s(x_i)$: Frecuencia relativa observada
 $p(x_i)$: Frecuencia relativa teórica

Se compara el valor obtenido con la expresión anterior y el valor crítico de grado de significancia $\alpha = 5\%$ y grados de libertad v , el cual se obtiene de la expresión 4.2. Para que el ajuste sea aceptable, el valor de χ^2 calculado debe ser menor o igual al valor teórico. Los resultados del test se incluyen en el Anexo J.

$$v = m - p - 1 \quad (4.2)$$

Donde:

m: Número de intervalos utilizados

p: Número de parámetros en el ajuste de distribución propuesta

4.2.2. Formulas empíricas de precipitación - escorrentía

4.2.2.1. Precipitación diaria máxima de periodo de retorno 10 años

Para el análisis de precipitaciones máximas se consultan las estadísticas de la DGA en la estación meteorológica ubicada a la salida de la cuenca (33,49° Lat y 70,14° Lon). En la Tabla 4.1 están los valores registrados de precipitación máxima diaria para el periodo entre los años 1979 y 2016, la media y desviación estándar de la serie son 55,1 y 15,1 mm, respectivamente (Tabla 4.2).

Tabla 4.1: Precipitaciones máximas diarias, estación Río Colorado antes junta Río Olivares

Año	Mes	P. máx. diaria [mm]	Año	Mes	P. máx. diaria [mm]
1979	Ago	54,3	1998	Abr	31,1
1980	Jul	54,9	1999	Sep	35,1
1981	May	51,4	2000	Jun	72,7
1982	Jun	65,7	2001	Jul	47,9
1983	Jul	51,7	2002	Jun	67,0
1984	Jul	47,3	2003	May	58,8
1985	Jul	48,5	2004	Nov	36,2
1986	Jun	86,5	2005	Ago	63,6
1987	Ago	77,7	2006	Jul	64,1
1988	Ago	32,9	2007	Jun	59,7
1989	Ago	67,5	2008	Ago	60,6
1990	Ago	57,6	2009	Sep	74,9
1991	Jul	58,6	2010	Nov	37,0
1992	Jun	54,5	2011	Jun	31,7
1993	May	60,7	2012	May	65,3
1994	Jul	71,8	2013	May	64,5
1995	Ago	37,4	2014	Ago	26,2
1996	Abr	34,3	2015	Ago	63,9
1997	Jun	76,6	2016	Jun	44,7

Tabla 4.2: Promedio y desviación estándar de precipitaciones máximas en 24 horas

Promedio [mm]	Desviación estándar [-]
55,1	15,1

Se realiza un análisis de frecuencia al registro anterior, para determinar las precipitaciones diarias máximas de eventos con distintos periodos de retorno. La distribución de probabilidad utilizada se determinó con la prueba de bondad de ajuste " χ^2 "(ecuación 4.1).

4.2.2.2. Área aportante pluvial

Para aplicar los métodos es necesario conocer el área pluvial existente durante el evento, para lo cual se utilizan los productos MOD10 y MYD10 (Riggs et al., 2016) de los satélites MODIS Aqua y Terra, respectivamente. Específicamente, se utilizan imágenes de cobertura nival (*Normalized Difference Snow Index* o NDSI, por sus siglas en inglés), las cuales tiene resolución temporal diaria y espacial de 500 metros, con imágenes desde el año 2001 en el caso de Terra y el año 2002 para Aqua. Cada píxel tiene valores válidos entre 0 y 100, que representan la fracción de área cubierta por nieve. Los pasos seguidos para estimar el área nival a nivel de cuenca para cada evento son los siguientes:

1. Descargar MOD10 y MYD10 desde RStudio usando el paquete MODISr, el cual contiene una interfaz que permite de forma sencilla descargar y procesar las imágenes, seleccionando la proyección y extensión espacial y temporal de interés.
2. Recortar los archivos a la forma de la cuenca.
3. Identificar píxeles con nubes (valor superior a 100) y reemplazar el valor por *NaN*. En el caso de que un porcentaje superior a 30 % de los píxeles dentro de la cuenca tuviera nubes, la imagen se descarta.
4. Calcular la fracción nival de la cuenca como:

$$fSCA_{cuenca} = \frac{\sum fSCA_{i,j}}{\#píxeles_{válidos}} \quad (4.3)$$

Donde $fSCA_{i,j}$ es la fracción nival del píxel i,j dentro de la cuenca.

5. Finalmente, el área nival será:

$$A_{nival} = A_{cuenca} * \frac{fSCA_{MYD10} + fSCA_{MOD10}}{2} \quad (4.4)$$

Para aquellas fechas sin imágenes válidas (más de un 30 % de cobertura nival) y aquellos eventos anteriores al 2001, se opta por calcular el área nival a partir de la línea de nieves (LN), la cual se estimó con la ecuación propuesta por Garreaud (1993):

$$LN[m] = H_0 - 300 \quad (4.5)$$

Donde:

H_0 : Elevación isoterma 0°C [m]

Para estimar la isoterma 0°C se utilizan los registros tri-horarios de temperatura de la Actualización del Balance Hídrico (DGA, 2017). Dado que se conoce la elevación asociada a cada punto de la grilla se pudo realizar una regresión lineal (ecuación 4.6) entre los puntos de esta que pertenecen a la cuenca y las temperaturas asociadas al evento de caudal máximo.

La elevación de la isoterma 0°C se obtiene despejando en la ecuación 4.6 el valor de h con T= 0.

$$T(h) = a \cdot h + b \quad (4.6)$$

Donde:

T(h): Temperatura en la elevación h [°C]

a: Gradiente térmico [°C/m]

h: Elevación [m]

b: Intercepto [°C]

4.2.2.3. Estimación de caudales con métodos empíricos

Con la precipitación máxima diaria y el área pluvial, asociados al evento con periodo de retorno 10 años, se calcula el caudal máximo instantáneo de periodo pluvial y de deshielo con los métodos Verni-King modificado, DGA-AC pluvial y DGA-AC nival. Para obtener las crecidas máximas instantáneas asociadas a otros periodos de retorno, se usan los coeficientes de curvas de frecuencia del Anexo C.

4.2.3. Corrección coeficientes de fórmulas empíricas

Los valores obtenidos con el análisis de frecuencia de registros fluviométricos se comparan con los valores obtenidos en el punto anterior, con el fin de proponer nuevas fórmulas. Las fórmulas nuevas se construyen a partir de las originales, variando solo la constante de estas y los coeficientes de las curvas de frecuencia ($Q(T)/Q(10)$ en Anexo C) asociados a distintos periodos de retorno.

4.3. Modelación en CRHM

4.3.1. Delimitación URH

Debido a que trata de una cuenca de régimen predominantemente nival, se definen las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH) según la elevación y orientación. La precipitación, acumulación de nieve y temperatura están fuertemente influenciadas por la elevación, mientras que la orientación afecta los regímenes de acumulación y derretimiento del manto nival, debido a las variaciones en la radiación solar incidente y la exposición al viento.

Se subdivide la cuenca en cinco bandas de elevación, según el DEM ASTER (Figura 4.2). Las cuatro primeras bandas de elevación se delimitan cada 900 metros y la última tiene un rango mayor (1.500 m), debido a que el área sobre los 5.000 m.s.n.m. es pequeña y el régimen hidrológico es similar. Además, se consideran dos exposiciones: Noreste y Suroeste (Figura 4.3). A partir de la clasificación anterior se obtienen 10 URH, pero debido a que algunas se encuentran alejadas geográficamente, se decide separarlas hasta llegar a un total de 34 URH. En el Anexo D se detallan los atributos fisiográficos de cada unidad.

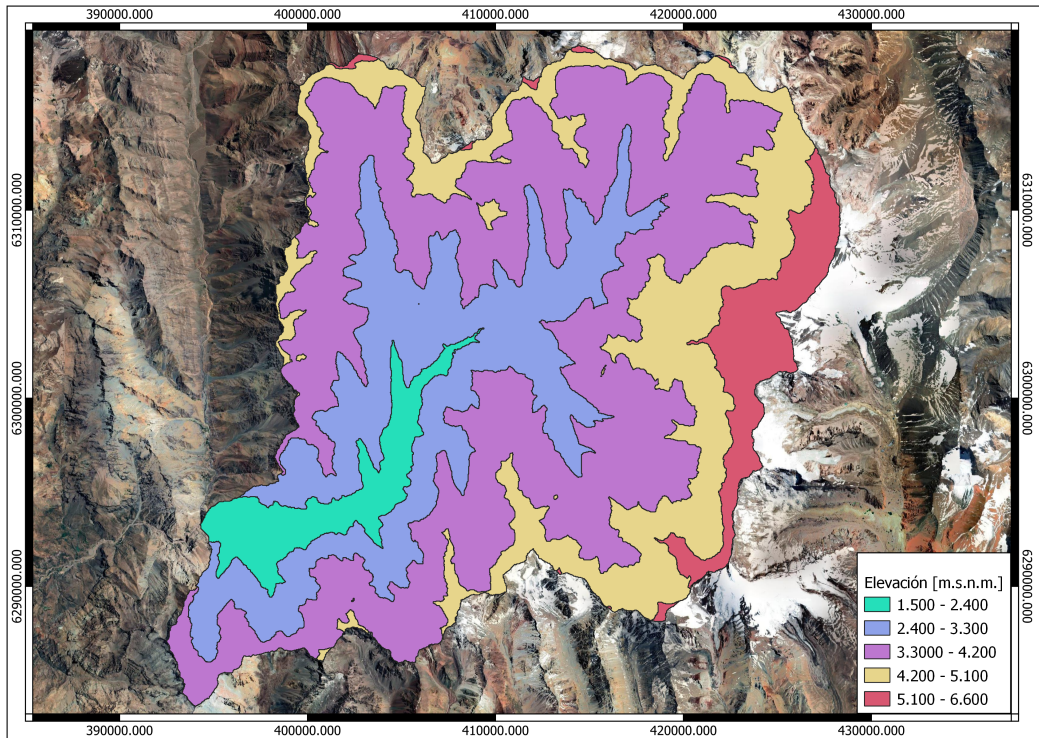


Figura 4.2: Bandas de elevación en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares



Figura 4.3: División por orientación en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares

4.3.2. Distribución de forzantes meteorológicas

A continuación, se detalla la metodología para llevar la información de la grilla del Balance Hídrico al centroide de cada URH, en el periodo histórico (1979 - 2005) y periodo futuro (2030 - 2060) asociado al GCM CCSM4 en el escenario RCP 8.5.

- **Precipitación y humedad relativa:** Para distribuir estas variables se utiliza una interpolación por inverso a la distancia (ecuación 4.7).

$$X_{URH} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i} X_i}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i}} \quad (4.7)$$

Donde:

X_i : Variable interpolada

d_i : Distancia euclidiana entre el punto i de la grilla y la URH (ecuación 4.8)

$$d_i = \sqrt{(X_{URH} - X_i)^2 + (Y_{URH} - Y_i)^2} \quad (4.8)$$

- **Velocidad del viento:** La velocidad se interpola por inverso a la distancia (ecuación 4.7), pero debido a los valores inusualmente bajos (medias de 1,2 m/s y máxima de 5,3 m/s) en el modelo no se producía transporte por nieve. Para corregir esto, se ponderan los valores por 2,5, teniendo como referencia los valores históricos diarios registrados en el Explorador Eólico (Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 2012) para la zona de estudio, mostrados a nivel mensual en la figura 4.4.

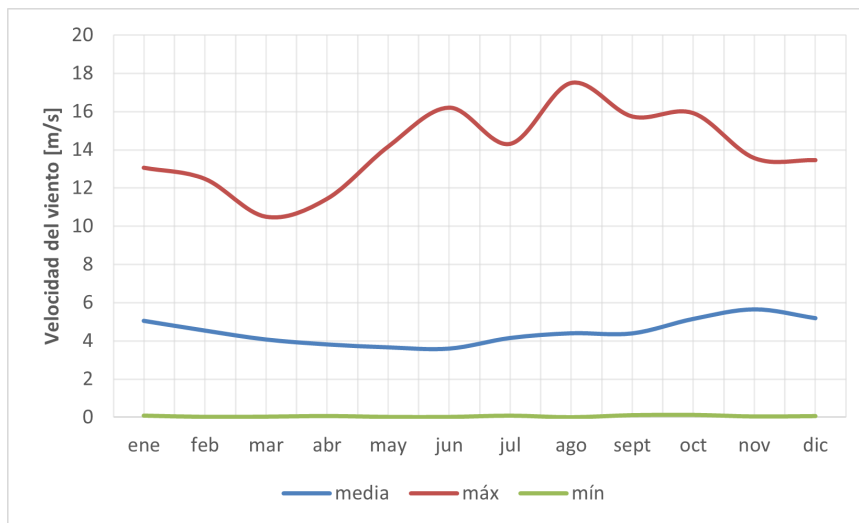


Figura 4.4: Velocidades medias mensuales periodo 1980 - 2005

- **Radiación de onda corta y onda larga incidente:** En el periodo histórico se obtiene la radiación interpolando con el método de inverso a la distancia (ecuación 4.7). En el periodo futuro se realiza lo siguiente:
 - Se obtiene el promedio y desviación estándar de la radiación de onda corta, diferenciando por mes, hora y días con y sin precipitación, en cada URH. Luego, se genera una serie aleatoria con distribución normal inversa para el periodo 2030 - 2060.

- Para la radiación de onda larga también se genera una serie aleatoria con distribución normal inversa, considerando el promedio y desviación estándar mensual de los datos históricos en cada URH.
- **Temperatura:** Las series de temperatura se construyeron a partir de una regresión lineal de los datos grillados en cada paso de tiempo (tres horas). Para conservar el efecto de la orientación, se realiza la regresión dividiendo la cuenca por su cauce principal y obteniendo los coeficientes del ajuste con la ecuación 4.3. Luego, la temperatura de cada URH se obtiene con la ecuación 4.9.

$$T_i^{URH} = m_i \cdot h_i^{URH} + n_i \quad (4.9)$$

Donde:

T_i^{URH} : Temperatura de la URH en el paso temporal i

m_i : Gradiente de temperatura en el paso temporal i

h_i^{URH} : Elevación de la URH

n_i : Coeficiente de posición en el paso temporal i

Para validar la regresión, se calculan los coeficientes de determinación y de correlación de Spearman, los cuales muestran un buen ajuste. En el anexo E se encuentran los resultados de ambos índices.

4.3.3. Construcción del modelo

A continuación, se describen brevemente los módulos utilizados en este estudio:

- **Albedo_Richard:** Calcula el albedo del manto nival con una función exponencial de decaimiento desarrollado por Versegby (1991) y modificada por Esery y Etchevers (2004).
- **Ayers:** Calcula la infiltración en suelos no congelados según el método de Ayers (1959).
- **Basin:** Controla los parámetros generales de la cuenca y de cada URH (área, pendiente, orientación, latitud, etc).
- **Calcsun:** Estima las horas de sol diarias, a partir de la radiación de onda corta incidente
- **Evap:** Calcula la tasa de evapotranspiración en cada intervalo de tiempo según Granger y Pomeroy (1997)
- **Global:** Calcula la radiación de onda corta incidente teórica en cielo despejado y su componente directo y difuso. Los insumos anteriores se ocupan en los módulos *Calcsun* y *Netall*.
- **Intcp:** Maneja la intercepción y calcula la precipitación sólida y líquida neta.
- **Netall:** Modela la radiación neta a partir de las horas de sol, temperatura y humedad, usando Brunt
- **Netroute:** Se encarga de la secuencia de flujos superficiales, sub-superficial y subterráneos de las URHs, según los tiempos de almacenamiento y desfase.
- **Obs:** Procesa las observaciones de entrada y las asocia a cada URH con correcciones.
- **PbsmSnobal:** Calcula el transporte y sublimación de la nieve.

- **SnobalCRHM**: Modelo que utiliza un balance de energía en el manto nival para estimar el derretimiento, según Marks (1997).
- **Soil**: Estima la humedad del suelo durante el año, considerando dos capas: la superficial de recarga y una sub-superficial.

En la Figura 4.5 se esquematiza como interactúan los distintos módulos en el modelo construido para la cuenca de estudio.

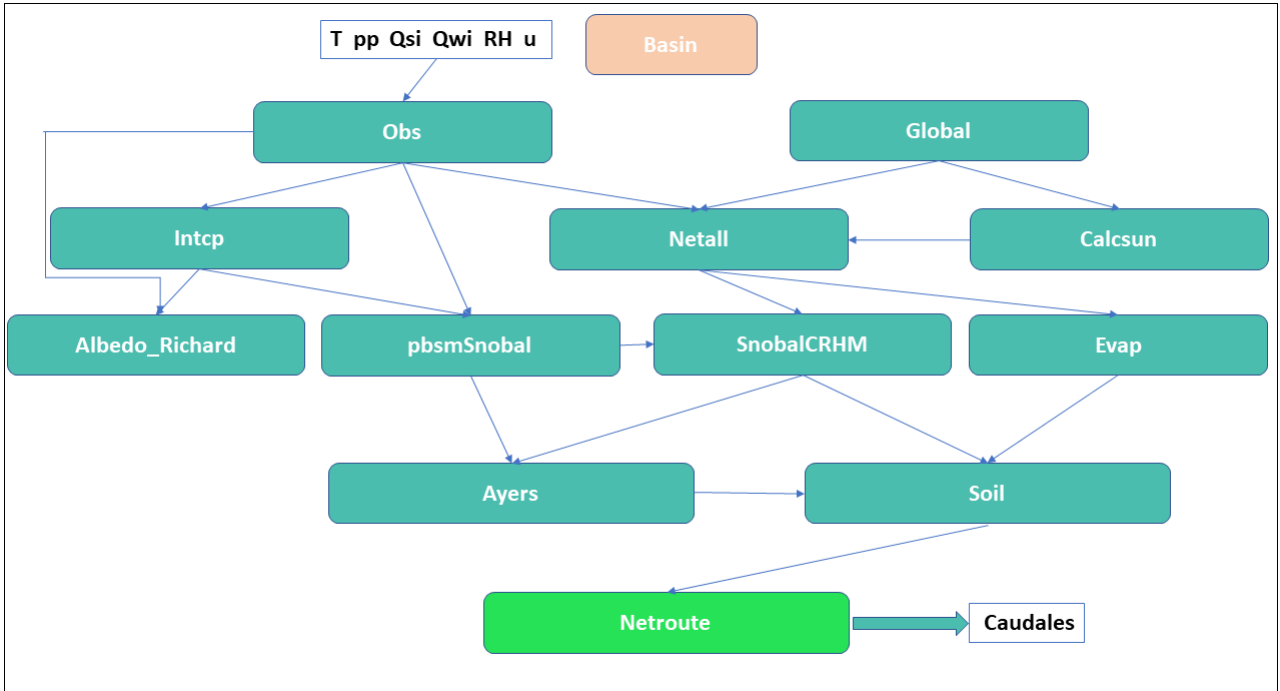


Figura 4.5: Diagrama de flujo de módulos del modelo en CRHM

4.3.4. Calibración

Se debe notar que CRHM no tiene incorporada una herramienta de calibración, ya que en teoría con un vasto entendimiento de la zona de estudio no sería necesaria (Pomeroy, 2007). Sin embargo, para una mejor representación de la hidrología, se calibra de forma manual el caudal superficial, comparándolo con las observaciones de la estación fluviométrica ubicada a la salida de la cuenca. Para evaluar la eficiencia del modelo se usa como función objetivo el índice KGE (Gupta et al., 2009), el cual le otorga igual peso a la correlación, sesgo y variabilidad y se obtiene a partir de las siguientes ecuaciones.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2}$$

$$r = \sqrt{k_s \cdot k_o}$$

$$\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o}$$

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$$

Donde:

k_s : Pendiente de la recta que simula los valores observados versus los modelados.

k_o : Pendiente de la recta de los valores modelados versus los observados.

σ_s : Desviación estándar simulada.

σ_o : Desviación estándar observada.

μ_s : Media de la variable simulada.

μ_o : Media de la variable observada.

Adicionalmente se calcula el índice Nash-Sutcliffe o NSE (ecuación 4.10), para contar con otro indicador de la eficiencia del modelo, pero teniendo en cuenta que es más preciso el índice KGE, ya que NSE solo considera los valores medios y no su variabilidad y temporalidad.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (x_{s,t} - x_{o,t})^2}{\sum_{t=1}^n (x_{o,t} - \mu_o)^2} \quad (4.10)$$

Donde:

$x(s, t)$: Valor simulado en el tiempo t.

$x(o, t)$: Valor observado en el tiempo t.

μ_o : Media de los valores observados.

Los parámetros calibrados son principalmente los de los módulos *Soil* y *Netroute*, ya que estos tienen un origen conceptual, a diferencia de los otros módulos. Además, se ajustan los parámetros relacionados al albedo, la rugosidad de la nieve y la temperatura máxima de congelamiento. Para la calibración se utilizan los años con mediciones de caudal en que la cuenca se encontraba en régimen natural y se dividen en dos periodos, un periodo de calibración (1979-1987) y un periodo de validación (1988-1991). Además, se agrega un periodo de *warm up* de tres años. Para un mejor ajuste, se añade a los caudales modelados por CRHM el aporte glaciar a escala diaria, correspondiente exclusivamente al derretimiento de hielo, el cual fue estimado en la segunda etapa del Balance Hídrico Nacional (DGA, 2017). En la Figura 4.6 se muestra el caudal medio mensual de aporte glaciar entre 1979 y 2015, apreciándose que sus valores máximos son en la época estival, alcanzando cerca de $8 \text{ m}^3/\text{s}$ en marzo.

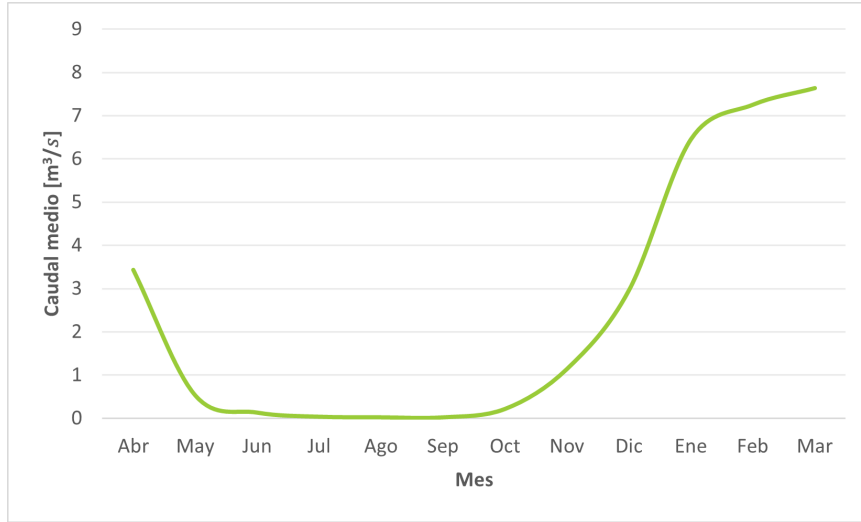


Figura 4.6: Caudales medios mensuales de aporte glaciar en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares

4.3.5. Definición de eventos de ROS

Para identificar un evento de ROS, se define como requisito el cumplimiento simultáneo de los siguientes criterios:

- Al menos 24 horas de precipitación continua con intensidad media mínima de 0,2 mm/hr
- Temperatura superior a la de congelamiento definida en CRHM
- Contenido de frío inicial menor a la precipitación acumulada

El contenido de frío se define como la energía requerida para llevar el manto nival a 0°C (DeWalle & Rango, 2008) y en general se expresa en términos del agua que se debe agregar a la superficie de nieve. En CRHM el contenido de frío se entrega en medidas de J/m^2 , para convertirlo a mm se utiliza la siguiente ecuación:

$$CC[mm] = \frac{CC[J/m^2] \cdot 2,39 \cdot 10^{-4}}{\rho_w[gr/cm^3] \cdot L_f[cal/gr]} \quad (4.11)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua a 0°C y L_f es el calor latente de fusión.

4.3.5.1. Caracterización de eventos ROS extremos

Para tener una aproximación del aporte de los eventos de ROS en la generación de escorrentía, se compara el coeficiente de escorrentía directa en un evento de este tipo con el de un evento de similares características, pero puramente pluvial. Para esto, se selecciona el evento simulado de ROS de mayor duración, intensidad y área pluvial aportante. Luego, se calcula el volumen de escorrentía directa (ecuación 4.12), para lo cual se debe restar el flujo base, que se estima por simplicidad con el método de flujo base fijo. Conociendo el volumen de escorrentía directa se puede estimar el coeficiente de escorrentía usando la relación 4.13. Este análisis se realiza para un evento de ROS histórico y uno futuro.

$$VED = \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_{EDi} + Q_{EDi+1}}{2} \right) \delta t_i \cdot 3.600 \quad (4.12)$$

Donde:

VED = Volumen de Escorrentía directa [m^3]
 Q_{EDi} = Caudal de Escorrentía Directa [m^3/s]
 δt_i = Intervalo de Tiempo entre i e $i+1$ [hr]

$$CE = \frac{VED}{A_p \cdot pp} \quad (4.13)$$

Donde:

CE : Coeficiente de escorrentía [-]
 A_p : Área pluvial aportante [m^2]
 pp : Precipitación total [m]

También se estima la variación del SWE en las URH donde ocurren eventos de ROS, para todos aquellas con precipitaciones totales de al menos 40 mm. Además, se calcula el agua disponible para escorrentía o "precipitación corregida" (ecuación 4.14), que es la suma de la precipitación líquida y el deshielo (pérdida de SWE).

$$WAR = P + \Delta SWE \quad (4.14)$$

Donde:

WAR : Precipitación corregida [mm]
 P : Precipitación líquida [mm]
 ΔSWE : Pérdida de SWE [mm]

4.3.6. Determinación isoterma 0°C

Para estudiar la variación de la isoterma 0°C en días lluviosos, se realiza un análisis de su elevación en el periodo histórico, comprendido entre los años hidrológicos de 1979 al 2005 y en el periodo futuro para el escenario RCP 8.5, entre los años hidrológicos de 2030 y 2059. Se consideraron los días con una precipitación superior o igual a 5 mm/día, en los cuales se realiza una regresión lineal de la temperatura (ecuación 4.6) para estimar la elevación de la isoterma 0°.

Capítulo 5

Resultados

5.1. Resultados construcción del modelo en CRHM

En esta sección se incluyen los resultados de construcción de forzantes meteorológicas, calibración del modelo y simulación de los eventos de ROS en el periodo histórico.

5.1.1. Obtención de forzantes meteorológicas

Se obtienen datos de precipitación, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación de onda corta y onda larga, en el periodo histórico (1979 - 2005) y la proyección con el modelo CCSM4 (2030 - 2060). En la Figura 5.1 se muestran las temperaturas y precipitaciones medias mensuales de cada periodo. Como se observa en la Tabla 5.1, hay un pequeño aumento en las precipitaciones de época estival, pero a nivel anual la disminución es cercana al 20 %, mientras que la temperatura media aumenta durante todo el año, con un promedio de 2°C.

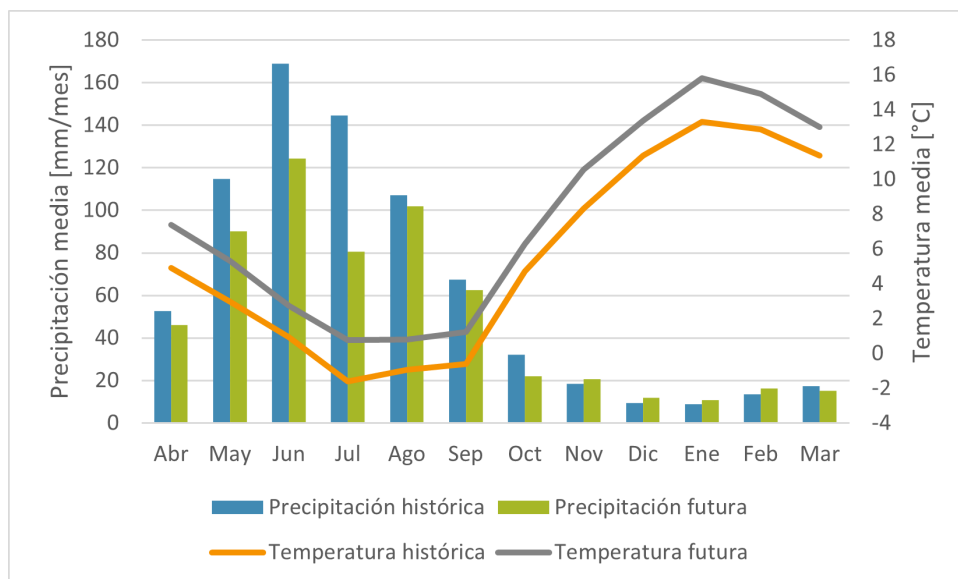


Figura 5.1: Climograma comparativo entre periodo histórico (1979 - 2005) y proyección a corto plazo (2030 - 2060)

Tabla 5.1: Variación de la precipitación y temperatura media mensual y anual en el periodo futuro 2030 - 2060, según modelo CCSM4

Mes	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
Dif. [%]	-12,7	-21,4	-26,4	-44,3	-4,6	-7,3	-31,5	11,7	25,6	24,7	21,3	-13,2	-20,2
Dif. [°C]	2,5	2,4	1,8	2,4	1,7	1,8	1,6	2,2	2,0	2,5	2,0	1,6	2,05

En la Figura 5.2 se muestra el comportamiento de la precipitación media anual para cada elevación de las URH, en el periodo histórico y futuro. En ambos periodos hay una clara correlación positiva entre elevación y precipitación. En el Anexo E se incluye mayor detalle de las demás forzantes.

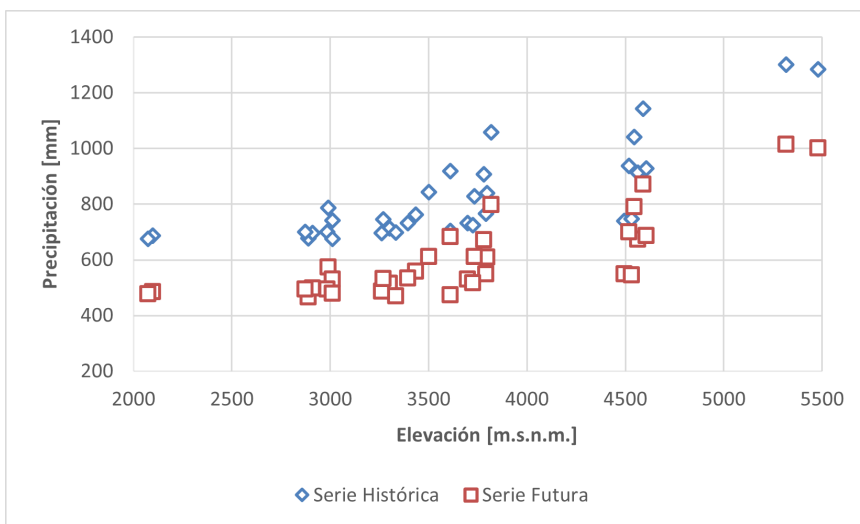


Figura 5.2: Precipitación media anual según elevación de las URH

5.1.2. Calibración del modelo

El set de parámetros calibrado se incluye en el Anexo F. Un punto importante a destacar es que se tuvo especial cuidado en elegir un set de parámetros que representara de forma correcta el SWE, es decir que tuviera concordancia con los periodos de acumulación y derretimiento esperados en la zona de estudio. En el Anexo G se gráfica el SWE y la humedad del suelo en la URH de mayor elevación, para el periodo de calibración.

Al evaluar la calibración, se obtienen los índices de la Tabla 5.2, los valores de la función objetivo KGE a escala diaria son de 0,75 y 0,68, en el periodo histórico y futuro, respectivamente. En la Figura 5.3 se grafica el caudal observado versus el simulado en el periodo de calibración (panel blanco) y el de evaluación (panel gris).

Tabla 5.2: Índices de eficiencia en la estimación de caudales diarios

Periodo	KGE	NSE
Calibración (1979 - 1987)	0,75	0,65
Validación (1988 - 1991)	0,68	0,46

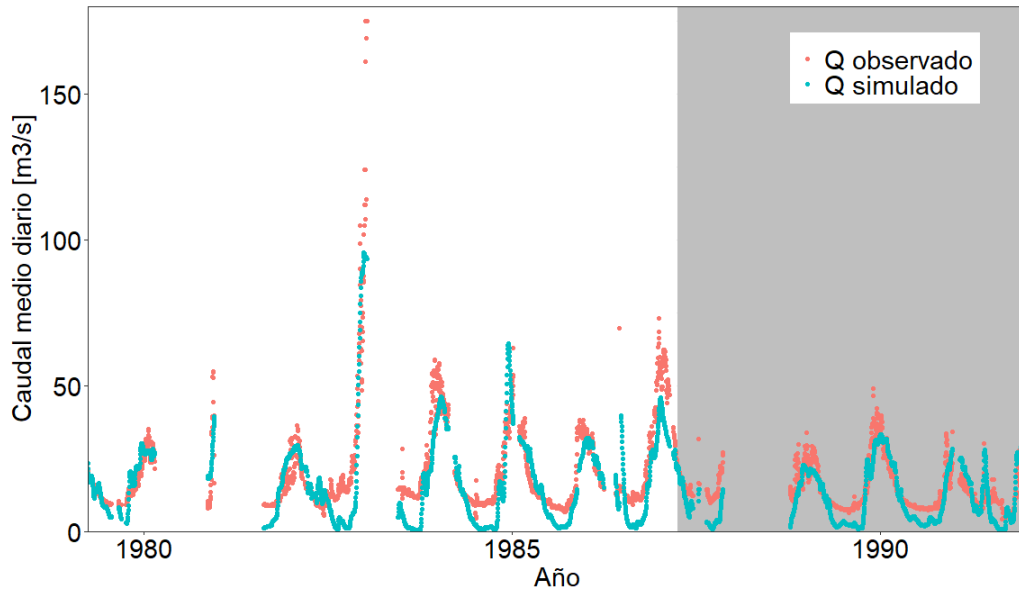


Figura 5.3: Resultados de calibración modelo cuenca Río Colorado, caudales medios diarios, periodo 1979 - 1991

5.1.3. ROS históricos

En el periodo histórico simulado (01/04/1979 - 31/03/2006) se identifican 68 eventos de lluvia sobre nieve, con un promedio de 2,5 eventos por año. Los eventos presentan una fuerte estacionalidad, como se muestra en la figura 5.15, ocurriendo principalmente en otoño y principios del invierno, además de algunos eventos aislados en verano. Sobre la elevación a la que ocurren, en la figura 5.5 se muestra la fracción media de eventos para las URH de un determinado rango de elevación, entregada en porcentajes. Se ve claramente que, a menor elevación, aumenta la frecuencia de los eventos.

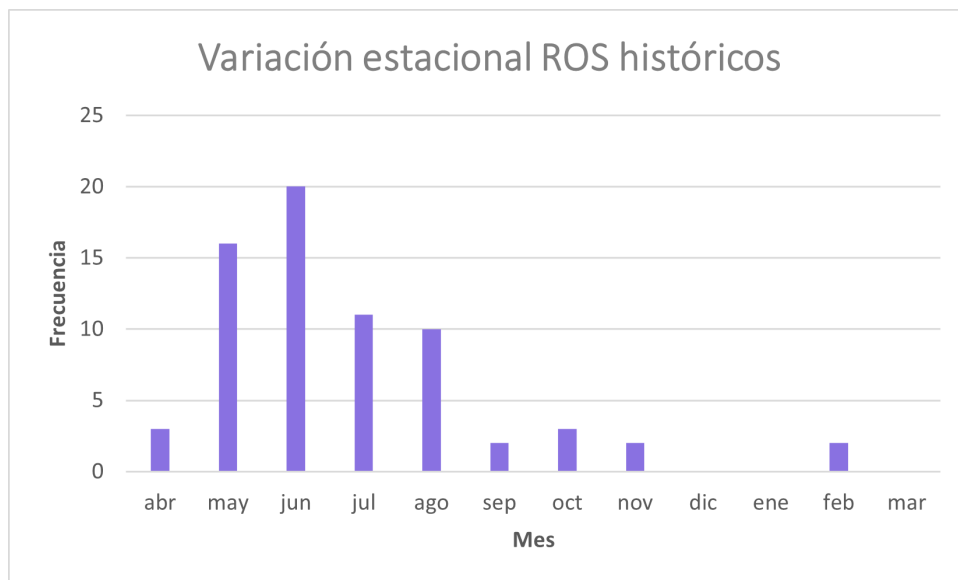


Figura 5.4: Cantidad de eventos de lluvia sobre nieve, según mes, periodo 1979-2005

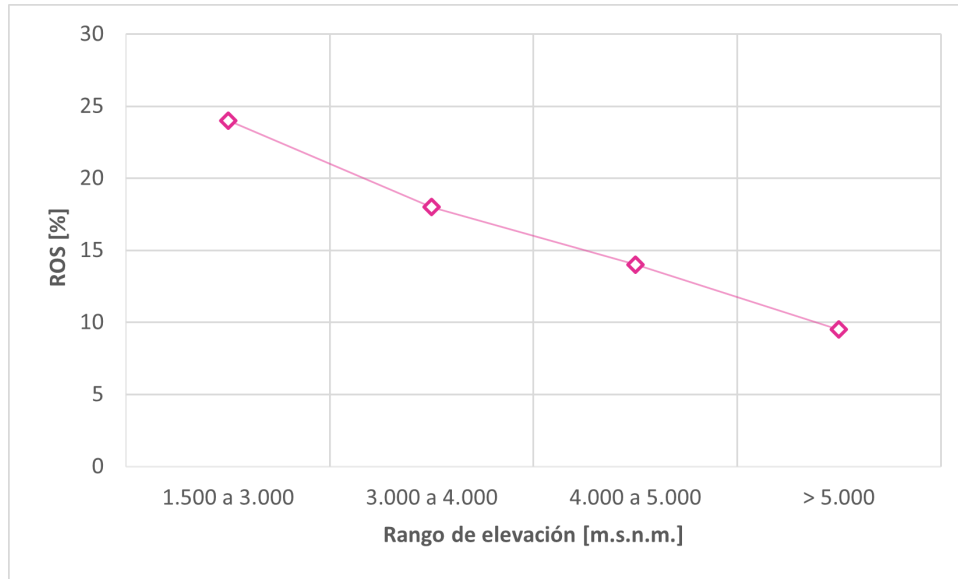


Figura 5.5: Fracción porcentual promedio de eventos de lluvia sobre nieve según elevación, periodo 1979-2005

Con respecto a la intensidad de los ROS (tabla 5.3), la mayoría de ellos (52 %) se encuentra en el rango de menos de 15 mm de precipitación caída, seguido por un 34 % de eventos entre 15 y 50 mm, 12 de los eventos superan los 50 mm de precipitación y tres de ellos los 100 mm. Cabe notar que dos de los tres eventos con más de 100 mm de precipitación, ocurren solo en las dos URH de menor elevación, las que representan un 5 % del área total de la cuenca.

Tabla 5.3: Precipitación media acumulada en los eventos ROS históricos

Precipitación acumulada [mm]	# ROS	% ROS
0-15	35	52
15-50	23	34
50-100	7	10
>100	3	4

5.2. Métodos de estimación de caudales máximos

5.2.1. Registros fluviométricos

Los eventos de caudales máximos instantáneos anuales de periodo pluvial y nival se detallan en las tablas J.1 y J.2 del Anexo J, respectivamente, incluyendo las líneas de nieves y áreas pluviales estimadas. Los resultados del análisis de frecuencia con la distribución Log-Pearson III, aplicada a los eventos de caudales máximos, se muestran en la tabla 5.4. Para los 10 años de periodo de retorno el caudal máximo pluvial es cercano a los $52 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que el de deshielo supera los $150 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabla 5.4: Caudales instantáneos máximos para distintos periodos de retorno

T [años]	Q pluvial [m^3/s]	Q nival [m^3/s]
2	16,8	60,4
5	35,7	108,8
10	52,1	152,8
20	70,7	205,5
50	98,9	292,1
100	123,5	373,4

5.2.2. Precipitación diaria máxima

La distribución de probabilidad que mejor se ajusta a las precipitaciones máximas diarias históricas es la distribución de Pearson (Anexo I), en la Figura 5.6 se comparan los datos observados y la curva obtenida con esta distribución. Además, en la Tabla 5.5 se entregan los valores de precipitación diaria máxima asociados a distintos periodos de retorno, donde se ve que para $T= 10$ años el valor es de 74 mm.

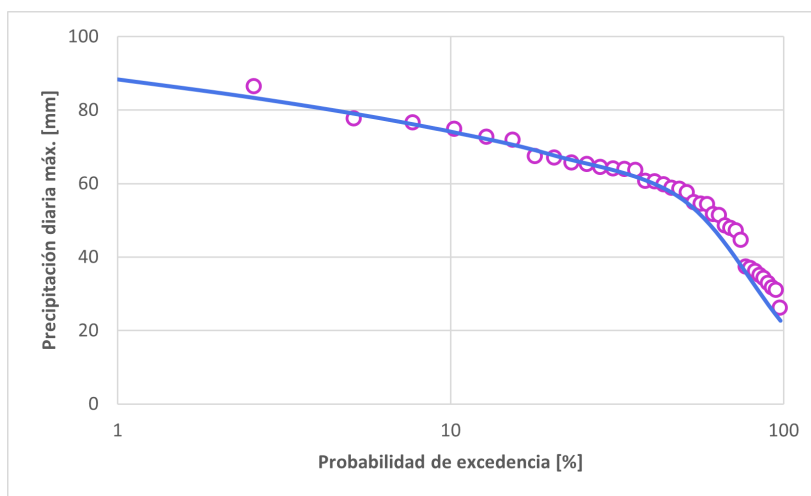


Figura 5.6: Análisis de frecuencia distribución de Pearson para precipitaciones máximas diarias, periodo 1979-2016

Tabla 5.5: Precipitaciones máximas diarias para distintos periodos de retorno

Periodo de retorno [años]	P. diaria máx. [mm]
2	56
5	68
10	74
20	79
50	85
100	88

5.2.3. Verificación de fórmulas empíricas precipitación - escorrentía

En la Tabla 5.6 se muestran los caudales instantáneos máximos estimados con los métodos de crecidas pluviales DGA-AC (ecuación 2.4) y Verni-King modificado (ecuación 2.6). Además, en la Figura 5.7 se grafican estos junto con los obtenidos del análisis de frecuencia de mediciones fluviométricas. Los resultados con el método Verni-King se asemejan a los observados para 2 y 5 años de periodo de retorno. En cambio, para periodos de retorno mayores, los caudales son subestimados hasta en un 50%. El método DGA-AC entrega caudales menores a los observados hasta los 50 años de periodo de retorno, por otro lado, para los 100 años de periodo de retorno el caudal calculado es cerca de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ mayor al observado.

Tabla 5.6: Caudales instantáneos máximos de periodo pluvial según métodos DGA-AC y Verni-King modificado

T [años]	Q DGA-AC [m^3/s]	Q Verni-King [m^3/s]
2	4,9	15,2
5	15,9	33,7
10	30,5	40,1
20	51,6	46,1
50	94,1	55,4
100	140,2	63,8

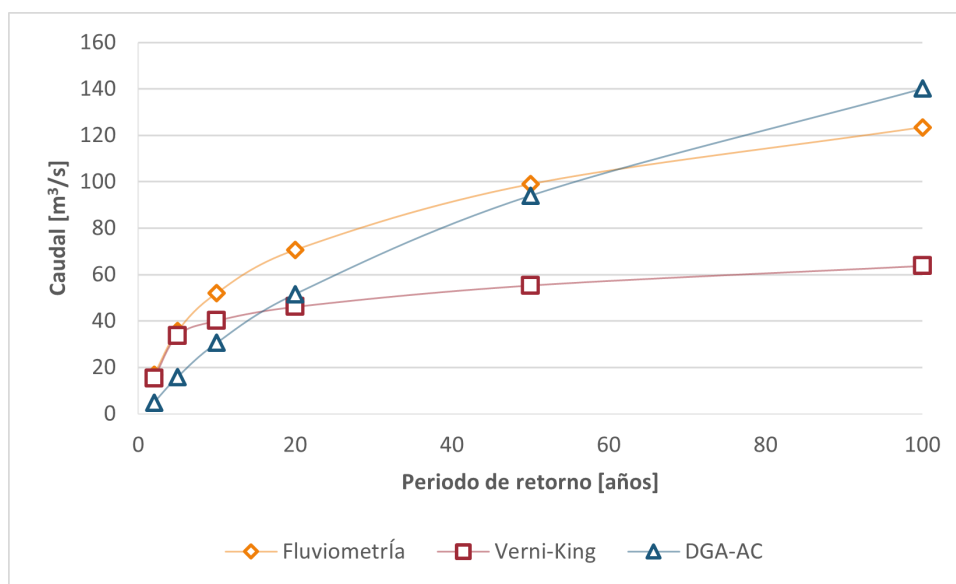


Figura 5.7: Gráfico comparativo de las curvas de frecuencia de caudal pluvial para distintos métodos

En la tabla 5.7 están los caudales estimados con el método DGA-AC de crecidas nivales (ecuación 2.7) y en la Figura 5.8 se comparan con los obtenidos del análisis de frecuencia. A diferencia de lo ocurrido con los métodos pluviales, acá el método DGA-AC subestima los valores observados en todos los periodos de retorno, con diferencias de hasta $250 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tabla 5.7: Caudales instantáneos máximos de periodo nival según método DGA-AC

T [años]	Q DGA-AC [m^3/s]
2	49.9
5	66.7
10	76.7
20	85.9
50	97,4
100	104,3

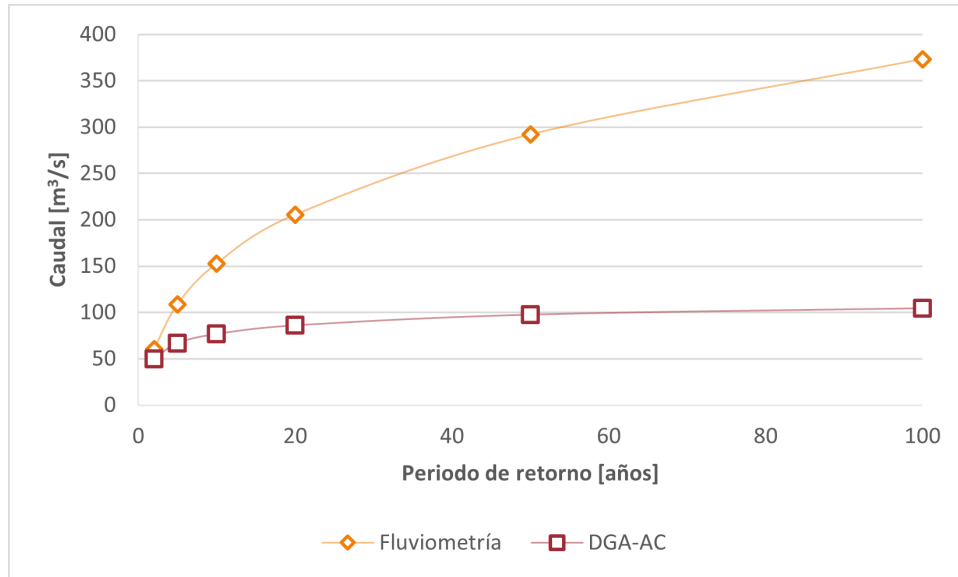


Figura 5.8: Gráfico comparativo de las curvas de frecuencia de caudal nival para distintos métodos

En la Tabla 5.8 se muestran los resultados de las métricas evaluadas para cada método.

Tabla 5.8: Desempeño estadístico de los métodos empíricos

Método	BIAS	RMSE	MAE
Verni - King	24	32	24
DGA-AC pluvial	10	17	16
DGA-AC nival	119	148	119

Considerando los resultados anteriores, se proponen las siguientes fórmulas corregidas para cada método:

- DGA-AC para crecidas pluviales: Se cambia la constante de 5,42 a 9,27.

$$Q_{10} = 9,27 \cdot 10^{-8} \cdot Ap^{0,915} \cdot (P_{24}^{10})^{3,432} (m^3/s) \quad (5.1)$$

- Verni-King modificado para crecidas pluviales: La fórmula se mantiene, pero el coefi-

ciente empírico $C(T)$ cambia de 0,29 a 0,38.

$$Q = C(T) \cdot 0,00618 \cdot (P_{24}^{1,24} \cdot Ap^{0,88})(m^3/s) \quad (5.2)$$

- DGA-AC para crecidas de deshielo: Se aumenta la constante 1,81 a 3,61.

$$Q_{10} = 3,61 \cdot 10^{-4} \cdot An(Lat - 26, 2)^{3,392}(m^3/s) \quad (5.3)$$

Con respecto a los coeficientes de las curvas de frecuencia, para distintos periodos de retorno, se proponen los de la Tabla 5.9

Tabla 5.9: Coeficientes de frecuencia corregidos

T [años]	Q(T)/Q(T=10)	
	Pluvial	Nival
2	0,32	0,39
5	0,68	0,71
10	1	1
20	1,34	1,34
50	1,88	1,91
100	2,35	2,44

5.3. Modelo con cambio climático

En esta sección se muestran los resultados de simulaciones usando las forzantes de la Actualización del Balance Hídrico asociadas al modelo CCSM4 en el escenario RCP 8.5, para el periodo histórico (1979 - 2005) y el periodo futuro (2030 - 2060). Se estudia el avance de la isoterma 0°C y la frecuencia e intensidad de eventos de lluvia sobre nieve.

En primer lugar, se muestran las series de tiempo de caudales medios diarios en el periodo de calibración (1979 - 1991) (figura 5.9), con los caudales observados y las simulaciones asociadas al GCM CCSM4. Al igual que con las forzantes históricas del Balance Hídrico (denominado BH Histórico), los caudales de época pluvial son subestimados por el modelo entre unos 10 y 20 m^3/s , mientras que en la época nival se ve un buen ajuste de ambas series. En la Figura 5.10 se comparan tres curvas de variación estacional provenientes de las forzantes históricas del Balance Hídrico, las forzantes históricas del GCM CCSM4 y las forzantes futuras del GCM CCSM4. Se puede observar como a futuro disminuirían los caudales del periodo nival, siendo diciembre el mes con la mayor diferencia, con una disminución de 12 m^3/s . Sin embargo, entre junio y octubre, los caudales futuros serían mayores a lo observado históricamente.

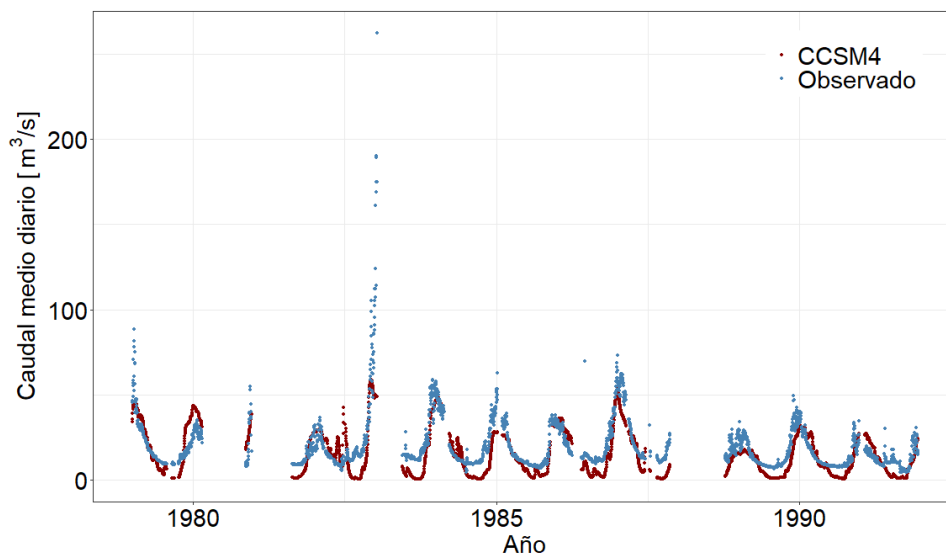


Figura 5.9: Gráfico comparativo de los caudales medios diarios observados y simulados con el GCM CCSM4

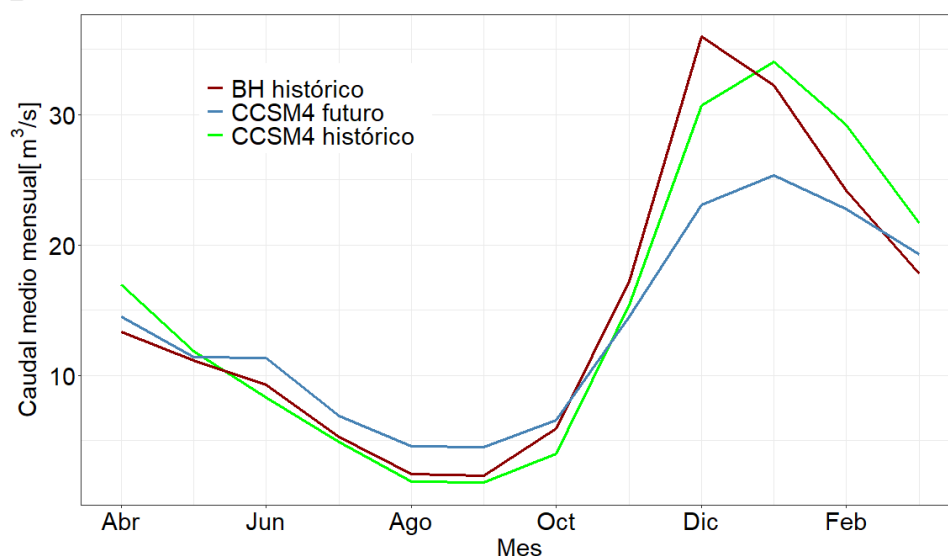


Figura 5.10: Curvas de variación estacional para forzantes históricas del Balance Hídrico y forzantes históricas y futuras asociadas al modelo CCSM4

5.3.1. ROS históricos con modelo CCSM4

Usando la metodología descrita en el punto 4.3.5. se identifican 47 eventos de ROS entre 1979 - 1991, diez eventos más de los contabilizados con las forzantes del BH histórico, en los mismos años. En la Figura 5.11 se muestra la distribución mensual de los eventos, con ambos sets de forzantes. Con el modelo CCSM4, los eventos son más frecuentes en agosto y octubre, mientras que con los datos del BH histórico ocurren más en los meses de mayo y julio. Sobre las elevaciones a la que ocurren con más frecuencia los ROS (Figura 5.12),

con ambos modelos se aprecia que la frecuencia de eventos disminuye a mayores elevaciones, simulando cero eventos sobre los 5.000 m.s.n.m. en el caso del modelo CCSM4.

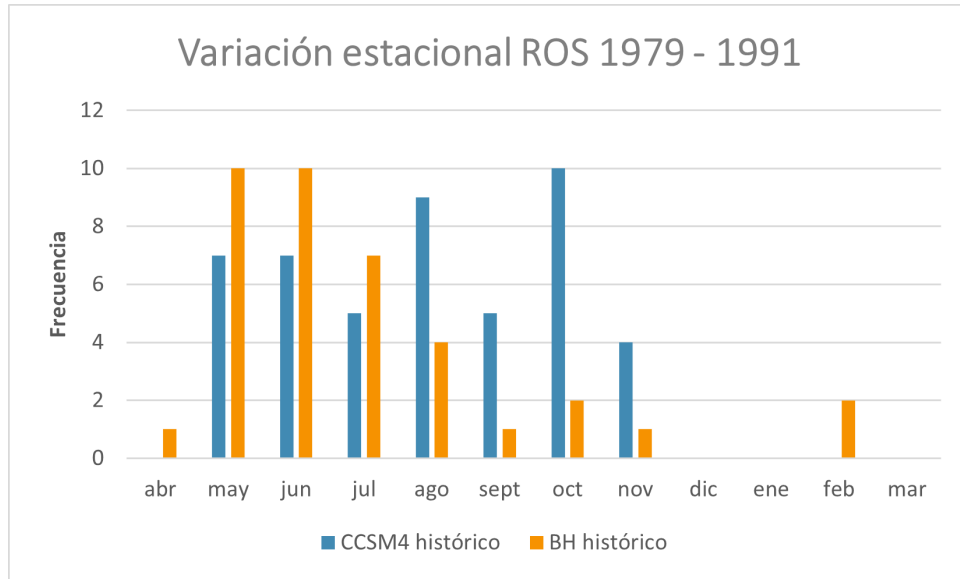


Figura 5.11: Cantidad de eventos de lluvia sobre nieve con el modelo CCSM4 y las forzantes históricas en el periodo 1979-1991

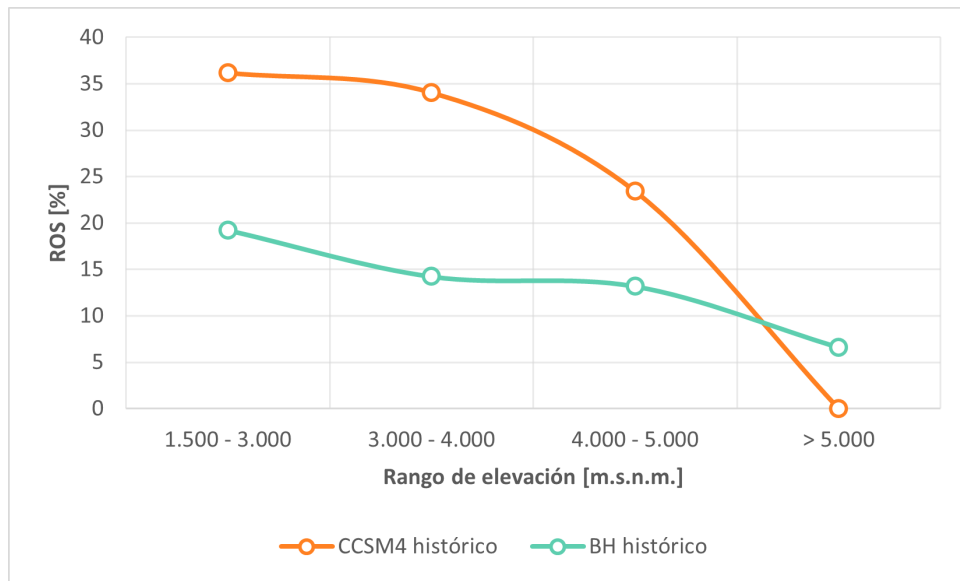


Figura 5.12: Fracción porcentual promedio de eventos de lluvia sobre nieve, según elevación, con el modelo CCSM4 y las forzantes históricas en el periodo 1979-1991

Por otro lado, la intensidad asociada a los eventos es similar en ambos modelos, como se ve en la Tabla 5.10. Un 51% de los ROS en el GCM CCSM4 está en el rango de entre 0 y 15 mm de precipitación total caída, contra un 61% en el BH histórico. En ambos modelos, existen solo dos eventos que superan los 100 mm de precipitación.

Tabla 5.10: Porcentaje de eventos de ROS según monto de precipitación total caída, con modelo CCSM4 y datos históricos

Precipitación acumulada evento [mm]	% ROS CCSM4	% ROS Históricos
0-15	51	61
15-50	34	26
50-100	11	8
>100	4	5

5.3.2. Variación isoterma 0°C

En la Figura 5.13 se comparan los valores obtenidos para la elevación de la isoterma 0°C en el periodo histórico (1979 - 2005), usando forzantes del BH histórico, y el periodo futuro (2030 - 2060), considerando los días con precipitaciones de al menos 5 mm. La elevación media histórica se sitúa en los 2.681 m y la elevación proyectada en los 3.392 m, evidenciando una diferencia de 711 m. Además, en la Figura 5.14 se muestra la frecuencia mensual para el evento de precipitación máxima diaria en cada periodo, se infiere que, históricamente, en julio se producían los días con mayores precipitaciones, en cambio a futuro el mes de agosto registraría los días con máximas precipitaciones. Por otro lado, históricamente, el promedio de días lluviosos al año es de 40, mientras que, a futuro esto descendería a 32 días.

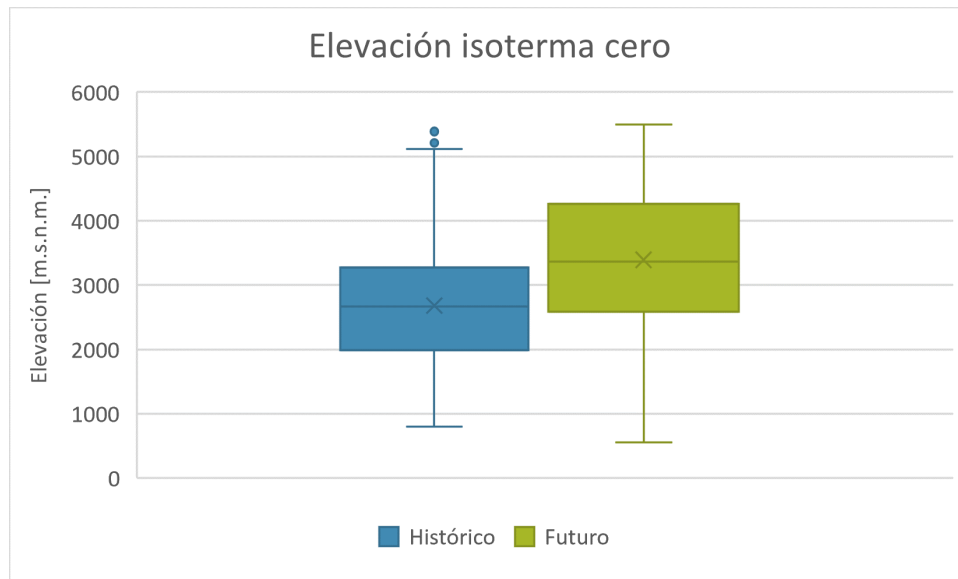


Figura 5.13: Comparación elevación isoterma 0°C en el periodo histórico (1979-2005) y futuro (2030-2060)

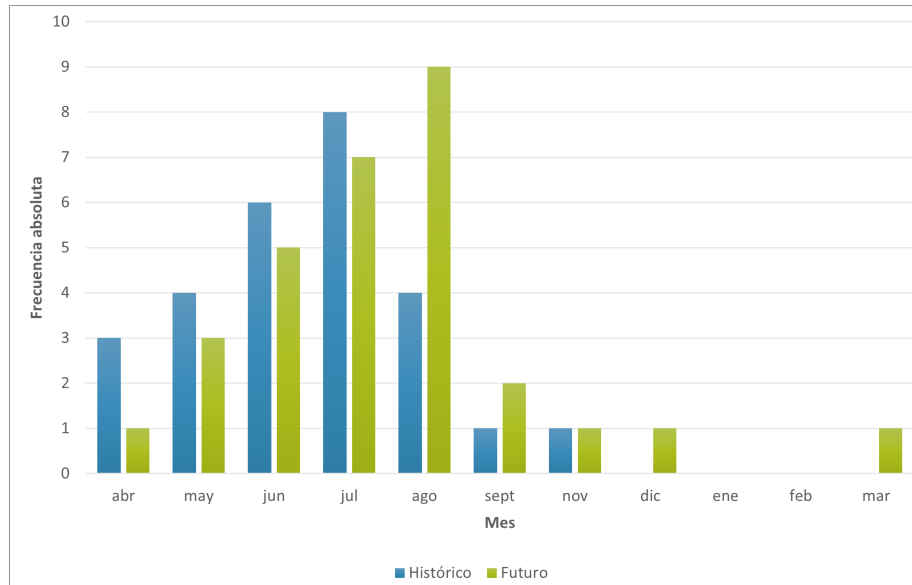


Figura 5.14: Cantidad de eventos de precipitación diaria máxima por mes en el periodo histórico (1979 - 2005) y futuro (2030 - 2060)

5.3.3. ROS futuros con modelo CCSM4

Entre los años hidrológicos 2030 a 2059 se identifican 119 eventos de lluvia sobre nieve, con un promedio de cuatro eventos por año, los cuales se distribuyen en cada mes como se muestra en la Figura 5.15. Existen eventos durante todo el año, exceptuando febrero y marzo, siendo julio el mes con más eventos, con cerca de un 20% del total. Algo que cambia en comparación a la tendencia histórica, es la mayor frecuencia de eventos de lluvia sobre nieve entre los 3.000 y 5.000 m, como se ve en la Figura 5.16, superando la frecuencia de los eventos bajo los 3.000 m.

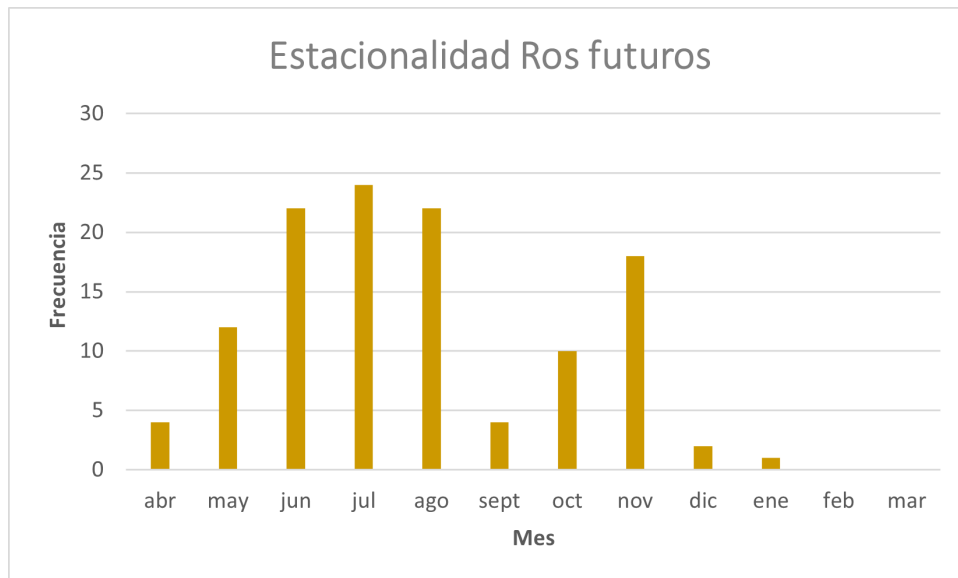


Figura 5.15: Cantidad de eventos de lluvia sobre nieve, según mes, periodo 2030-2059

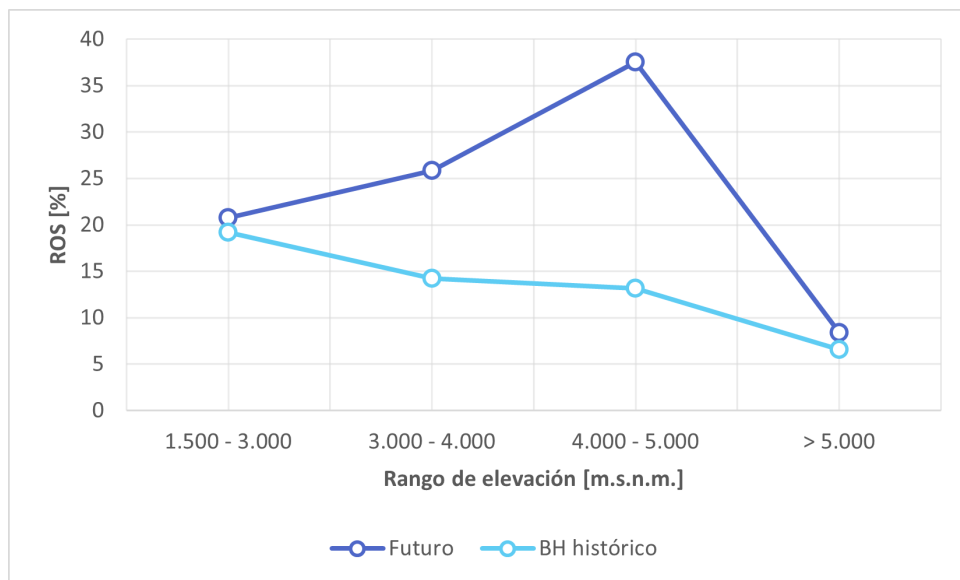


Figura 5.16: comparación de la fracción porcentual promedio de eventos de lluvia sobre nieve, según rangos de elevación, entre periodo histórico y futuro

Nuevamente se clasifican los eventos según su rango de precipitación caída (Tabla 5.11), los eventos entre 15 y 50 mm representan el 34% de los eventos, al igual que en el periodo histórico, los eventos menores a 15 mm aumentan levemente de un 52% a un 54% y en intensidades mayores disminuyen un 1%.

Tabla 5.11: Número y porcentaje de eventos de ROS según monto de precipitación total caída, con modelo CCSM4 en periodo 2030 - 2060

Precipitación acumulada [mm]	N° ROS	% ROS
0-15	64	54
15-50	41	34
50-100	11	9
>100	3	3

5.4. Caracterización de eventos ROS extremos

5.4.1. Coeficiente de escorrentía directa

El evento de ROS histórico simulado de mayor duración, intensidad y área aportante pluvial se produce el 15/06/1986, precipitando de forma líquida durante 75 horas, con un promedio de 148 mm, mientras que la isoterma 0°C se encontraba cercana a los 3.500 m, lo que equivale a un área pluvial de 291 km². En el momento del evento existía nieve acumulada en toda la cuenca. En la figura 5.17 se muestran los caudales tri-horarios simulados de la crecida asociada al evento. El caudal peak se produjo el 24 de junio, con un valor cercano a los 40 m³/s. Los resultados del cálculo del volumen y coeficiente de escorrentía directa se muestran en la Tabla 5.12, el coeficiente estimado fue de 0,44.

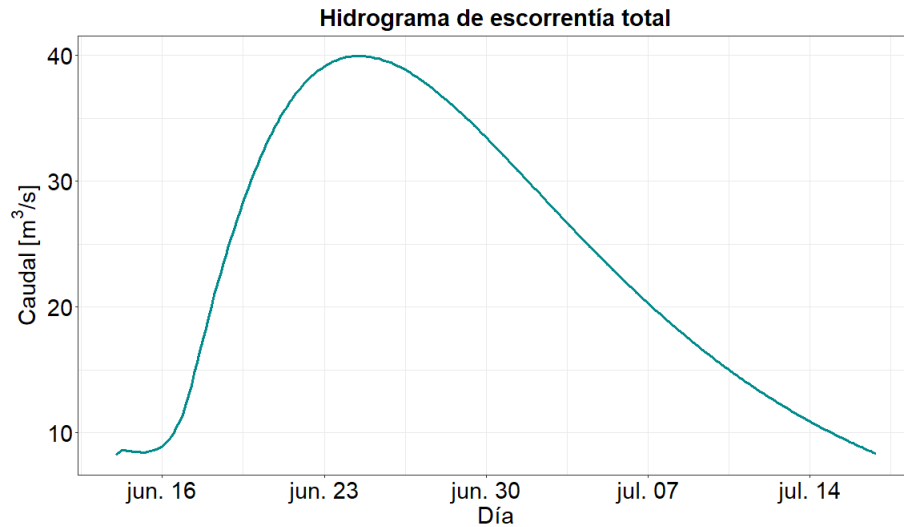


Figura 5.17: Hidrograma de escorrentía total simulada asociada al evento de ROS del 15/06/1986

Tabla 5.12: Volumen de escorrentía directa y coeficiente de escorrentía, del evento de ROS ocurrido el 15/06/1986

Volumen de escorrentía directa [1.000.000 m³]	18,97
Coficiente de escorrentía [-]	0,44

El evento futuro de ROS simulado que se analiza es el del 15/06/2042, donde se proyecta una precipitación de 120 horas, acumulando un total 120 mm en promedio, con la isoterma 0°C cercana a los 4.500 m. En el momento del evento habría nieve en la cuenca sobre los 3.600 m.s.n.m. El hidrograma de escorrentía total simulada se grafica en la Figura 5.18, el caudal base es cercano a los 8 m³/s y en el peak del hidrograma se alcanzan los 30 m³/s. Utilizando las ecuaciones 4.12 y 4.13 se obtienen los resultados de la tabla 5.13, con un coeficiente de escorrentía de 0,2.

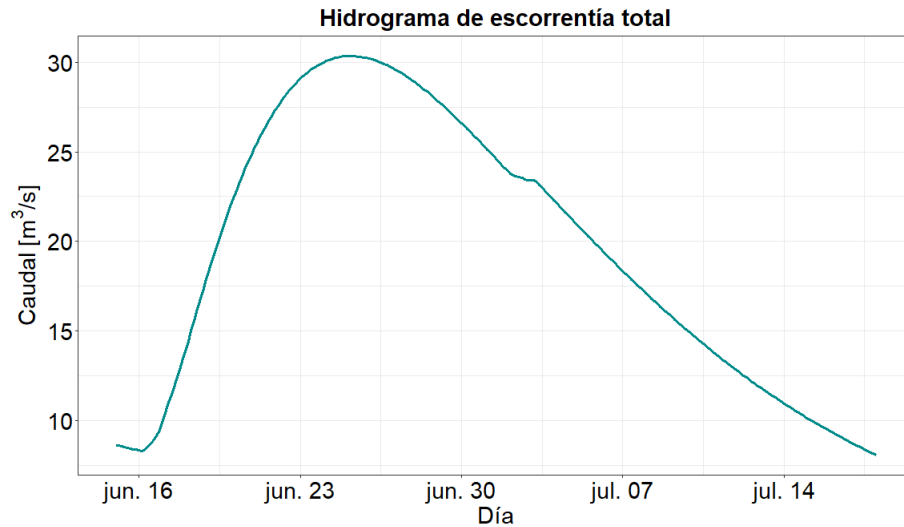


Figura 5.18: Hidrograma de escorrentía total simulada del evento de lluvia sobre nieve del 15/06/2042

Tabla 5.13: Volumen de escorrentía directa y coeficiente de escorrentía, del evento de crecida pluvial ocurrido el 25/05/1991

Volumen de escorrentía directa [$1.000.000 m^3$]	14,82
Coeficiente de escorrentía [-]	0,20

El evento puramente pluvial simulado, con el que se comparan los dos eventos de ROS anteriores, se produce el 25/05/1991, donde precipita por 93 horas de forma líquida bajo los 3.250 m. (área pluvial de $213 km^2$), con un promedio de lluvia total caída de 110 mm. El hidrograma de escorrentía total simulada asociado a este evento se muestra en la Figura 5.19, con caudales máximos cercanos a los $28 m^3/s$. Usando las ecuaciones 4.12 y 4.13 se llegó a los resultados de la Tabla 5.14. Los coeficientes de escorrentía de los tres eventos estudiados se comparan en la Tabla 5.15.

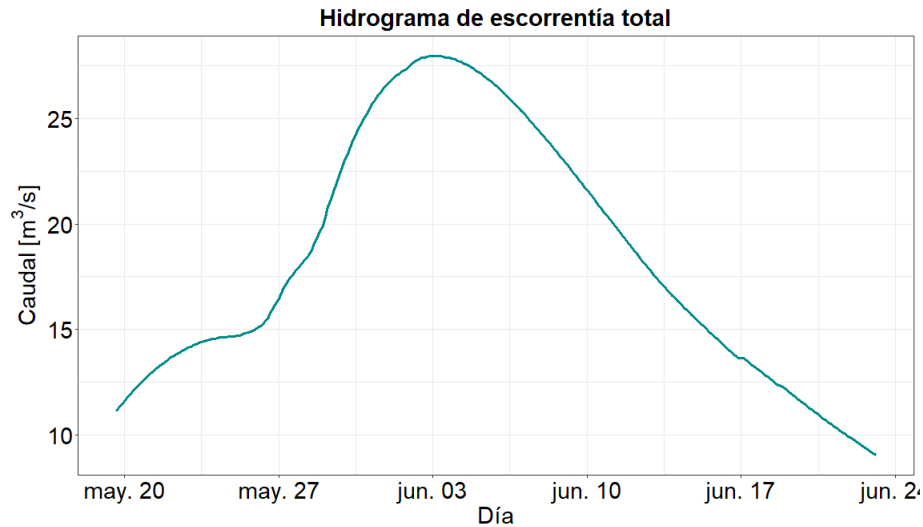


Figura 5.19: Hidrograma de escorrentía total simulada asociada al evento de crecida pluvial del 25/05/1991

Tabla 5.14: Volumen de escorrentía directa y coeficiente de escorrentía, del evento de crecida pluvial simulado el 25/05/1991

Volumen de escorrentía directa [1.000.000 m³]	7,37
Coeficiente de escorrentía [-]	0,31

Tabla 5.15: Coeficientes de escorrentía de eventos ROS y puramente pluvial

Evento	ROS BH histórico	ROS CCSM4 futuro	Pluvial histórico
CE [-]	0,44	0,20	0,31

5.4.2. Variaciones del SWE

En el periodo histórico (1979 - 2005), los eventos de ROS simulados con precipitaciones totales mayores a 40 mm son 18, mientras que en el periodo futuro (2030 - 2060), son 20. En la Figura 5.20 se muestra el derretimiento de nieve o pérdida de SWE media, mínima y máxima, para distintos rangos de precipitación. No se ve una correlación clara entre precipitación y deshielo. El derretimiento de nieve medio en el periodo histórico se sitúa siempre bajo los 10 mm y en el futuro solo es mayor para eventos con precipitaciones de entre 80 y 100 mm. En la Figura 5.21 se grafica el porcentaje del agua disponible pa escorrentía que aporta el derretimiento de nieve, para todas las URH en las que ocurre un evento de ROS, en ambos periodos. A nivel histórico el deshielo aporta un 7% promedio de la "precipitación corregida", mientras que en el periodo futuro el promedio es de un 5%.

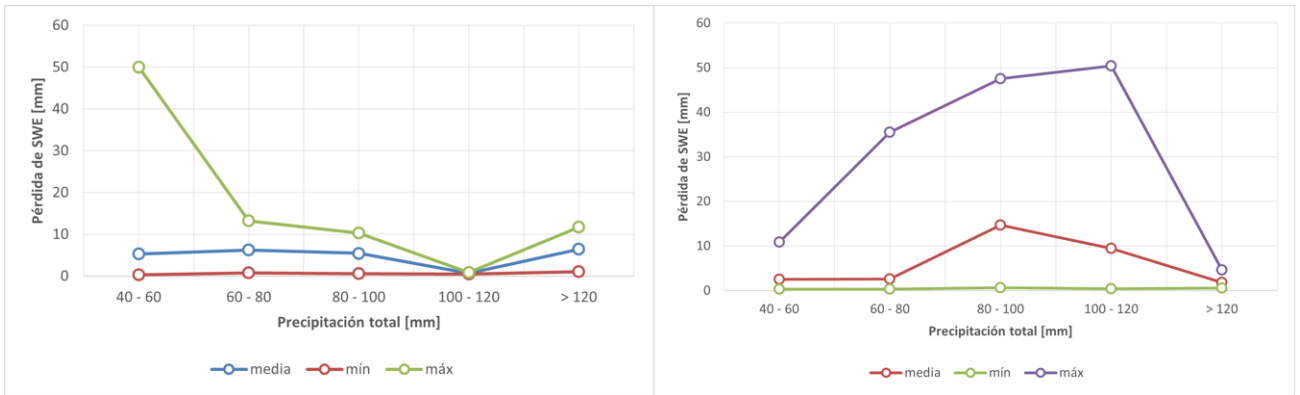


Figura 5.20: Derretimiento de nieve medio, mínimo y máximo, según rango de precipitación del evento de ROS, periodo histórico (izq.) y futuro (der.)

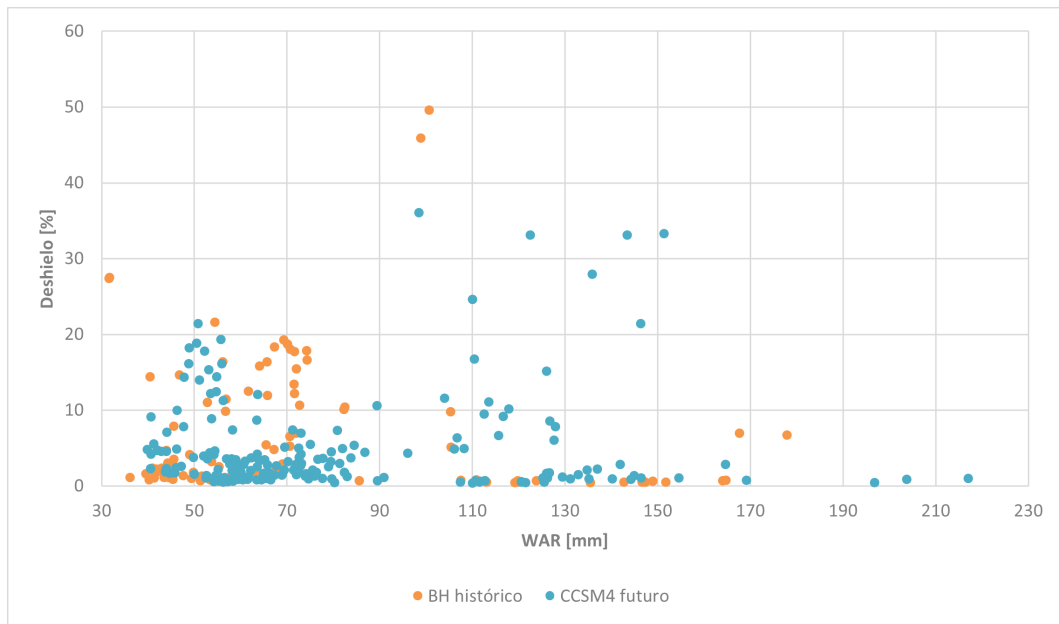


Figura 5.21: Porcentaje del agua disponible para escorrentía que aporta el deshielo en las URH con eventos de ROS, periodo histórico (1979 - 2005) y futuro (2030 - 2060)

En la Tabla 5.16 se agrupan los eventos de ROS con precipitaciones sobre 40 mm, según su mes de ocurrencia y se contabilizan los eventos donde el derretimiento de nieve, en al menos una URH, equivale al 10% o más de la precipitación corregida. En el periodo histórico, un 33% de los eventos cumple el criterio anterior y en el periodo futuro un 40% de ellos. En el periodo histórico el evento con mayor aporte a la precipitación corregida se produce en agosto (46% del WAR), mientras que en el periodo futuro es en noviembre (36% del WAR).

Tabla 5.16: Número de ROS simulados con precipitaciones sobre 40 mm y número de esos eventos donde el deshielo aporta más de un 10% al agua disponible para escorrentía

Mes	Histórico		Futuro	
	N° ROS	N° ROS >10%WAR	N° ROS	N° ROS >10%WAR
abr	-	-	2	2
may	4	2	2	1
jun	6	-	6	1
jul	5	2	3	1
ago	2	1	5	1
sept	-	-	-	-
oct	-	-	1	1
nov	-	-	1	1
dic	-	-	-	-
ene	-	-	-	-
feb	1	1	-	-
Total	18	6	20	8

Capítulo 6

Análisis de resultados

6.1. Sobre las forzantes

En la estación meteorológica ubicada a la salida de la cuenca de estudio no existen mediciones de temperatura, radiación y velocidad del viento, lo que hubiese sido de utilidad para poder validar los datos obtenidos a partir del modelo del Balance Hídrico, el cual está basado en gran parte en el reanálisis ERA-Interim. En el caso de la velocidad del viento, se encontró que con los valores iniciales no se producía transporte de nieve por viento ni sublimación, que son procesos comunes en la zona cordillerana, afectando la redistribución de nieve y teniendo un importante rol en la formación de avalanchas (Ramirez, L & Mery, J., 2007). Lo anterior, se subsanó ponderando la velocidad por un factor de 2,5, que se asignó para alcanzar valores similares a los del Explorador Eólico.

En cuanto a la precipitación, los años de estudio presentan valores muy heterogéneos de esta variable, incluyendo el año 1982, el cual es el más húmedo entre 1979 y 2019, teniendo una precipitación cercana a los 1.600 mm y años secos, con menos de 400 mm. Sobre la temperatura, tanto los valores del coeficiente de Spearman (0,92) como los de R^2 (0,83) mostraron un buen ajuste del modelo lineal; sin embargo, se encontró que los valores en las URH con elevaciones más bajas eran inusualmente altos, lo que provocaba montos muy bajos de precipitación sólida, y por ende de acumulación de nieve. Marcoleta (2019) encontró una sobrestimación cercana a los 2°C en las temperaturas altas en el mismo set de forzantes, al comparar los datos con observaciones de estaciones.

6.2. Calibración del modelo

El proceso de calibración manual es un desafío dado el gran número de URH y parámetros involucrados. Se optó por asignar el mismo set de parámetros a todas las URH, a excepción de la temperatura de congelamiento, la cual se tuvo que modificar en las URH bajo 4.000 m a 3°C y sobre esta elevación se ajustó a 1°C. Además, se usaron valores diferenciados de altura y densidad de vegetación, según el análisis de cobertura de suelo realizado y también se calibraron de forma diferenciada las constantes de almacenamiento. Se observa que el modelo simula adecuadamente el régimen nival de la cuenca, pero tiende a subestimar el caudal del periodo pluvial, en promedio un 50%. Debido a la parametrización adoptada, no se logra reproducir el flujo base observado.

Los índices KGE y NSE muestran un buen ajuste en ambos periodos, todos con valores sobre 0,6, a excepción del índice NSE en el periodo de validación. En la tabla 6.1 se muestran los valores de los parámetros α , β y r del índice KGE, donde se observa poca variación del valor de r y β entre ambos periodos. En cambio, el valor de α aumenta, indicando una mayor desviación estándar en los datos simulados que en los observados.

Tabla 6.1: Valores componentes del índice KGE

Componente	Calibración	Validación
α	0,93	1,21
β	0,81	0,84
r	0,85	0,83

Se puede conocer la contribución de cada componente al valor del KGE, calculando el peso relativo de cada uno (g_i) con las siguientes ecuaciones:

$$g_i = \frac{G_i}{\sum G_i} \quad (6.1)$$

Donde $i = \alpha, \beta$ o r y G_i se calculan como:

$$G_\alpha = (\alpha - 1)^2$$

$$G_\beta = (\beta - 1)^2$$

$$G_r = (r - 1)^2$$

Como se puede ver en la Figura 6.1, en el periodo de calibración, β , relacionado a los valores medios de caudal, es el componente de más peso y α el de menor peso. Esto cambia en el periodo de validación, donde α es el componente de mayor contribución. Esto puede deberse a que, en el periodo de validación, al haber años secos y normales, los caudales son menores al periodo anterior y se nota más el efecto de tener un flujo base subestimado.

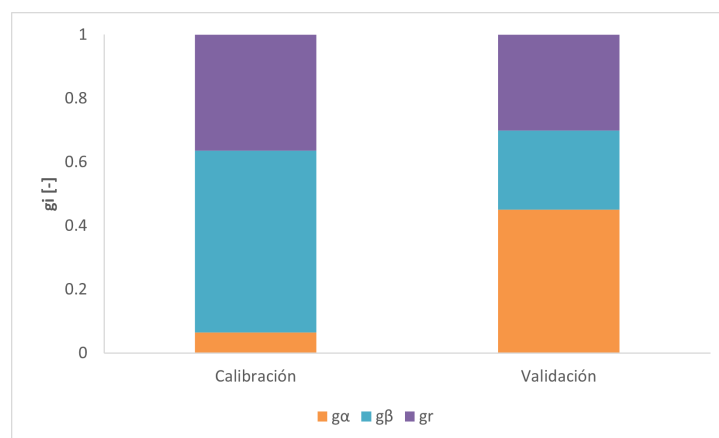


Figura 6.1: Valores de contribución relativa de los componentes del KGE en el periodo de calibración (1979 - 1987) y validación (1988 - 1991)

6.3. Métodos de estimación de caudales

Con respecto a los métodos asociados a caudales pluviales, el método con mejor desempeño estadístico es el DGA-AC, el cual tiene los menores valores de sesgo (*BIAS*), error cuadrático medio (*RMSE*) y error absoluto medio (*MAE*). El método Verni-King tiene un ajuste casi exacto a los valores observados, para caudales de 2 y 5 años de periodo de retorno, sin embargo, los coeficientes de frecuencia producen caudales subestimados en hasta un 50 % para otros periodos de retorno. Con respecto al método DGA-AC para crecidas de deshielo, es el que muestra un peor desempeño estadístico, con un valor de sesgo de 119 y un error cuadrático medio de 148. Los caudales calculados superan los $100 \text{ m}^3/\text{s}$ solo en los 100 años de periodo de retorno, en cambio, en los valores observados, esto ocurre desde los 2 años de periodo de retorno.

Lo anterior se puede relacionar al hecho de que los tres métodos fueron ajustados para usarse con áreas nivales definidas por la línea de nieves promedio de Peña y Vidal (1993), la cual para la latitud de la cuenca se ubica en los 1.870 m.s.n.m., con lo que el área pluvial de la cuenca sería de 8 km^2 . Sin embargo, las áreas pluviales calculadas en este estudio para los caudales máximos instantáneos en 41 años son, el 95 % de las veces, mayores a este valor. Garreaud (1992) estimó la línea de nieves para días con precipitación en Chile central, con un valor medio de 2.300 m.s.n.m. Otro estudio de Sanhueza (2020) estimó la línea de nieves media con dos métodos: usando los datos grillados de temperatura del CR2MET y la ecuación 4.5 y con imágenes MODIS, sus resultados para la estación del río Colorado antes junta con río Olivares son de 2.100 m.s.n.m. con CR2MET y de 2.400 m.s.n.m. con imágenes MODIS.

Por otro lado, los resultados del avance de la isoterma cero en días con precipitación bajo el escenario RCP 8.5, la sitúan 700 m sobre el valor histórico. Este valor se encuentra dentro del rango de valores estimados por Mardones y Garreaud (2020) en la cuenca de Maipo en el Manzano, usando cinco modelos del CMIP5 en el mismo escenario, donde el aumento medio de la isoterma cero en días lluviosos fue de 400 m. Los resultados encontrados muestran la necesidad de actualizar las fórmulas y considerar proyecciones por cambio climático en el valor de la línea de nieves. También, en vista de la alta variabilidad interanual en el valor de este parámetro, se sugiere utilizar valores diferenciados, en vez del promedio anual. Para esto puede ser útil ocupar herramientas nuevas, como las imágenes de cobertura nival de MODIS, que sirven para estimar de forma más precisa el área nival.

6.4. Eventos de lluvia sobre nieve (ROS)

Bajo el escenario RCP 8.5 con el modelo CCSM4, la frecuencia de los eventos de ROS, en el periodo 2030 - 2060, aumentaría de 2,5 a 4 eventos por año, con respecto al periodo histórico 1979 - 2005. En general, la precipitación total y la duración de los eventos no variaría. Se proyecta un aumento de los eventos entre julio y noviembre, lo cual se explica por las mayores temperaturas, que provocan que el manto nival tenga un menor contenido de frío. Además, en el mes de noviembre se proyecta un aumento de 5 % en las precipitaciones medias anuales, lo que propiciaría la ocurrencia de estos eventos en la parte más elevada de la cuenca.

Debido a la elevación de la isoterma 0°C , se proyectan más eventos de lluvia sobre nieve entre los 3.000 y 5.000 m.s.n.m. En rangos de elevación menores y mayores, la frecuencia se mantiene, con respecto a la simulación histórica. Este resultado coincide con lo concluido en el estudio de Surfleet y Tullos (2013), que indica un desplazamiento de la zona de transición, con un incremento de eventos en las cotas mas altas (> 1.100 m.s.n.m.).

Cabe destacar que el caudal máximo simulado en el evento de ROS histórico más importante es mayor al caudal pluvial de periodo de retorno 5 años (Tabla 5.4) y su coeficiente de escorrentía directa es el mayor de los tres calculados (ROS histórico, pluvial histórico y ROS futuro). El hecho de que el coeficiente de escorrentía directa estimado disminuya a la mitad en el evento futuro de ROS simulado, se puede asociar a una menor cantidad de nieve disponible para deshielo, producto del alza de temperaturas, y por lo tanto un menor caudal de deshielo. Sin embargo, no se puede ser concluyente con estos resultados debido a que solo se analizó un evento de ROS por periodo. Con respecto a la variación del SWE, en eventos de ROS con precipitaciones iguales o superiores a 40 mm, se puede decir que no se evidencia una relación directa con la precipitación caída, y que en la mayoría de las URH no aporta más del 10% de la precipitación corregida. Sin embargo, existe al menos un evento por periodo, donde el derretimiento de nieve aporta en más de un 35% a la precipitación corregida.

Capítulo 7

Conclusiones

La temática principal y motivación de este trabajo se centró en los eventos de lluvia sobre nieve. Los ROS han sido objetos de importantes estudios en países con zonas montañosas, como Estados Unidos, Canadá y China, demostrando en algunos estudios su relación con crecidas y avalanchas históricas. Sin embargo, es un fenómeno poco abordado en nuestro país. En el presente estudio se modeló la cuenca del río Colorado antes de junta con río Olivares, usando un modelo de base física semi distribuido, en condiciones históricas y futuras. Se incorporaron simulaciones con cambio climático para el escenario RCP 8.5, que proyecta una disminución del 20 % en la precipitación media anual y un aumento de 2,1°C en la temperatura media anual, para el periodo 2030 - 2060.

Una fuente de incertidumbre en el modelo son las forzantes, ya que, aunque se realizó una validación cruzada con información meteorológica en el proyecto de Actualización del Balance Hídrico (DGA, 2017), la densidad de estaciones y de mediciones en la cordillera de los Andes es baja. A pesar de esto, se logró con la calibración replicar el régimen nival de la cuenca y una adecuada representación de los periodos de acumulación y derretimiento nival, aunque los caudales de época pluvial fueron subestimados por el modelo. Las forzantes futuras también tiene un grado de incertidumbre no menor, ya que están asociadas a un único escenario de cambio climático, el más desfavorable, y a un único GCM. Se sugiere para trabajos futuros incorporar otros escenarios y más GCM. Además, para la calibración en CRHM, se recomienda incorporar información obtenida con percepción remota, como imágenes de cobertura nival, y/o mediciones en terreno.

Se revisaron tres métodos de estimación de caudales instantáneos máximos: DGA-AC nival, DGA-AC pluvial y Verni-King modificado pluvial, los cuales tienen 25 años de antigüedad. Al evaluar el desempeño de los métodos, comparando sus resultados con caudales observados entre 1979 y 2017, el método DGA-AC para crecidas pluviales muestra los menores errores, seguido por el método de Verni-King. Con el método DGA-AC nival, se encuentran sesgos grandes y los caudales son subestimados en hasta tres veces su valor observado. Considerando que en este y otros estudios en la zona, se han estimado líneas de nieve superiores a las recomendadas en estos métodos, se concluye que las fórmulas deben ser revisitadas, actualizando las estadísticas de la línea de nieves. Además, se deben considerar las proyecciones con cambio climático, que en este trabajo arrojan una elevación de la isoterma cero de 700 m en días lluviosos, con respecto al valor histórico.

Los eventos de lluvia sobre nieve simulados en el escenario RCP 8.5, para el periodo 2030 - 2060, muestran un aumento leve en su frecuencia media anual, acompañado de cerca del doble de eventos ocurriendo entre los 3.000 y 5.000 m.s.n.m., en comparación al periodo histórico. En la mayoría de los eventos de ROS estudiados, con montos de precipitación sobre 40 mm, el deshielo no aporta más de un 10 % del agua disponible para escorrentía. Sin embargo, se simularon algunos eventos donde su aporte puede alcanzar hasta un 46 %. Por último, cabe recordar que el estudio se centró en variaciones con respecto a la frecuencia, intensidad, rango de elevaciones y deshielo producido en eventos de tipo ROS. En un trabajo más extenso se podrían analizar los volúmenes de escorrentía generados en un mayor número de eventos, para poder concluir con mayor evidencia la amplificación de los caudales debido a estos.

Bibliografía

Cabrera, J. (2012). *Modelos hidrológicos*. Temas de interés en el Instituto para la mitigación de los efectos del fenómeno el NIÑO. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima. Perú. Recuperado desde <http://www.imefen.uni.edu.pe/temas\protect\discretionary{\char\hyphenchar\font}{\}\interes.htm>

Carrasco, J. P. (2017). *Evidencia del cambio climático en Chile, sus proyecciones y consecuencias*. Trabajo fin de Máster. Universidad de Magallanes.

CONAMA. (2006): *Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el siglo XXI*. Depto. Geofísica, Universidad de Chile.

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. (2012). *El Explorador Eólico 2012. Descripción y Manual de Uso*. <http://eolico.minenergia.cl/exploracion>

DeWalle, D.R. & Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*.

Dirección de Vialidad, CHILE. (2018). *Manual de Carreteras; Procedimientos de estudios viales*. Santiago, s.e. Vol.2, 523 p.

DGA (2004). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del Río Maipo. Realizado por: CADE-IDEPE, Consultores e Ingeniería. Julio 2004*.

DGA (2011). *Inventario público de glaciares*. Disponible para consulta en <http://www.arcgis.com/apps/OnePane/basicviewer/index.html?appid=73300bf8602a4f49bd877e3d783919f0>

DGA (2014). *Inventario de Cuencas, Subcuencas y Subsubcuencas de Chile, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile*. <https://snia.mop.gob.cl/sad/CUH5690.pdf>

DGA (2017). *Informe final: Actualización del balance hídrico nacional, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Realizado por: Universidad de Chile Pontificia Universidad Católica de Chile*. Recuperado desde <https://snia.mop.gob.cl/sad/REH5796v1.pdf>

Falvey, M. & R. Garreaud. (2009). *Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the SE Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006)*. J. Geophys. Res., 114, D04102. doi:10.1029/2008JD010519.

Garreaud, R. (1993). *Impacto de la variabilidad de la línea de nieves en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile Central*. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.

Garreaud, R. D. (2011). *Cambio Climático: Bases Físicas e Impactos en Chile*. Revista Tierra Adentro -INIA, 93.

Günther, D. (2015) *Sensitivity of snowmelt energy fluxes during rain-on-snow events to topography, climate conditions and land use*. (Master's Thesis)

Gupta, H., Kling, H., Yilmaz, K. & Martinez, G. (2009). *Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling*. Journal of Hydrology 377 (2009) 80–91.

Hirabayashi, Y., Mahendran, R., Koirala, S., Konoshima, L., Yamazaki, D., Watanabe, S. & Kanae, S. (2013). *Global flood risk under climate change*. Nature Climate Change, 3(9), 816-821.

Hrachowitz, M., & Clark, M. P. (2017). *HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology*. Hydrology and Earth System Sciences, 21(8), 8953-8973.

IPCC. (2014). *Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I,II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]*. IPCC, Ginebra, Suiza, 157 págs.

IPCC (2019). *“Informe especial del IPCC sobre los impactos del calentamiento global de 1,5°C con respecto a los niveles preindustriales y las trayectorias correspondientes que deberían seguir las emisiones mundiales de gases de efecto invernadero, en el contexto del reforzamiento de la respuesta mundial a la amenaza del cambio climático, el desarrollo sostenible y los esfuerzos por erradicar la pobreza”*.

Jodar, A., Pla, C., Valdés, J. (2019). *Los modelos hidrológicos como sistemas de soporte en la toma de decisiones. Evolución histórica*. Congreso Nacional del Agua Orihueña 2019: Innovación y Sostenibilidad.

Lagos, M., Bobadilla, M. P., Vargas, X., Cepeda, J., Silva, V., Uribe, F., & Vásquez, N. (2015). *Proyecciones De Crecidas En Cuencas Andinas Bajo Distintos Modelos De Circulación General*. Journal of Chemical Information and Modeling, 53(9), 1689–1699. <http://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>

- Marcoleta, L. (2019). *Hidro-Glaciología de glaciares rocosos y descubiertos en los Andes de Chile central*. (Tesis de magíster en ciencias de la ingeniería)
- Mardones, P. & Garreaud, R. (2020). *Future Changes in the Free Tropospheric Freezing Level and Rain–Snow Limit: The Case of Central Chile*. *Atmosphere*, 11(11), 1259.
- 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.
- Ministerio de Obras Públicas (1995). *Manual de calculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica*.
- OMM. (2019). *La concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera alcanza un nuevo récord*. Recuperado de: <https://public.wmo.int/es/media/comunicados-de-prensa/laconcentraci%C3%B3n-de-gases-de-efecto-invernadero-en-la-atm%C3%B3sfera-alcanza>
- Pomeroy, J. W., Gray, D.M., Brown, T., Hedstrom, N.R., Quinton, W., Granger, R.J. & Carey, S. (2007). *The Cold Regions Hydrological Model, a platform for basing process representation and model structure on physical evidence*. *Hydrological Processes* 21: 2650-2667.
- Pomeroy, J. W., Fang, X., Marks, D. G. (2016). *The cold rain-on-snow event of June 2013 in the Canadian Rockies—Characteristics and diagnosis*. *Hydrological Processes*, 30(17), 2899-2914.
- Ramirez, L. & Mery, J. P. (2007). *Las Avalanchas en Chile: Efectos y Sistemas de Control* *Revista de la Construcción*, vol. 6, núm. 1, 2007, pp. 48-63.
- Riggs, G., Hall, D. & Román M. (2016). *MODIS Snow Products Collection 6. User Guide, Version 1.0*
- Sanhueza, P. (2020) *Determinación de caudales de diseño en cuencas nivo-pluviale de Chile central en régimen natural. Aplicación de la fórmula de Verni-King usando información grilada de precipitación diaria*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil.
- Stimberis, J., Rubin, C. M. (2011). *Glide avalanche response to an extreme rain-on-snow event, Snoqualmie Pass, Washington, USA*. *Journal of Glaciology*, 57(203), 468-474.
- Surfleet, C. G. & Tullos, D. (2013). *Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate*. *Journal of Hydrology*, 479, 24-34.
- Trenberth, Kevin. (2011). *Changes in Precipitation with Climate Change*. *Climate Change Research*. *Climate Research*. 47. 123-138. [doi:10.3354/cr00953](https://doi.org/10.3354/cr00953).

Valenzuela, R. A., & Garreaud, R. D. (2019). Extreme daily rainfall in central-southern Chile and its relationship with low-level horizontal water vapor fluxes. *Journal of Hydrometeorology*, 20(9), 1829-1850.

Videla Giering, Y. (2013). *Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software "Cold Region Hydrological Model" (2008-2012)*. (Memoria de geógrafo). Recuperado desde <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/114889>

Würzer, S., Jonas, T., Wever, N., & Lehning, M. (2016). *Influence of initial snowpack properties on runoff formation during rain-on-snow events*. *Journal of hydrometeorology*, 17(6), 1801-1815.

Zhao, Y.; Feng, D., Yua, L., Wang, X., Chen, Y., Hernández, H.J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G., Radke, J. & Gong, P. (2016). *Detailed dynamic land cover mapping of Chile: accuracy improvement by integrating multi-seasonal land cover data*. *Remote Sensing of Environment* 183, 170–185..

[doi:10.1016/j.rse.2016.05.016](https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.016)

Zhou, J., Pomeroy, J. W., Zhang, W., Cheng, G., Wang, G. & Chen, C. (2013). *Simulating cold regions hydrological processes using a modular model in the west of China*.

Anexo A

Grilla Balance Hídrico Nacional

En la Figura A.1 se muestran los centroides de los puntos de la grilla del modelo de la Actualización del Balance Hídrico (DGA, 2017).

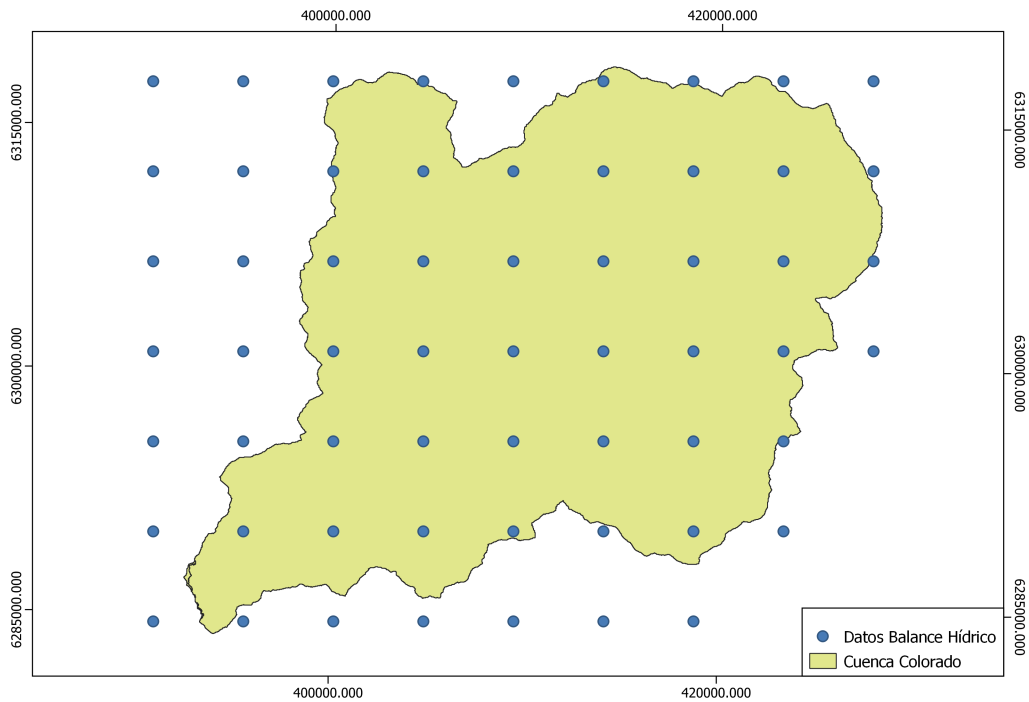


Figura A.1: Grilla de forzantes meteorológicas de la Actualización del Balance Hídrico

Anexo B

Disponibilidad datos de caudal

En la Figura B.1 se muestra la disponibilidad de datos de caudales instantáneos máximos, según las estadísticas de la DGA.

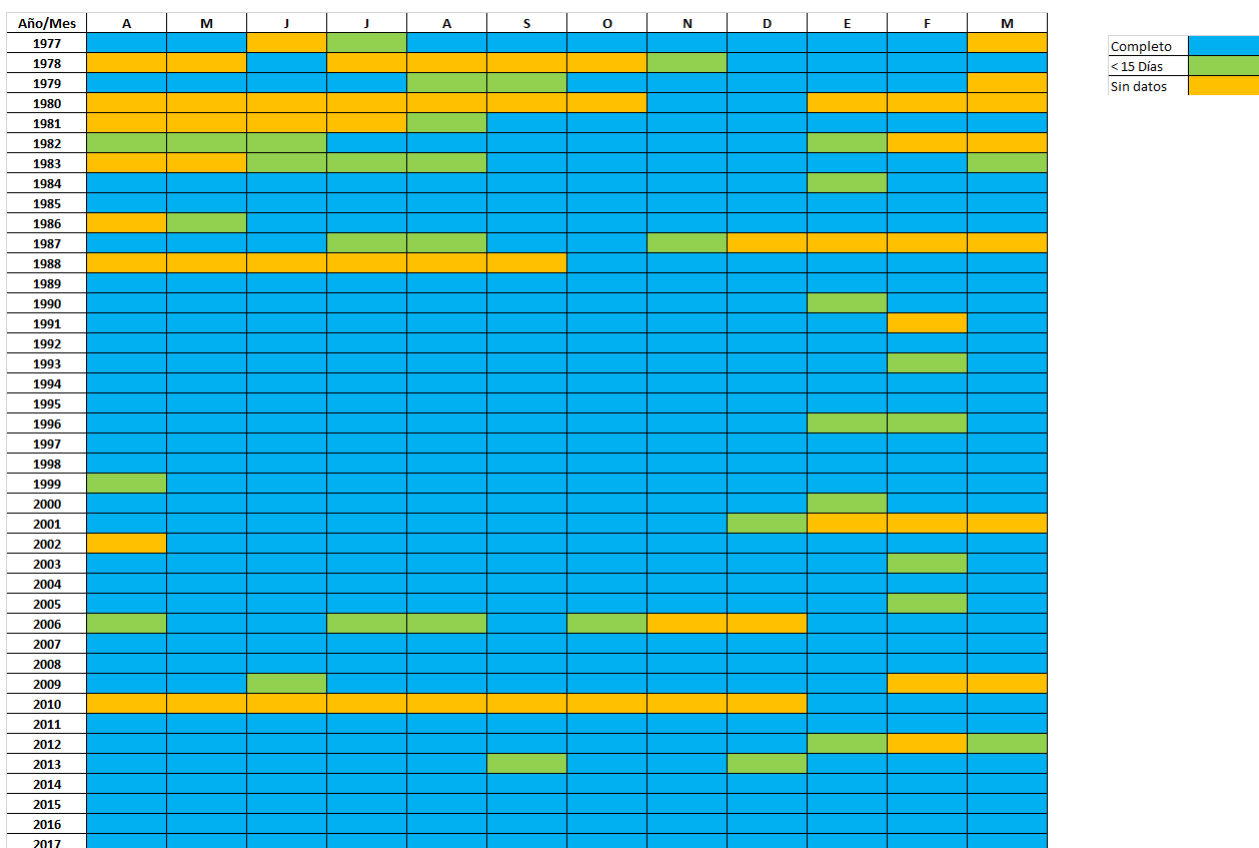


Figura B.1: Disponibilidad de datos de caudales instantáneos máximos en la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares, periodo 1977 - 2017

Anexo C

Tablas Manual Calculo de Crecidas del MOP

Las siguientes tablas se obtienen del 'Manual de Calculo de Crecidas y Caudales Mínicos en Cuencas sin Información Fluviométrica' (MOP, 1995).

En la Tabla C.1 se muestran los coeficientes de la curva de frecuencia del método DGA-AC pluvial. El factor de conversión α de caudal medio diario máximo a caudal instantáneo máximo para la zona homogénea Lp es $\alpha=1,67$.

Tabla C.1: Curva de frecuencia método DGA-AC pluvial, zona Lp

Periodo de retorno T [años]	Q(T)/Q(10)
2	0,16
5	0,52
10	1,00
20	1,69
50	3,08
100	4,59

En la Tabla C.2 se muestran los coeficientes de la curva de frecuencia para el método Verni-King modificado. El coeficiente empírico de T=10 años depende de la región donde se ubica la cuenca, en el caso de la Región Metropolitana se ocupan los coeficientes de la V Región, $C(T=10)=0,29$.

Tabla C.2: Curva de frecuencia método Verni-King modificado, Región Metropolitana

Periodo de retorno T [años]	C(T)/C(10)
2	0,38
5	0,84
10	1,00
20	1,15
50	1,38
100	1,59

En la Tabla C.3 se muestran los coeficientes de la curva de frecuencia para el método DGA-AC nival. El factor de conversión α de caudal medio diario máximo a caudal instantáneo máximo para la zona homogénea Wn es $\alpha=1,18$.

Tabla C.3: Curva de frecuencia método DGA-AC nival, zona Wn

Periodo de retorno T [años]	C(T)/C(10)
2	0,65
5	0,87
10	1,00
20	1,12
50	1,27
100	1,36

Anexo D

Definición URH

En la Tabla D.1 se presenta la ubicación geográfica, el área, la elevación media, la pendiente media y la orientación de las 34 URH del modelo en CRHM.

Tabla D.1: Atributos URH

URH	Lat	Lon	Área [km^2]	Altura [m]	Pendiente [°]	Orientación [°]
1	-33,48	-70,05	18,26	2.098	30,76	151,7
2	-33,51	-69,92	20,33	4.564	32,78	157,6
3	-33,39	-69,84	56,61	4.591	26,37	165,1
4	-33,31	-70,01	5,94	4.496	39,87	181,7
5	-33,41	-69,82	37,36	5.480	24,18	163,1
6	-33,37	-69,96	28,50	2.991	29,05	254,2
7	-33,53	-70,12	10,09	2.889	32,32	103,6
8	-33,45	-69,99	3,81	3.012	33,98	114,1
9	-33,43	-70,05	37,18	2.911	29,66	209,1
10	-33,51	-70,05	6,60	2.873	34,86	100,2
11	-33,51	-70,05	13,18	2.986	23,81	129,1
12	-33,42	-70,05	5,45	3.301	32,87	212,6
13	-33,37	-70,06	53,82	3.699	28,76	198,8
14	-33,33	-69,85	23,09	3.818	26,19	223,1
15	-33,44	-69,89	22,48	3.781	25,63	172,7
16	-33,47	-69,94	23,50	3.796	25,75	127,8
17	-33,55	-70,13	8,98	3.334	32,17	153,1
18	-33,53	-70,07	17,21	3.263	34,89	142,6
19	-33,49	-70,01	30,51	3.271	32,68	162
20	-33,35	-69,89	65,90	3.610	26,86	165,4
21	-33,51	-69,91	21,39	4.606	33,21	113,7
22	-33,32	-70,06	14,19	4.533	38,29	228,2
23	-33,31	-69,89	28,36	4.519	38,5	237,1
24	-33,39	-69,81	11,85	5.317	20,23	153
25	-33,41	-69,87	11,57	4.546	30,13	196,5

Sigue en la página siguiente.

URH	Lat	Lon	Área [km^2]	Altura [m.s.n.m.]	Pendiente [°]	Orientación [°]
26	-33,46	-69,93	64,88	3.501	25,73	163,6
27	-33,33	-69,95	55,99	3.734	27,47	216,7
28	-33,49	-69,99	8,56	3.792	26,44	112,5
29	-33,54	-70,04	11,68	3.726	33,28	119,4
30	-33,55	-70,13	8,49	3.610	31,93	126,6
31	-33,47	-70,07	3,09	3.012	36,29	199,7
32	-33,37	-69,99	9,38	3.436	31,61	199,7
33	-33,35	-70,03	22,42	3.394	29,47	186,6
34	-33,48	-70,07	23,55	2.074	30,05	208,6

Tabla D.1: Atributos URH

Anexo E

Evaluación regresión lineal de temperatura

Para evaluar el ajuste de las regresiones lineales tri-horarias, se calcula en cada paso de tiempo del periodo de calibración (en total 37.985 intervalos) los siguientes coeficientes.

- **Coefficiente de Spearman (ρ):** Mide la asociación lineal, utilizando los rangos de cada grupo de objetos. Puede tomar valores entre -1 y 1, mostrando una dependencia negativa o positiva, respectivamente. Para la temperatura se obtienen los valores de la Figura E.1, con media de 0,92 y mediana de 0,93, lo que indica una fuerte correlación entre la temperatura y la elevación. Existen algunos datos que se alejan bastante de la media, 20 de ellos (0,05 %) con valores bajos 0,5, lo que muestra que en un mínimo de tiempo la temperatura y la elevación tienen una correlación positiva débil.
- **Coefficiente de determinación (R^2):** Mide el porcentaje de la variación en la variable de respuesta que es explicado en el modelo lineal, toma valores entre 0 y 1, siendo 1 el valor ideal. En el caso de la temperatura, la Figura E.1 muestra que el valor promedio de R^2 fue de 0,83 y la mediana de 0,86, lo que refleja un buen ajuste. Al igual que con ρ , hay algunos valores que se alejan de la media, en este caso hay 700 valores (1,8 %) de coeficiente menor a 0,5.

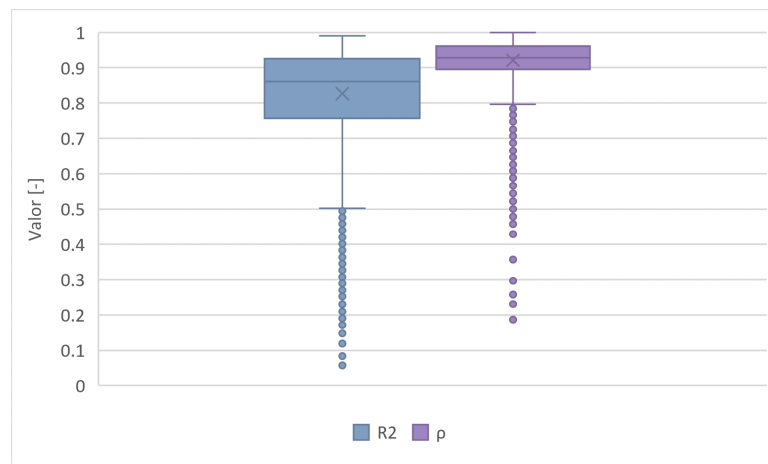


Figura E.1: Coeficientes de determinación (izq.) y de Spearman (der.) para temperatura, periodo 1979 - 1991

Anexo F

Forzantes modelo CRHM

Se grafican los valores de radiación de onda y onda larga, humedad relativa y velocidad del viento, para tres URH con elevaciones medias representativas de la cuenca. La URH 5 es la de mayor elevación (5.480 m.s.n.m.), la URH 16 tiene una elevación similar a la del centroide de la cuenca (3.796 m.s.n.m.) y la URH 34 se ubica a la salida de la cuenca (2.074 m.s.n.m.).

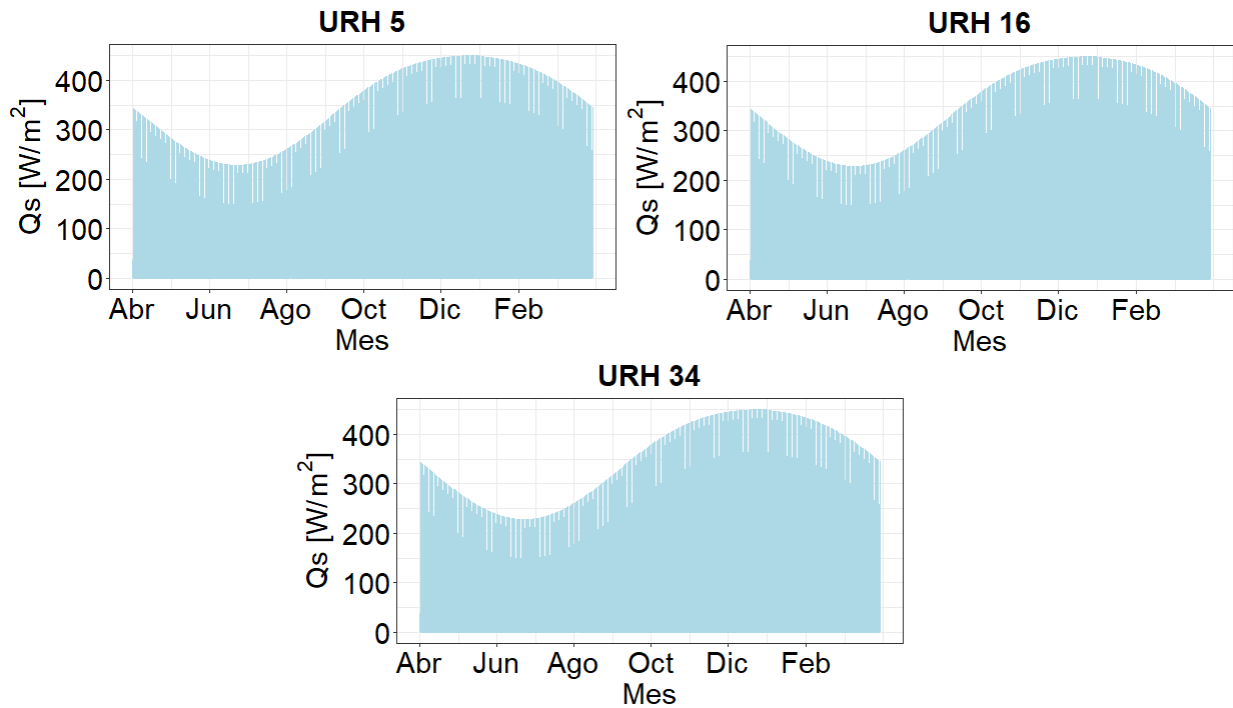


Figura F.1: Resultado construcción de radiación de onda corta incidente, periodo 1979-1991

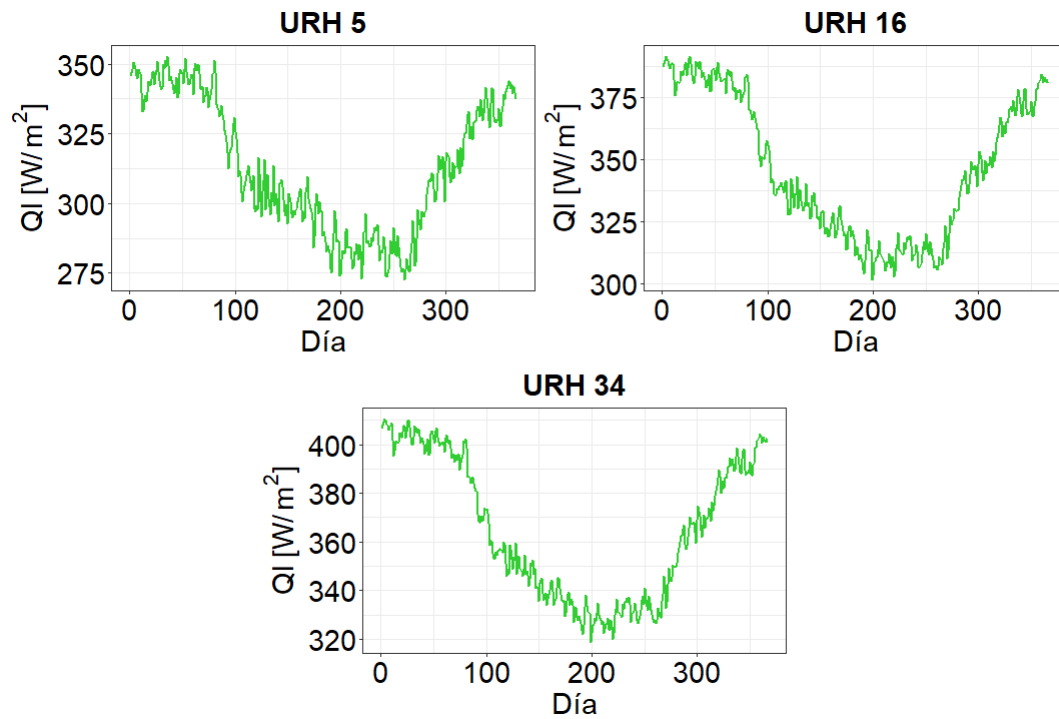


Figura F.2: Resultado construcción de radiación de onda larga incidente, valores medios diarios periodo 1979-1991

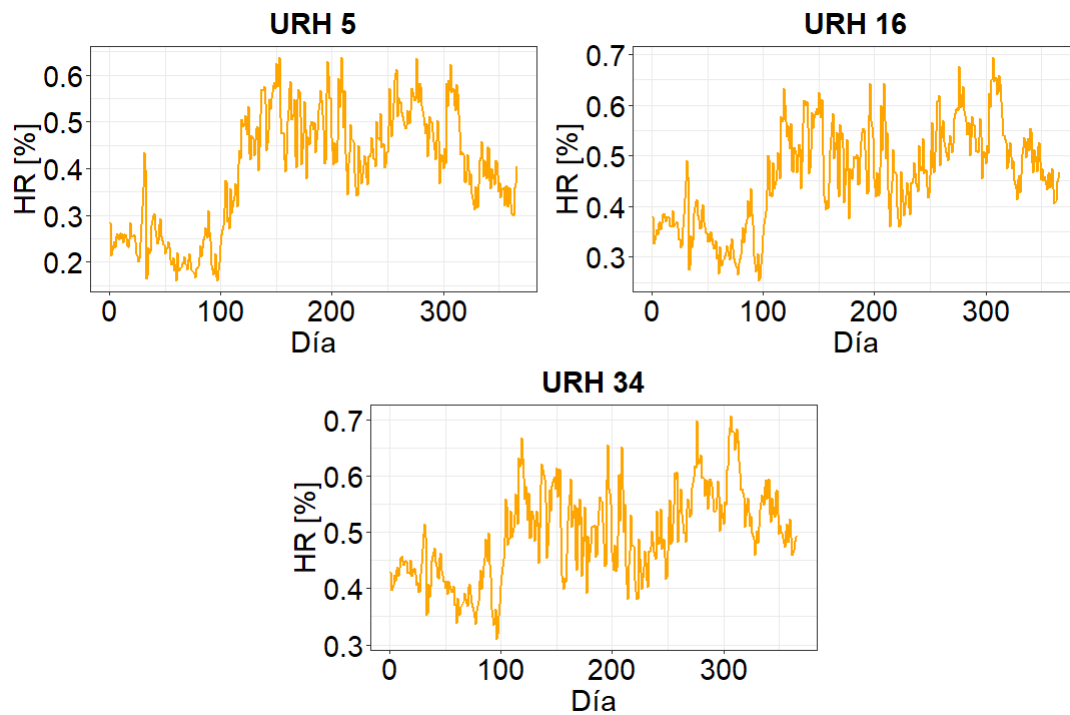


Figura F.3: Resultado construcción de humedad relativa, valores medios diarios periodo 1979-1991

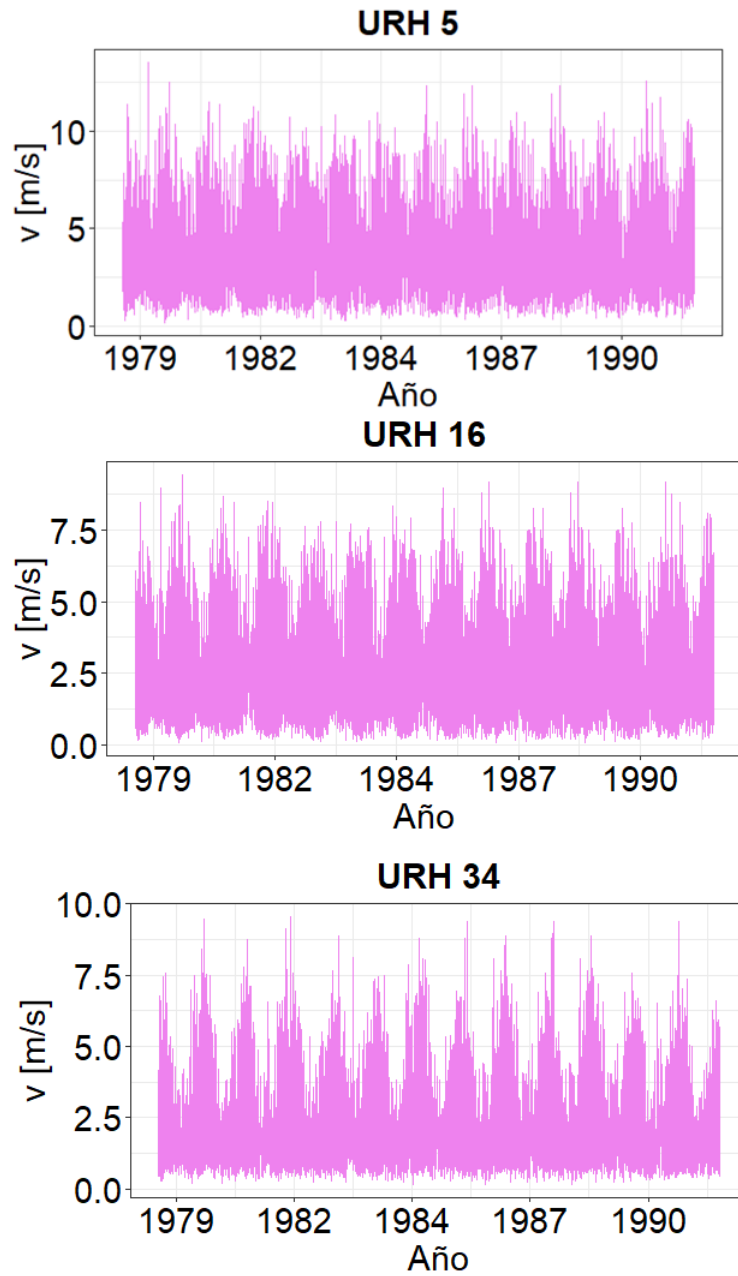


Figura F.4: Resultado construcción de velocidad del viento, serie anual periodo 1979-1991

Anexo G

Parámetros módulos de CRHM

En la Tabla G.1 se muestran los valores definidos de parámetros para los distintos módulos utilizados en el modelo de CRHM.

Tabla G.1: Parámetros de los módulos de CRHM

Módulo	Parámetro	Unidad	Valor
albedo_Richard	a1	s	7.00E+07
	a2	s	3.00E+06
	Albedo_Bare	-	0,17
	Albedo_Snow	-	0,80
	amax	-	0,85
	amin	-	0,55
	smin	mm/int	3
Ayers	basin_area	km ²	784,2
	groundcover	-	1
	hru_area	km ²	Anexo C
	texture	-	4
Basin	hru_ASL	°	Anexo C
	hru_elev	m	Anexo C
	hru_GSL	°	Anexo C
	hru_lat	-	Anexo C
Evap	evap_type	-	0
	F_Qg	-	0,3
	Ht	m	0,1
	rs	d/m	0,00081
	Zwind	m	5
Netroute	gwKstorage	mm/d	0
	gwLag	hr	0
	Kstorage	d	2 - 8
	Lag	hr	0
	preferential_flow	-	0
	runKstorage	d	0
	runLag	hr	0

Sigue en la página siguiente.

Modulo	Parámetro	Unidad	Valor
	ssrKstorage	d	10
	Sdmax	mm	0
	soil_rech_max	mm	500
Global	Time_Offset	hr	0
Obs	catchadjust	-	0
	lapse_rate	°C/100m	0,51
	snow_rain_determination	°C	0
pbsm_Snobal	distrib	-	1
	fetch	m	1000
	inhibit_bs	-	0
SnobalCRHM	HRU_F_g	W/m ²	4
	HRU_rho_snow	kg/m ³	100
	T_g	°C	0
	KT_sand	-	0,55
	max_h20_vol	-	0,2
	max_z_s_0	m	0,1
	T_g_or_G_flux	-	0
	z_0	m	0,001
	z_g	m	0,1
	z_T	m	2
	z_u	m	5
Soil	cov_type	-	0
	gw_init	mm	375
	gw_k	mm/d	25
	gw_max	mm	375
	lower_ssr_K	mm/d	2
	rech_ssr_K	mm/d	8
	Sdinit	mm	0
	Sd_gw_K	mm/d	0
	Sd_ssr_K	mm/d	0
	Soil_gw_K	mm/d	25
	soil_moist_init	mm	187
	soil_moist_max	mm	1000
	soil_rechr_init	mm	10
	soil_ssr_runoff	-	1
transp_limited	-	1	

Tabla G.1: Parámetros de los módulos de CRHM

Anexo H

SWE y humedad del suelo

En la siguiente figura se grafican el SWE y la humedad del suelo para la URH 5, de elevación 5.480 m.s.n.m., en el periodo de calibración del modelo (1979 - 1991).

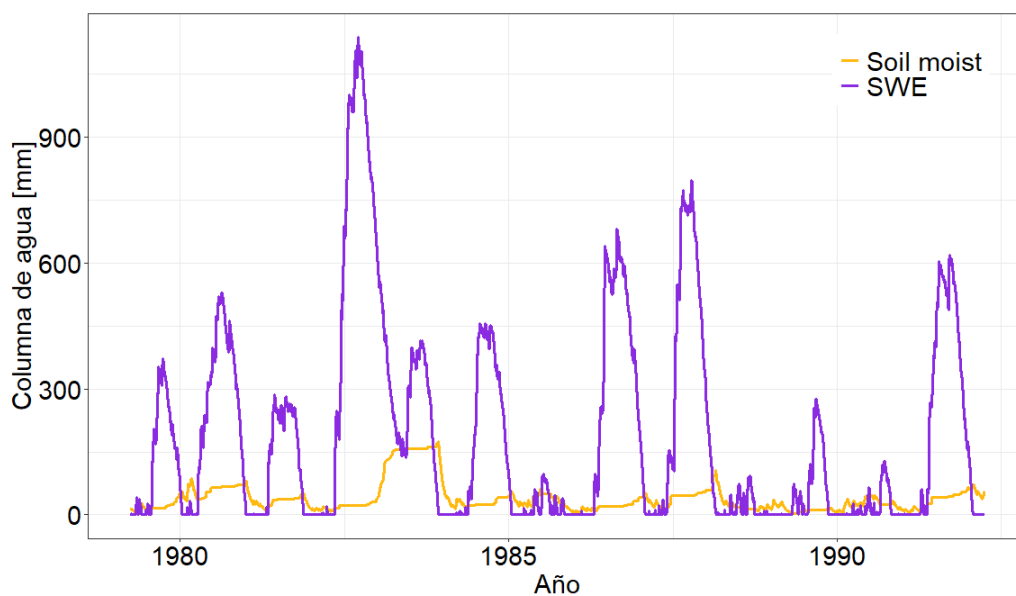


Figura H.1: SWE y humedad del suelo URH 5, periodo 1979-1991

Anexo I

Precipitación diaria máxima y curvas I-D-F

Los resultados del test χ^2 aplicado a precipitaciones diarias máximas se muestran en la Tabla I.1, donde se puede ver que cuatro de los cinco modelos cumplen con el test, pero el que mejor se ajusta, considerando el menor valor de $\frac{\chi_{calculado}^2}{\chi_{(0,05)}^2}$, es la distribución de Pearson.

Tabla I.1: Resultados test chi-cuadrado para precipitaciones máximas diarias

Modelo	Normal	Log-Normal	Pearson	Log-Pearson	Gumbel
$\chi_{calculado}^2$	4,36	9,41	3,68	3,92	11,40
$\chi_{(0,05)}^2$	11,07	11,07	9,49	9,49	11,07
$\frac{\chi_{calculado}^2}{\chi_{(0,05)}^2}$	0,39	0,85	0,38	0,41	1,03
Test	Aceptado	Aceptado	Aceptado	Aceptado	Rechazado

Las curvas de Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) se construyen al unir puntos representativos de intensidad y duración distintas, para una misma frecuencia o periodo de retorno. Se calculan con la ecuación I.1

$$I_t^T = \frac{P_d(T) \cdot CD_t}{t} \quad (I.1)$$

Donde:

I_t^T : Intensidad para un período de retorno T y un tiempo de duración t, en mm/h.

$P_d(T)$: Precipitación máxima diaria para un período de retorno T, en mm.

CD_t : Coeficiente de duración para un período de t horas (adimensional).

Los coeficientes de duración usados son los recomendados en el Manual de Calculo de crecidas (MOP, 1995) para la región Metropolitana (tabla I.2). Las curvas IDF para la cuenca de estudio se presentan en la Figura I.1.

Tabla I.2: Coeficientes de duración para la Región Metropolitana

Duración (h)	1	2	4	6	8	10	12	14	18	24
CD (t)	0,161	0,261	0,425	0,556	0,645	0,712	0,774	0,847	0,944	1,00

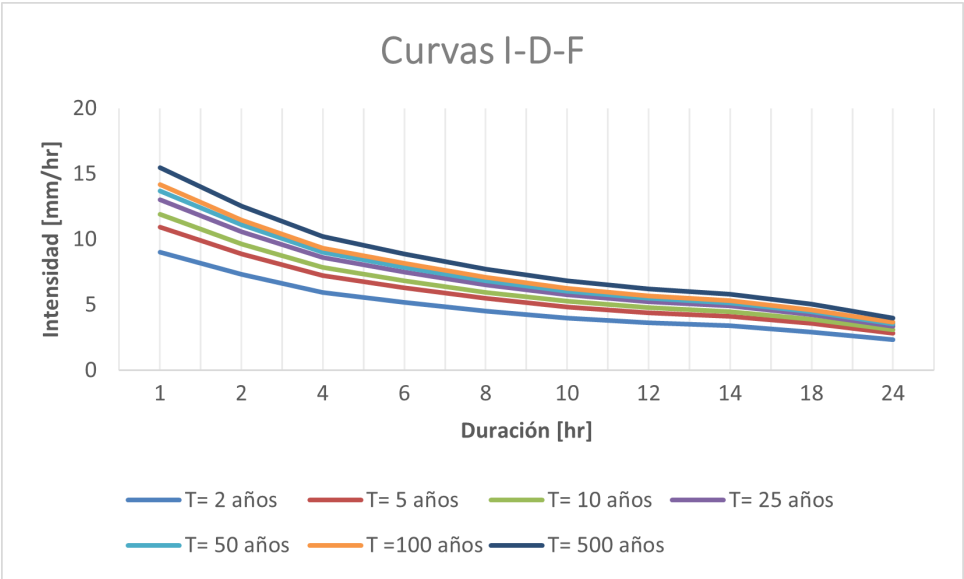


Figura I.1: Curvas IDF para la cuenca del río Colorado antes junta río Olivares

Anexo J

Caudales máximos instantáneos históricos

En las tablas J.1 y J.2 se muestran los caudales máximos instantáneos históricos, de periodo pluvial y nival, junto con su estimación de línea de nieves y área pluvial aportante. Los eventos sin información de línea de nieves ni área pluvial, son aquellos donde no existen registros de temperatura ni imágenes de cobertura nival disponibles.

Tabla J.1: Caudales instantáneos máximos en periodo pluvial

Fecha	Q [m^3/s]	Línea de nieves [m.s.n.m.]	Área pluvial [km^2]
25-09-1977	15,5	s/i	s/i
19-06-1978	9,1	s/i	s/i
01-04-1979	20,8	5109	733,6
25-09-1981	9,8	3790	413,9
10-06-1982	23,0	2699	79,4
06-07-1983	50,6	2039	16,0
08-07-1984	25,8	1667	2,1
01-04-1985	18,4	3240	200,7
16-06-1986	64,3	3878	453,6
14-07-1987	38,9	3147	173,8
23-08-1989	27,2	1734	3,7
01-04-1990	14,6	5981	781,7
28-05-1991	90,7	3440	269,1
03-04-1992	29,0	3704	375,8
03-05-1993	115,9	5218	741,7
26-07-1994	15,5	1931	10,3
05-04-1995	14,8	4478	649,6
29-08-1996	16,1	2862	106,7
20-06-1997	39,0	3090	157,6
04-04-1998	22,3	4306	607,6
26-09-1999	4,5	2632	69,3
13-06-2000	10,5	3048	146,8

Sigue en la página siguiente.

Fecha	Q [m^3/s]	Línea de nieves [m.s.n.m.]	Área pluvial [km^2]
14-07-2001	15,5	3475	282,7
24-08-2002	24,2	2832	101,2
16-04-2003	25,5	4434	639,7
03-04-2004	3,0	4613	675,4
27-08-2005	8,2	2880	110,1
08-06-2006	55,9	3250	203,8
05-07-2007	4,2	2898	113,4
21-05-2008	27,7	3309	222,7
06-09-2009	18,0	2932	120,2
05-04-2011	4,2	4547	664,0
27-05-2012	14,0	3680	365,4
07-09-2013	6,8	3099	160,0
06-04-2014	9,3	3753	397,1
06-08-2015	46,2	2618	67,4
16-04-2016	24,0	s/i	s/i
20-04-2017	11,7	s/i	s/i

Tabla J.1: Caudales instantáneos máximos en periodo pluvial

Tabla J.2: Caudales instantáneos máximos en periodo nival

Fecha	Q [m^3/s]	Línea de nieves [m.s.n.m.]	Área pluvial [km^2]
20-11-1977	65,3	s/i	s/i
08-01-1979	121,2	s/i	s/i
06-02-1980	43,1	5100	732,9
09-12-1980	63,3	5080	731,4
22-01-1982	59,6	5700	776,5
13-01-1983	468,7	4870	711,9
04-01-1984	71,4	6452	783,8
08-01-1985	63,0	6200	782,9
20-11-1985	47,4	4838	707,9
29-12-1986	78,2	5741	777,7
11-11-1987	29,4	3989	501,2
01-01-1989	41,9	7000	784,0
26-11-1989	60,6	4422	636,8
25-11-1990	46,0	4940	719,4
26-01-1992	85,1	4642	680,2
27-12-1992	85,7	4736	693,8
02-01-1994	132,9	5087	731,9
31-12-1994	81,3	4870	711,9
23-12-1995	71,2	5015	726,2
11-01-1997	29,9	4765	697,8
13-01-1998	168,9	5288	748,7

Sigue en la página siguiente.

Fecha	Q [m^3/s]	Línea de nieves [m.s.n.m.]	Área pluvial [km^2]
28-12-1998	22,9	3866	448,1
25-12-1999	50,9	4754	696,4
20-12-2000	171,2	4304	607,0
11-12-2001	163,3	3624	342,2
25-02-2003	96,9	4095	540,8
04-01-2004	23,4	4188	572,8
17-01-2005	22,2	4437	640,4
04-01-2006	75,2	3773	406,1
08-01-2007	94,0	4212	580,2
22-11-2007	24,4	3882	455,4
04-01-2009	124,1	4436	640,1
19-12-2009	106,8	3794	415,6
30-01-2011	8,6	5000	724,9
04-01-2012	35,6	5006	725,5
13-12-2012	26,5	4109	545,9
08-01-2014	48,7	4678	685,6
27-01-2015	73,6	4644	680,5
29-12-2015	83,8	3860	445,4
19-12-2016	53,7	4060	528,1
01-12-2017	24,0	s/i	s/i

Tabla J.2: Caudales instantáneos máximos en periodo nival

Los resultados del test χ^2 aplicado a caudales instantáneos máximos se muestran en las tablas J.3 y J.4, para caudales de periodo pluvial y nival, respectivamente. Donde se puede ver que cuatro de los cinco modelos cumplen con el test, pero el que mejor se ajusta, considerando el menor valor de $\frac{\chi_{calculado}^2}{\chi_{(0,05)}^2}$, es la distribución de Log-Pearson.

Tabla J.3: Resultados del test chi-cuadrado para caudales máximos instantáneos pluviales

Modelo	Normal	Log-Normal	Pearson	Log-Pearson	Gumbel
$\chi_{calculado}^2$	53,97	3,61	4,50	3,70	6,65
$\chi_{(0,05)}^2$	11,07	11,07	9,49	9,49	11,07
$\frac{\chi_{calculado}^2}{\chi_{(0,05)}^2}$	4,87	0,33	0,47	0,39	0,6
Test	Rechazado	Aceptado	Aceptado	Aceptado	Aceptado

Tabla J.4: Resultados del test chi-cuadrado para caudales máximos instantáneos nivales

Modelo	Normal	Log-Normal	Pearson	Log-Pearson	Gumbel
$\chi^2_{calculado}$	57,88	10,45	8,96	2,98	10,7
$\chi(0,05)$	11,07	11,07	9,49	9,49	11,07
$\frac{\chi^2_{calculado}}{\chi^2(0,05)}$	5,22	0,94	0,93	0,31	0,97
Test	Rechazado	Aceptado	Aceptado	Aceptado	Aceptado