



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

**INFLUENCIA DE GLACIARES EN LA CUENCA DEL ESTERO YERBA LOCA, CHILE,
MEDIANTE LA APLICACIÓN DE UN MODELO HIDROLÓGICO SEMI-DISTRIBUIDO
DE BASE FÍSICA Y PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO EN EL PERIODO
2016-2060.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

MARÍA COURARD CHRISTIE

PROFESOR GUÍA:
MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA
SHELLEY MACDONELL
LUIS MARCOLETA ROMERO

Este trabajo ha sido financiado por:
AMTC

SANTIAGO DE CHILE
2022

**INFLUENCIA DE GLACIARES EN LA CUENCA DEL ESTERO YERBA LOCA, CHILE,
MEDIANTE LA APLICACIÓN DE UN MODELO HIDROLÓGICO
SEMI-DISTRIBUIDO DE BASE FÍSICA Y PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO
EN EL PERIODO 2016-2060.**

La cordillera de los Andes, en la zona central de Chile, es una fuente de gran relevancia en el abastecimiento hídrico, tanto los aportes nivales como los glaciares de la zona. El derretimiento de nieve y hielo entregan agua a los ríos durante la temporada de verano, cuando hay escasas precipitaciones. Actualmente, en el contexto de cambio climático, y en particular, de megasequía en que se encuentra la zona, es de suma importancia estudiar el aporte de los glaciares a las cuencas de alta montaña, así como su respuesta frente a un clima cambiante.

En el presente trabajo se busca estimar y analizar la influencia de los glaciares en la cuenca del Estero Yerba Loca, ubicada en la cordillera de los Andes de la Región Metropolitana, y estudiar el impacto del cambio climático en ellos, a partir de la implementación un modelo hidro-glaciológico de base física y semi-distribuido, llamado *Cold Region Hydrological Model* (CRHM). Para esto se construyen, por un lado, series de forzantes meteorológicas a escala tri-horaria para un periodo histórico (1980-2016), a partir de productos grillados y observaciones. Por otro lado, se construyen series de forzantes futuras, a partir de modelos de circulación general (GCM) para el periodo 2015-2060. El modelo se calibra utilizando la fracción del área cubierta por nieve, obtenida de MODIS (KGE=0,79 para la calibración y KGE=0,75 para la validación), y el caudal observado (KGE=0,68 para la calibración y KGE=0,62 para la validación), obteniendo buenos resultados.

A partir de la modelación, en el periodo histórico se obtiene que el aporte glaciar a la cuenca varía en torno al 15 % del caudal medio anual, llegando hasta 40 % en años secos del periodo de megasequía. Además, este aporte aumenta durante los meses de enero a abril, llegando a contribuir un 75 % del agua disponible en la cuenca, antes de la infiltración, evaporación y ruteo. De este aporte, el mayor porcentaje (cerca del 65 %) corresponde a derretimiento de glaciares descubiertos, sin embargo, en meses de bajo aporte, como mayo y octubre, los glaciares cubiertos y rocosos son los que más contribuyen. Para el futuro, se proyectan, bajo el escenario SSP5-8.5 y utilizando el promedio de 10 GCMs, un aumento de 2,6°C y una disminución de 9 % de las precipitaciones para el periodo 2040-2060. Bajo estas condiciones, los glaciares descubiertos desaparecerían cerca del año 2030, mientras que los cubiertos ven su volumen reducido a casi cero al año 2060. Además, la estacionalidad del caudal cambia para el futuro, mostrando la aparición de una componente pluvial y la disminución de la componente glaciar.

Como conclusión, los glaciares en la cuenca del Estero Yerba Loca son una fuente importante de escorrentía durante los meses de verano, y especialmente en años secos. Sin embargo, la rápida reducción de su volumen, y su desaparición en el futuro, disminuyen su capacidad de entregar caudal en los meses de verano, y de mitigar los efectos de sequías meteorológicas en la generación de escorrentía.

Tabla de Contenido

1.	Introducción	1
1.1.	Motivación	1
1.2.	Objetivos	2
1.3.	Estructura	2
2.	Revisión de antecedentes	3
2.1.	Conceptos generales	3
2.1.1.	Definición de glaciares	3
2.1.2.	Clasificación de glaciares	4
2.1.3.	Caracterización de glaciares en Chile	4
2.1.4.	Variabilidad y cambio climático	5
2.2.	Estudios de glaciares de los Andes centrales	7
2.3.	Modelación hidrológica	9
2.3.1.	Conceptos generales	9
2.3.2.	Modelo CRHM	10
2.3.3.	Modelación glaciar	10
2.4.	Síntesis e hipótesis	14
3.	Zona de estudio	15
3.1.	Antecedentes generales	15
3.2.	Hidroclimatología	16
3.3.	Glaciares	18
3.4.	Datos disponibles	19
4.	Metodología	20
4.1.	Forzantes meteorológicas	20
4.1.1.	Temperatura y Precipitación	21
4.1.2.	Humedad Relativa	21
4.1.3.	Velocidad del viento	21
4.2.	Modelo hidrológico	22
4.2.1.	Delimitación URH	22
4.2.2.	Escalamiento espacial forzantes	23
4.2.3.	Modelo	23
4.2.4.	Calibración y validación del modelo	24
4.3.	Cambio climático	26
4.3.1.	Viento y humedad relativa	26
4.3.2.	Precipitación y temperatura	26
5.	Resultados	28
5.1.	Forzantes meteorológicas	28
5.1.1.	Periodo histórico	28
5.1.2.	Periodo futuro	31

5.2.	Calibración y validación del modelo	33
5.3.	Influencia de glaciares en la escorrentía de la cuenca	36
5.3.1.	Periodo histórico	36
5.3.2.	Periodo futuro	39
6.	Discusión	43
6.1.	Generación de forzantes meteorológicas	43
6.1.1.	Periodo histórico	43
6.1.2.	Periodo futuro	43
6.2.	Calibración y validación del modelo	44
6.3.	Análisis de influencia de glaciares en la hidrología de la cuenca	46
6.3.1.	Periodo histórico	46
6.3.2.	Periodo futuro	47
7.	Conclusiones	49
8.	Bibliografía	51
	ANEXOS	56
A. Coeficientes tri-horarios de forzantes históricas		57
B. Forzantes históricas		58
C. GCMs previos al escalamiento		59
D. Forzantes futuras		61
E. Serie de caudal simulado para el periodo histórico		64
F. Proyecciones de caudal bajo escenarios de cambio climático		66

Índice de Tablas

2.1.	Número de glaciares y su superficie según clasificación morfológica en Chile. . . .	5
3.1.	Características de glaciares estudiados dentro de la cuenca, en el año 2015 (Geoes- tudios, 2016).	18
3.2.	Elevación y periodo de registro de las estaciones SF y PC, dentro de la cuenca del Estero Yerba Loca.	19
4.1.	Ecuaciones de los estadísticos R^2 , NSE y logNSE.	25
4.2.	Métricas de diagnóstico de Yilmaz et al. (2008). El valor óptimo de todas las mé- tricas es cero.	26
5.1.	Variación porcentual de precipitación mensual promedio proyectada por los 10 GCMs (en rojo, las variaciones negativas; en azul, las variaciones positivas), en relación al periodo histórico 1980-2016.	33
5.2.	Variación de temperatura mensual promedio, en grados Celsius, proyectada por los 10 GCMs (en rojo; las variaciones positivas), en relación al periodo histórico 1980- 2017.	33
5.3.	Diagnóstico de la calibración y validación del caudal y el fSCA simulados por CRHM, según índices de eficiencia y métricas basadas en la curva de duración. . .	34
5.4.	Aporte de glaciares cubiertos y descubiertos al derretimiento total glaciar mensual simulado, entre 1980 y 2016.	38
5.5.	Variación porcentual del caudal medio mensual proyectado, promedio entre todos los GCMs estudiados, en relación al periodo histórico.	41
D.1.	Variaciones porcentuales de precipitación mensual y total anual en el futuro cercano y futuro lejano, para los GCMs en estudio.	62
D.2.	Variaciones de temperatura mensual y total anual en el futuro cercano y futuro lejano, para los GCMs en estudio.	63
F.1.	Diferencias de caudal mensual y anual en el periodo histórico simulado a partir del PMG y a partir de los GCMs, en porcentaje.	67
F.2.	Variaciones de caudal mensual y anual en el futuro cercano y futuro lejano, simu- lado por CRHM para los GCMs en estudio, en porcentaje.	68

Índice de Ilustraciones

2.1.	Principales procesos del balance de masa de un glaciar (Fuente: Schoolmeester, et al, 2018).	4
2.2.	Trayectorias proyectadas de la emisión de dióxido de carbono, según los escenarios de CMIP6 (Adaptado de IPCC, 2021).	6
2.3.	Trayectorias proyectadas de anomalías de temperatura superficial global, según los escenarios de CMIP6 (Adaptado de IPCC, 2021).	7
2.4.	Balance de masa de glaciares a lo largo de los Andes entre (a) marzo del 2000 a abril del 2018, (b) enero del 2000 a marzo del 2009 y (c) enero del 2009 a abril del 2018 (Fuente: Dusaillant et al., 2019).	8
2.5.	Diagrama conceptual del balance de <i>Snobal</i> . Adaptado de Marks et al. (1999). . . .	11
2.6.	Diagrama conceptual del modelo glaciar de CRHM. Adaptado de Anderson (2017)	11
3.1.	Mapa de ubicación de la cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco .	15
3.2.	Curva hipsométrica de la cuenca de estudio. En rojo, la línea de nieves (AMTC, 2018).	16
3.3.	Climograma de la cuenca de estudio, en el periodo 1986-2020	17
3.4.	Curva de variación estacional de caudal medios mensual en la cuenca de estudio, para el periodo 1987-2019	17
3.5.	Curva de duración de caudales medios diarios en la cuenca de estudio, en el periodo abril/1986-marzo/2020. En azul el promedio del periodo, en gris cada año hidrológico.	18
3.6.	Mapa de glaciares de la cuenca del Estero Yerba Loca.	19
4.1.	Diagrama conceptual de la metodología.	20
4.2.	Unidades de Respuesta Hidrológica del modelo CRHM en la cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco.	22
4.3.	Diagrama de flujo de módulos del modelo CRHM para la cuenca de estudio. Los flujos asociados a SWESlope son retroactivos.	24
5.1.	Temperatura media anual promedio (izquierda) y temperatura media mensual promedio a escala de cuenca (derecha), obtenidas de la serie de temperatura tri-horaria construida, para el periodo 1980-2017, en la cuenca de estudio.	28
5.2.	Precipitación media anual promedio (izquierda) y precipitación media mensual promedio a escala de cuenca (derecha), obtenidas de la serie de temperatura tri-horaria construida, para el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.	29
5.3.	Velocidad del viento media anual promedio (izquierda) y velocidad del viento media mensual promedio a escala de cuenca (derecha), obtenidas de la serie de temperatura tri-horaria construida, para el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.	29
5.4.	Ciclo mensual de la humedad relativa construida, en el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.	30
5.5.	Temperatura simulada versus observada en estaciones (a) estero Yerba Loca antes junta San Francisco y (b) estero Yerba Loca en Piedra Carvajal, dentro de la cuenca.	30

5.6.	Precipitación simulada versus observada en estaciones (a) estero Yerba Loca antes junta San Francisco y (b) estero Yerba Loca en Piedra Carvajal, dentro de la cuenca.	31
5.7.	Proyecciones de (a) precipitación y (b) temperatura medias anuales en la cuenca de estudio, en el periodo 2015-2060, bajo el escenario SSP5-8.5.	32
5.8.	Ciclos mensuales de precipitación (izquierda) y temperatura (derecha) para el período histórico (1980-2016), el futuro cercano (2015-2039) y el futuro lejano (2040-2060), bajo el escenario SSP5-8.5, en la cuenca del Estero Yerba Loca.	32
5.9.	Serie de fSCA (arriba) y caudal (abajo) observado y simulado por CRHM, para los periodos de calentamiento, de calibración, y validación, junto a los índices KGE y NSE, en la cuenca del Estero Yerba Loca.	33
5.10.	Curvas de duración del caudal observado y simulado para los periodos de calibración y validación, en la cuenca del Estero Yerba Loca.	34
5.11.	KGE por año hidrológico y splitKGE del caudal simulado, para los periodos de validación y de calibración, en la cuenca de estudio.	34
5.12.	Comparación balances de masa observados y simulados para (a) algunos glaciares de la cuenca entre abril 2014 y marzo 2015, y (b) el glaciar Paloma Este en diferentes periodos desde el año 2000.	35
5.13.	Contribución media mensual total al agua disponible del derretimiento glaciar, derretimiento nival y precipitación líquida, simulados a partir de CRHM en el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.	36
5.14.	Contribución total al agua disponible del derretimiento glaciar, derretimiento nival y precipitación líquida a escala anual, simulados a partir de CRHM en el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.	37
5.15.	Gráficos de dispersión entre los aportes de las tres componentes y el caudal medio anual, junto al coeficiente de correlación de Spearman y el p-valor asociado.	38
5.16.	Aporte de glaciares cubiertos y descubiertos al derretimiento total glaciar anual simulado, entre 1980 y 2016.	38
5.17.	Variación del volumen glaciar total de la cuenca simulado, entre el año 2000 y 2016.	39
5.18.	Caudal medio anual simulado a partir de las series de forzantes futuras (líneas grises), su promedio anual (línea azul), y el promedio del periodo histórico (línea punteada morada), entre 2016 y 2060.	39
5.19.	Curvas de variación estacional del caudal simulado a partir de las series de forzantes en base a GCMs (líneas grises), de su promedio (línea azul), y del periodo histórico simulado (línea roja), para (a) el periodo histórico, (b) el futuro cercano y (c) el futuro lejano.	40
5.20.	Curvas de variación estacional del derretimiento nival y glaciar para los periodos de futuro cercano y lejano, su promedio, y el promedio histórico.	41
5.21.	Aporte futuro de glaciares cubiertos y descubiertos al derretimiento total glaciar anual simulado, para el promedio de las simulaciones realizadas.	42
5.22.	(a) Volúmenes glaciares simulados para el periodo 2000-2060, diferenciando (b) los glaciares descubiertos de (c) los glaciares cubiertos.	42
A.1.	Coeficientes horarios mensuales obtenidos a partir del reanálisis ERA5 para la temperatura y la precipitación, del explorador eólico para el viento, y de las observaciones para la humedad relativa.	57
B.1.	Forzantes históricas anuales a escala de cuenca, entre 1980 y 2016.	58
C.1.	Ciclos mensuales de los GCMs en estudio para el periodo histórico, comparados a los ciclos mensuales obtenidas de las forzantes generadas, previos al escalamiento.	59

C.2.	Ciclos mensuales adimensionales de los GCMs en estudio para el periodo histórico, comparados a los ciclos obtenidos de las forzantes generadas, previo al escalamiento.	60
E.1.	Caudal simulado y observado en el periodo 1980-2016, con los índices calculados para todo el periodo.	65

1. Introducción

1.1. Motivación

El cambio climático, y en particular la megasequía que afecta a Chile central desde el 2010 (Garreaud et al., 2020) genera la imperiosa necesidad de estudiar en profundidad los almacenamientos de agua fresca de la zona. Estos almacenamientos pueden tratarse, entre otros, de glaciares ubicados en la zona cordillerana de la zona centro del país, cuyo derretimiento corresponde a una importante fuente de abastecimiento de agua durante los meses de verano.

Los glaciares son sistemas complejos, y difíciles de monitorear dada su baja accesibilidad. Destaca entonces la importancia y necesidad de desarrollar e implementar diferentes metodologías que permitan analizar su estado y dinámica pasados, actuales y futuros.

Existen distintos estudios donde se caracterizan y modelan los glaciares montañosos de los Andes centrales. Ragettli y Pellicciotti (2012) implementaron un modelo hidrológico de base física, distribuido espacialmente, en una cuenca glaciar en Chile Central. El modelo permitió reproducir de manera precisa los procesos de derretimiento de hielo y nieve, pudiendo determinar la escorrentía generada y la contribución de esta a la escorrentía de la cuenca. Por otra parte, Pellicciotti (2014) comparó la implementación de un modelo físico de ablación glaciar con la implementación de modelos empíricos en el glaciar Juncal Norte, Región de Valparaíso, realizando proyecciones futuras bajo diferentes escenarios de cambio climático. Los resultados obtenidos no permitían determinar qué modelo reproducía los procesos de manera más precisa. Además, se concluye sobre la importancia de considerar un conjunto de escenarios climáticos futuros y su variabilidad para realizar proyecciones de comportamiento hidro-glaciológico. Segovia y Videla (2017) realizaron una caracterización glaciológica de Chile, con el objetivo de determinar el número de glaciares, su clasificación, su superficie y su equivalente en agua a lo largo de todo Chile.

A pesar de los esfuerzos realizados, los autores concuerdan en que son necesarios mayores estudios sobre la implementación de modelos hidro-glaciológicos en cuencas de Chile Central, para poder determinar de manera precisa el estado y la dinámica glaciar, y su importancia en la escorrentía de las cuencas.

La cuenca del estero Yerba Loca es una cuenca cordillerana con presencia de glaciares, teniendo un 6,2% de su área cubierta por estos. Se ubica en las cercanías de Santiago, en la Región Metropolitana de Chile, constituye parte del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, y es próxima a actividad minera; por una parte, la mina Los Bronces, de Anglo American, y la mina Andina de Codelco. El estero descarga en el río San Francisco, afluente del río Mapocho, y juega un rol importante en el ámbito ecológico y en abastecimiento de agua, por lo que es de alto interés estudiar los procesos que ocurren en la cuenca. La motivación de este trabajo es implementar un modelo hidro-glaciológico de base física que permita estimar la dinámica actual y futura de los glaciares de la cuenca, bajo modelos de cambio climático del proyecto CMIP6 en el escenario SSP5-8.5.

1.2. Objetivos

El objetivo principal es estudiar la dinámica de los glaciares de la cuenca de Yerba Loca, su influencia en la hidrología de la cuenca, y su respuesta frente a un escenario futuro de cambio climático en el periodo 2016-2060, mediante la implementación de un modelo distribuido de base física.

Los objetivos específicos son:

1. Determinar el balance de masa actualizado de los glaciares de la cuenca de estudio, así como su dinámica del área glaciar entre 1980 y 2016.
2. Estudiar el aporte glacial a la hidrología de la cuenca, caracterizándolo estacionalmente, así como su variación interanual.
3. Estimar cambios futuros en el sistema hidrológico mediante el uso de modelos de circulación global del proyecto CMIP6 en el escenario SSP5-8.5..

1.3. Estructura

El presente documento consta de siete secciones. La segunda sección contiene la revisión bibliográfica sobre el tema de estudio, en la cual se definen conceptos generales sobre glaciares, cambio climático y modelación hidrológica, para después hacer una revisión sobre los estudios hidro-glaciológicos en los Andes centrales y una descripción del modelo hidrológico a implementar. Finalmente, se plantean la síntesis de la revisión bibliográfica, y la hipótesis del trabajo.

A continuación, se presenta la zona de estudio, sus antecedentes generales y una caracterización de la hidroclimatología y de su glaciología. La cuarta sección consta de la metodología a seguir: la generación de forzantes meteorológicas, la construcción del modelo hidrológico a implementar, y el esquema de análisis de cambio climático e impactos en la hidrología.

Los resultados, que corresponden a la quinta sección, muestran las forzantes meteorológicas generadas y su evaluación, la calibración y validación del modelo implementado, y el análisis de la influencia de los glaciares en la hidrología de la cuenca para el periodo histórico y el periodo futuro. Sigue la sección seis, en donde se discuten los resultados obtenidos en la sección anterior, para luego, en la séptima sección, presentar las principales conclusiones del trabajo realizado.

2. Revisión de antecedentes

Frente a la importancia de los glaciares en la hidrología de las cuencas de Chile central, y en el contexto de cambio climático, cuyas proyecciones muestran un aumento de temperaturas y una disminución de las precipitaciones (e.g. Falvey y Garreaud, 2009; Bozkurt et al., 2018) es necesario entender los procesos de las cuencas glaciares, sus condiciones y variaciones en el pasado, así como un análisis de su respuesta en el futuro.

El objetivo de esta sección es, por una parte, definir conceptos generales de los glaciares y su caracterización en Chile. Por otra parte, se revisan estudios realizados en los Andes centrales, y en particular en la zona cordillerana de la Región Metropolitana, sobre las tendencias climáticas en la zona, así como los estudios glaciológicos enmarcados en este contexto. Finalmente, se estudian modelos hidrológicos y glaciológicos.

2.1. Conceptos generales

2.1.1. Definición de glaciares

No existe un consenso general de la definición de glaciar. Por una parte, se pueden definir como “toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualesquiera que sean sus dimensiones y sus formas” (Lliboutry, 1956). Además, la Comisión Nacional del Medio Ambiente (2009) agrega a esta definición que “pueden presentar flujo por deformación, deslizamiento basal y/o deslizamiento de sedimentos subglaciales”.

Por otra parte, los glaciares pueden definirse como una masa de hielo permanente sobre tierra formada por la compresión de nieve, que presenta flujos históricos y en el presente y que están limitados por el estrés interno y por el roce con el terreno (IPCC, 2013). Su formación y conservación se debe a “la acumulación de nieve en grandes altitudes, compensada por la fusión en altitudes bajas y por la descarga vertida al mar” (IPCC, 2013).

Los glaciares se dividen altimétricamente por la "Línea de Equilibrio Altitudinal"(ELA, o Línea de Equilibrio), como se observa en la Figura 2.1. Desde las nacientes del glaciar hasta la ELA se encuentra la zona de acumulación, dentro de la cual el glaciar gana masa durante el año hidrológico. Por otra parte, desde la ELA hasta el frente del glaciar se desarrolla la zona de ablación, en donde existe pérdida de masa durante el mismo periodo. La ELA representa entonces la línea en donde el balance de masa neto es igual a cero.

La acumulación en los glaciares se genera principalmente por la precipitación de nieve en su superficie. Los aportes de nieve a la superficie glaciar pueden producirse también mediante transporte gravitacional, como avalanchas, o mediante el transporte de nieve por viento. Finalmente, la acumulación de masa puede producirse por precipitación líquida, en glaciares de baja temperatura. La ablación puede producirse por derretimiento, sublimación, transporte gravitacional y desprendimientos de bloques de hielo. Los procesos que generan acumulación y ablación de glaciares dependen de características topográficas, morfológicas y climáticas, y por lo tanto su importancia varía de manera importante entre diferentes zonas y glaciares.

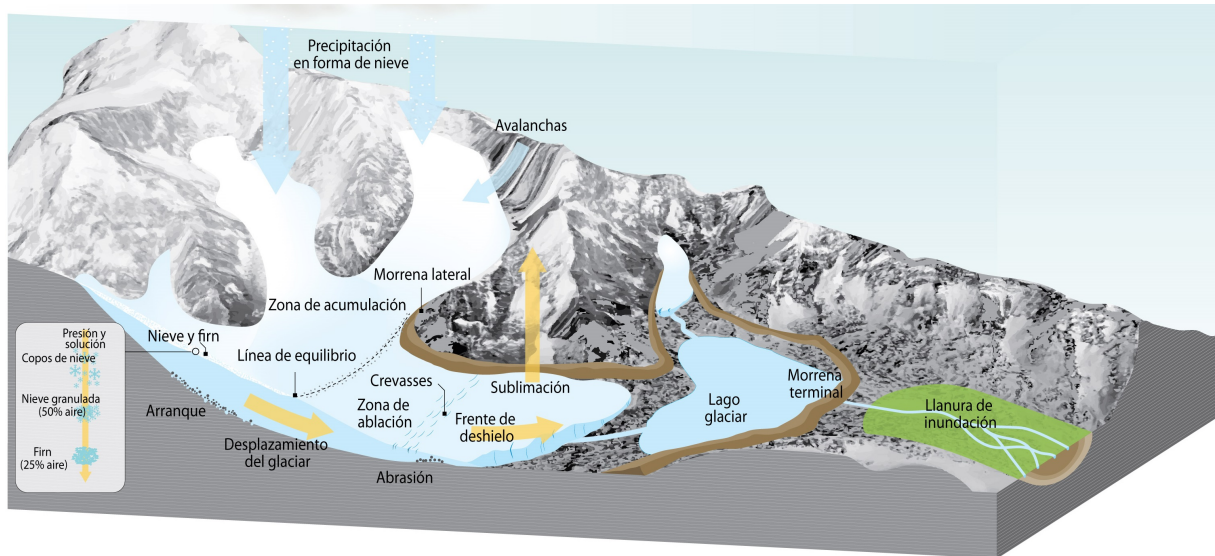


Figura 2.1: Principales procesos del balance de masa de un glaciar (Fuente: Schoolmeester, et al, 2018).

2.1.2. Clasificación de glaciares

Los glaciares pueden clasificarse bajo diferentes criterios: su morfología, su cobertura, su zona de acumulación, su tipo de frente o su temperatura. A continuación, se presenta la categorización utilizada para el Inventario Nacional de Glaciares, basada en el primer criterio mencionado (DGA-CECS, 2009).

- Glaciarete: glaciares pequeños, ubicados en laderas de montañas, zonas con sombra, depresiones, entre otras. Son muy inestables, y tienden a reducirse o desaparecer frente a sequías.
- Glaciar de montaña: glaciares ubicados en la zona alta de la cordillera. No tiene una forma definida, y la evacuación es a través de una lengua pequeña.
- Glaciar de valle: : glaciares con una o más zonas de acumulación, ubicados en subcuencas que confluyen en un valle. El glaciar no tiene lenguas de derrame.
- Glaciar efluente o campo de hielo: grandes superficies de hielo, en una planicie y las zonas en altitud que lo rodean. El hielo es evacuado en lenguas efluentes, que siguen la topografía.
- Glaciar rocoso: cuerpos compuestos de hielo y roca, pudiendo ser más de 50% de roca. El flujo es más lento que el de otros glaciares. Usualmente, está cubierto de material morrénico o rocoso, por lo tanto, es de colores oscuros.

2.1.3. Caracterización de glaciares en Chile

Baracaza et al. (2017) generaron un inventario de glaciares en Chile, incluyendo los glaciares rocosos, utilizando imágenes Landsat TM/ETM+, entre los años 2000 y 2003, utilizando un procedimiento de detección de glaciares semi-automático. El área glaciar de Chile es de casi 24.000 km^2 , compuesta por diferentes tipos de glaciares, como se muestra en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Número de glaciares y su superficie según clasificación morfológica en Chile.

Clasificación Morfológica	N° glaciares	Superficie (km^2)
Glaciarete	12.597	446
Glaciar de montaña	8.019	6.618
Glaciar rocoso	2.831	370
Efluente campo de hielo	366	13.851
Glaciar de Valle	301	2.357

Los glaciares en Chile se distribuyen principalmente en las regiones de Aysén y Magallanes, en la Patagonia (Baracaza et al. 2017). Sin embargo, en la Zona Centro, entre el río Aconcagua y el río Maule, existen 2.615 glaciares, que representan una superficie de $854,7 km^2$. En específico, en la cuenca del estero Yerba Loca, el área glaciar es de cerca del 6% de la superficie total de la cuenca. A pesar de la importante presencia de glaciares en el territorio nacional, las observaciones en terreno de estos sistemas son escasas (Ayala et al. 2017).

2.1.4. Variabilidad y cambio climático

En la zona de los Andes centrales, en el norte y centro de Chile (17° - 37° S), a la altura de los valles y la cordillera, se evidencia un aumento de temperatura durante el periodo 1979-2000, de aproximadamente $0,25^{\circ}C$ por década (Falvey y Garreaud, 2009). Por otro lado, durante el periodo 1979-2014, se ha registrado una disminución de las precipitaciones ($-7,1\%$ por década) en Chile central (30° - 40° S), explicada principalmente por la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés), y en menor medida por otras fuentes de variabilidad climática natural y por el efecto antropogénico (Boisier et al. 2016).

En específico, desde el año 2010 en Chile central se ha desarrollado la megasequía, un fenómeno caracterizado por una sucesión de años secos, con un déficit de precipitaciones de entre 20 y 40% (Garreaud et al. 2020). Este evento de sequía es el más largo registrado, y abarca una zona amplia (30° - 37° S), en donde ha tenido impactos importantes en la disponibilidad de los recursos hídricos. Las causas se atribuyen a la variabilidad natural y a forzantes antropogénicas. A pesar de que la situación puede revertirse naturalmente en las próximas décadas, se espera que la componente antropogénica siga provocando condiciones secas en Chile central durante el resto del siglo XXI (Garreaud et al. 2020).

Para entender y estudiar el cambio climático, se generan escenarios futuros que describen la evolución de diferentes variables. Por una parte, el IPCC produce las trayectorias de concentración representativas (RCP, por sus siglas en inglés, van Vuuren et al., 2011a), que son conformadas por cuatro trayectorias definidas por el uso de suelo y las emisiones y concentraciones atmosféricas de gases de efecto invernadero, durante en el siglo XXI. Las cuatro trayectorias corresponden a: un escenario de mitigación estricto (RCP2,6); dos escenarios intermedios (RCP4,5 y RCP6,0); y un escenario con alto nivel de emisiones de gases de efecto invernadero (RCP8,5) (IPCC, 2013). Por otra parte, Riahi et al. (2016) generaron nuevos escenarios, asociados a trayectorias socioeconómicas compartidas (SSP, por sus siglas en inglés), que corresponden a cinco narrativas que definen el uso de energía, uso de suelo, y las emisiones de gases de efecto invernadero. Las SSP se diferencian por sus niveles de mitigación y de adaptación al cambio climático, donde SSP1 es el más optimista,

y SSP5 el más pesimista.

A partir de los escenarios futuros, el Proyecto Internacional de Intercomparación de Modelos (CMIP) genera conjuntos de proyecciones climáticas, que describen variables como temperatura y precipitación. La quinta fase de CMIP, CMIP5, estuvo basada en los escenarios RCP, mientras que las proyecciones climáticas CMIP6 se basan en una combinación entre los escenarios RCP y SSP. En la Figura 2.2 se muestran las trayectorias proyectadas de la emisión de dióxido de carbono, bajo diferentes escenarios considerados en CMIP6. En la Figura 2.3 se observan las trayectorias de las anomalías de temperatura superficial global, en relación al período 1850-1900, resultantes de la combinación de modelos del CMIP6 para diferentes escenarios futuros. Todas las trayectorias son ascendentes, sin embargo, esta tendencia no es uniforme en todo el planeta.

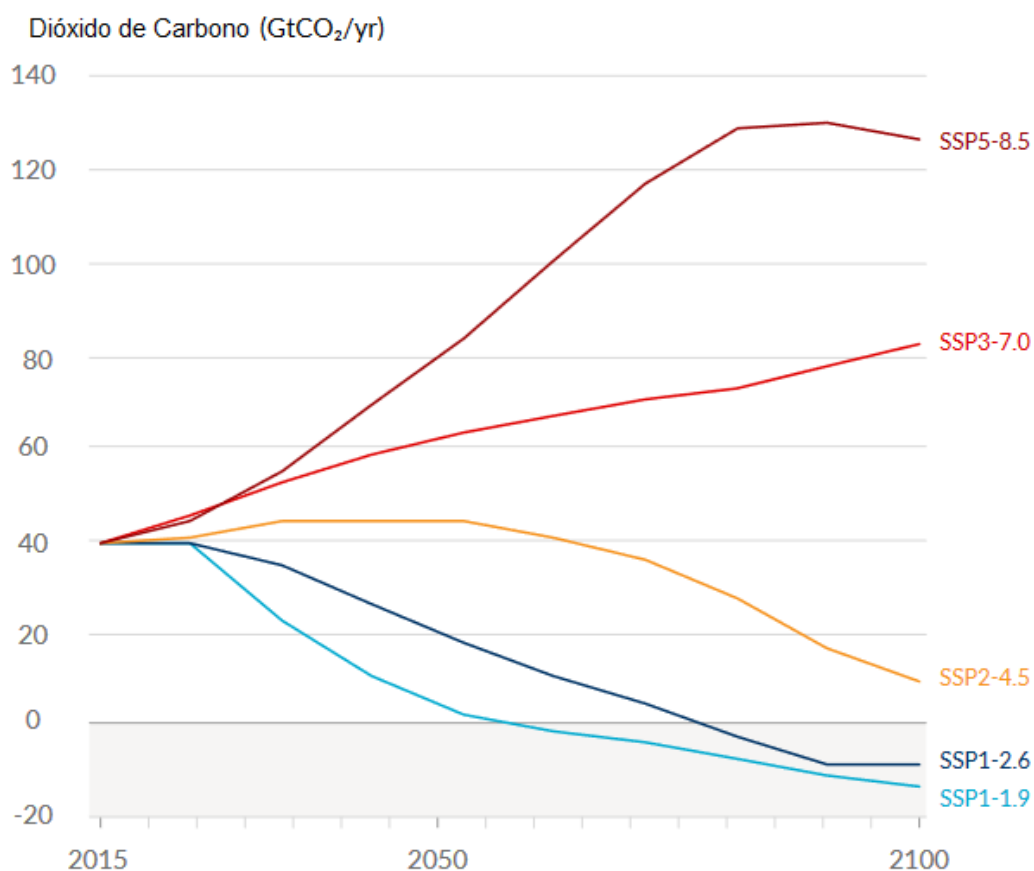


Figura 2.2: Trayectorias proyectadas de la emisión de dióxido de carbono, según los escenarios de CMIP6 (Adaptado de IPCC, 2021).

En particular, Bozkurt et al. (2018) estudiaron las variaciones de temperatura y precipitación bajo los escenarios RCP2,6 y RCP8,5 en Chile Central, utilizando los modelos de CMIP5, obteniendo un aumento medio de 3,5°C de temperatura y una disminución de 30% en las precipitaciones para fines del siglo XXI, bajo el escenario más pesimista. Además, estima una disminución importante en la escorrentía y el manto nival de la zona, al igual que un aumento en la frecuencia de eventos hidroclimatológicos extremos, como por ejemplo sequías extensas.

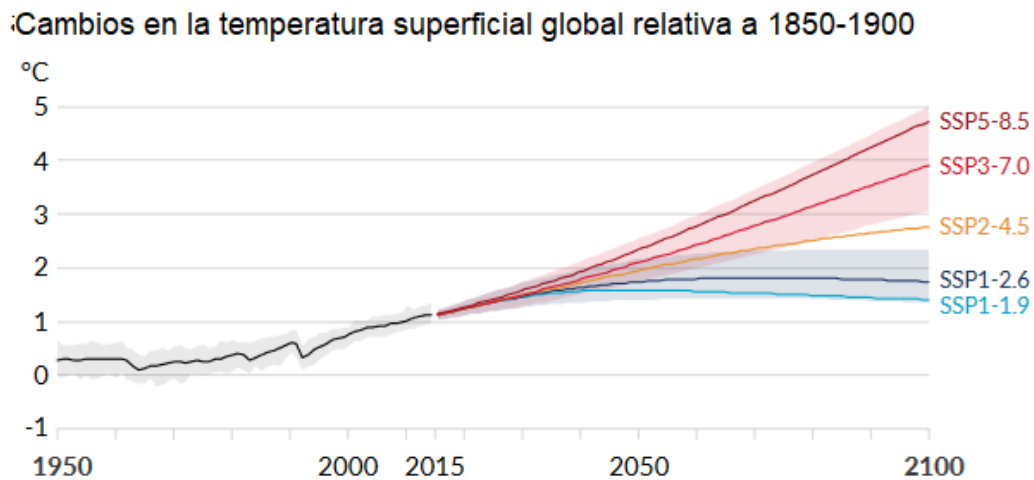


Figura 2.3: Trayectorias proyectadas de anomalías de temperatura superficial global, según los escenarios de CMIP6 (Adaptado de IPCC, 2021).

2.2. Estudios de glaciares de los Andes centrales

En las últimas décadas, las variaciones en la temperatura y la precipitación en Chile central han provocado cambios en el balance de masa de los glaciares de la cordillera de los Andes, así como en su aporte a la hidrología de zona. El impacto de las condiciones climáticas sobre los glaciares se han estudiado, principalmente, a partir de las escasas observaciones en terreno, de modelos de elevación digital, de herramientas de percepción remota y de modelos de diversa complejidad (Dussaillant, 2019).

Diversos estudios han analizado, a partir de imágenes satelitales y modelos de elevación digital, las variaciones glaciares a lo largo de Chile central. Por una parte, Malmros et al. (2016) cuantificaron el área glaciar de Los Andes centrales en Chile y Argentina, entre 1955 y 2014, a partir de fotografías aéreas, imágenes satelitales, e inventarios glaciares entre los años 1955 y 2014. Los resultados obtenidos muestran una disminución de cerca del 30% del área total glaciar de la zona. Además, a partir del estudio de seis glaciares en particular, determinan una alta variabilidad espacial de la magnitud de la disminución del área de estos, así como del tiempo de respuesta a las forzantes meteorológicas.

Por otra parte, Dussaillant et al. (2019) estudiaron la pérdida de masa glaciar a lo largo de la cordillera de Los Andes (10°N-56°S), en el periodo 2000-2018. El balance de masa realizado se basa en un método geodésico a partir de imágenes ASTER del satélite TERRA, de alta resolución espacial. Al igual que Malmros et al. (2016), el estudio determina una alta variabilidad espacial, latitudinal y longitudinalmente. La zona de los Andes centrales presenta una tasa de derretimiento menor a la zona intertropical, o a la zona patagónica. Sin embargo, la variabilidad temporal en los Andes centrales es más importante: la tasa de derretimiento de los glaciares crece de manera drástica entre la primera y segunda década del siglo XXI (Figura 2.4). Dussaillant et al. (2019), por otra parte, estimaron la influencia de la pérdida de masa glaciar en la escorrentía de siete grandes cuencas de Sudamérica, entre ellas la cuenca del río Maipo y del río Aconcagua, próximas a la cuenca del Estero Yerba Loca. Esta estimación se realiza a partir de la escorrentía total de las cuencas y las variaciones observadas en los glaciares. En las dos cuencas chilenas, la escorrentía

disminuye de manera considerable (entre un 28 y 46 %) desde el 2009, y la pérdida de masa glaciar aumenta, a causa de las condiciones de sequía durante este periodo. El importante derretimiento de hielo mitiga la magnitud del déficit de precipitaciones, y, probablemente, la contribución glaciar tuvo mayor importancia durante la época estival en la década del 2010.

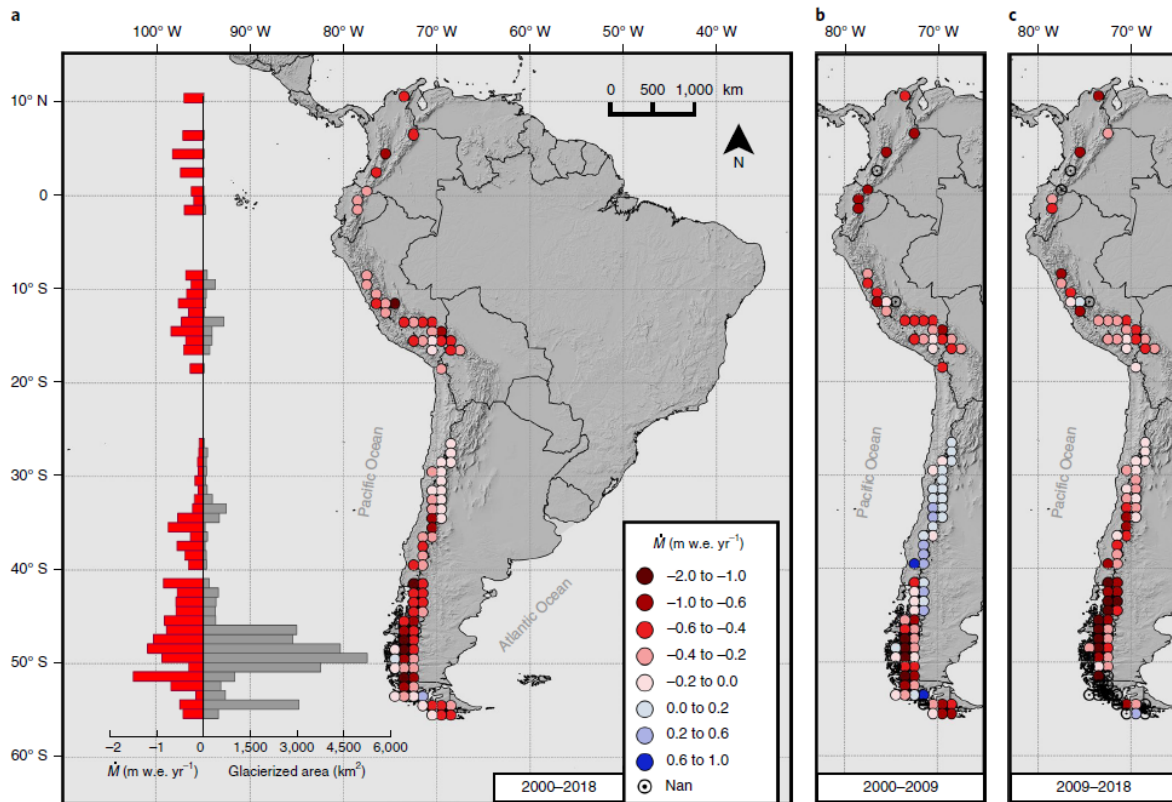


Figura 2.4: Balance de masa de glaciares a lo largo de los Andes entre (a) marzo del 2000 a abril del 2018, (b) enero del 2000 a marzo del 2009 y (c) enero del 2009 a abril del 2018 (Fuente: Dusallant et al., 2019).

Finalmente, Farías-Barahona et al. (2020) realizaron una estimación de las variaciones de elevación y masa de los glaciares en la cuenca del río Maipo, en la Región Metropolitana, para el periodo 1955-2015, utilizando mapas topográficos y modelos de elevación digital. Al igual que los estudios anteriores, determinaron un balance de masa negativo en toda la región, con pérdidas de aproximadamente 0,4 m.a.eq. por año, y una aceleración del adelgazamiento de los glaciares a partir del año 2010, coincidente con la megasequía.

A pesar de que estos estudios han contribuido al entendimiento de los cambios pasados de las cuencas glaciares, presentan limitaciones. Primero, el análisis de las variaciones no se realiza en una línea continua de tiempo, si no entre fechas puntuales. En segundo lugar, sólo permiten reconstruir variaciones pasadas, y los datos obtenidos no son extrapolables para realizar proyecciones futuras confiables.

Frente a estas limitaciones, se han implementado diferentes modelos hidro-glaciológicos, con diversas filosofías de modelación en la zona central de Chile, a pesar de ser más escasos que los estudios basados en percepción remota.

Pellicciotti et al. (2013) implementaron un modelo hidro-glaciológico distribuido y de balance de masa, EB (Carenzo, 2012), y un modelo más simple y conceptual, ETI (Pellicciotti et al., 2005)), en base de un índice de temperatura, en el glaciar Juncal Norte, en la región de Valparaíso. No concluyen sobre qué tipo de modelo es más apropiado ni confiable para estudios glaciares; sin embargo, destacan importantes diferencias en los resultados obtenidos por los modelos en zonas de gran elevación, y sobre la importancia de realizar más observaciones en glaciar. Además, se analiza la incertidumbre asociada a los escenarios futuros de cambio climático en la modelación de la respuesta de los glaciares, resultando en una magnitud importante.

Marcoleta (2019) implementó un modelo distribuido de base física en la cuenca del Estero Yerba Loca, obteniendo resultados robustos para la calibración ($NSE=0,58$ y $R^2=0,59$), pero con una disminución del desempeño para la validación ($NSE=0,19$ y $R^2=0,24$). A partir del modelo, se estima el aporte glaciar a la escorrentía total de la cuenca, resultando en un 6% en promedio, y hasta un 20% en años secos. Finalmente, el estudio determina que los glaciares son más sensibles a cambios en la temperatura, mientras que el flujo superficial en la cuenca es más sensible a cambios en la precipitación.

Ayala et al. (2020), por su parte, estudió la escorrentía glaciar en la cuenca del río Maipo en el periodo 1955-2016, a partir de un modelo de base física y distribuido, con una resolución temporal diaria. Siguiendo la tendencia de los estudios anteriores, los glaciares, en general, muestran una disminución de un quinto en su volumen en el periodo de estudio. Estudiando el aporte del derretimiento glaciar a la cuenca, se determina que este tiene una mayor importancia durante los meses de verano, y durante los años secos. Por otra parte, el aporte glaciar a la escorrentía de la cuenca simulado muestra una gran variabilidad, llegando a ser desde el 10% al 90% de la escorrentía anual. Destaca además la gran importancia del derretimiento nival, que domina la hidrología de la cuenca con un 60% en promedio del aporte a la escorrentía anual. Frente a estos resultados, se concluye sobre la reducción de la capacidad de mitigación de sequías severas de la cuenca, debido a la disminución del área glaciar.

2.3. Modelación hidrológica

2.3.1. Conceptos generales

Los modelos hidrológicos son herramientas que tienen por objetivo representar los procesos físicos que suceden en una zona de estudio, como por ejemplo, la escorrentía, los flujos subterráneos, la evapotranspiración, etc. Permiten, por una parte, reproducir comportamientos pasados de una cuenca, y por otra parte, realizar pronósticos y proyecciones hidrológicas, a distintas escalas temporales. Son herramientas sumamente importantes para la planificación y el manejo de los recursos hídricos, en especial en el contexto de cambio climático y sus crecientes efectos sobre la disponibilidad y el uso del agua en el mundo. Los modelos hidrológicos se dividen en distintos tipos, según diferentes clasificaciones (Hrachowitz y Clark, 2017). Las clasificaciones más típicas son según la simplificación espacial y la conceptualización del sistema.

En cuanto a la simplificación espacial, existen modelos concentrados y distribuidos. Los modelos concentrados representan el dominio del modelo como una sola entidad, con características homogéneas. Los modelos distribuidos, por el contrario, utilizan representaciones explícitas de la

heterogeneidad dentro del dominio espacial. Esto se puede realizar variando los parámetros dentro del dominio, variando las forzantes meteorológicas, o combinando ambas variaciones. Finalmente, existen los modelos semi-distribuidos, en donde el dominio de estudio está sub-dividido en entidades que presentan características similares.

Por otro lado, en relación a la simplificación del sistema, los modelos se dividen principalmente en modelos conceptuales y de base física. Los modelos conceptuales se basan en una descripción a macro escala del sistema hidrológico, con representaciones abstractas de los procesos ocurrientes. Utilizan parametrizaciones simples de los flujos, y reproducen pocos procesos hidrológicos y termodinámicos explícitamente. Los modelos de base física, en cambio, buscan representar explícitamente el mayor número de procesos físicos posibles. Para esto, es necesario tener conocimiento sobre los parámetros del modelo, sus condiciones de borde, las variables de estado y los flujos. Es decir, para la implementación de modelos de base física es necesaria una gran cantidad de observaciones e información de la zona de estudio.

2.3.2. Modelo CRHM

El modelo hidrológico Cold Regions Hydrological Model (CRHM, Pomeroy et al., 2007) es un modelo de base física y semi-distribuido, desarrollado por la Universidad de Saskatchewan, Canadá. CRHM es un modelo modular, que permite seleccionar diferentes procesos hidrológicos que se adapten a la zona de estudio. Está basado en unidades de respuesta hidrológicas (URH), definidas como una unidad espacial que tiene características físicas similares, como lo son la elevación, la orientación, la cobertura de suelo, entre otras. Dentro de cada URH, se realiza un único balance de masa y de energía, a partir de un set exclusivo de parámetros y variables. CRHM permite modelar múltiples procesos, tales como balance de masa y energía del manto nival y glaciares, redistribución de la nieve por viento, interceptación, infiltración, y está en constante actualización. El modelo ha sido implementado principalmente en Canadá, como también en los Píreneos (López-Moreno et al., 2012), en los Alpes (Weber et al., 2016), en el Ártico (Krogh y Pomeroy, 2019), entre otros. En particular, en Chile ha sido utilizado en la zona Norte (Jara, 2017; Vásquez, 2018), en la zona Central (Videla, 2013; Comte, 2017; Dionizis, 2018; Marcoleta, 2019), y en la zona Sur (Krögh, 2012).

2.3.3. Modelación glaciar

Pranadhanga (2020) incorpora diversos procesos al modelo CRHM con el objetivo de adaptarlo a la modelación de cuencas glaciares de montaña, con la creación de nuevos módulos.

El transporte de nieve por gravedad, es decir, las avalanchas, están descritas en el módulo *SWESlope*, basado en Bernhardt y Schulz (2010). La ocurrencia de avalanchas está determinado por la excendencia de un ángulo de pendiente mínimo (S_m) y de una profundidad mínima de almacenamiento de nieve (H_d). Se utilizan valores de 50 mm y 25°, respectivamente. Para pendientes mayores a S_m , la profundidad de almacenamiento de nieve decrece exponencialmente según la siguiente expresión:

$$H_d = 3178,4 \cdot S_m^{-2} \quad (2.1)$$

El balance de energía de los glaciares consiste en dos algoritmos diferentes, separando la capa de nieve de las capas de neviza (nieve compactada) y hielo. El balance energético de la nieve es realizado por el módulo *Snobal* (Marks et al., 1998, Marks et al., 1999), en donde se consideran dos capas de nieve (Figura 2.5).

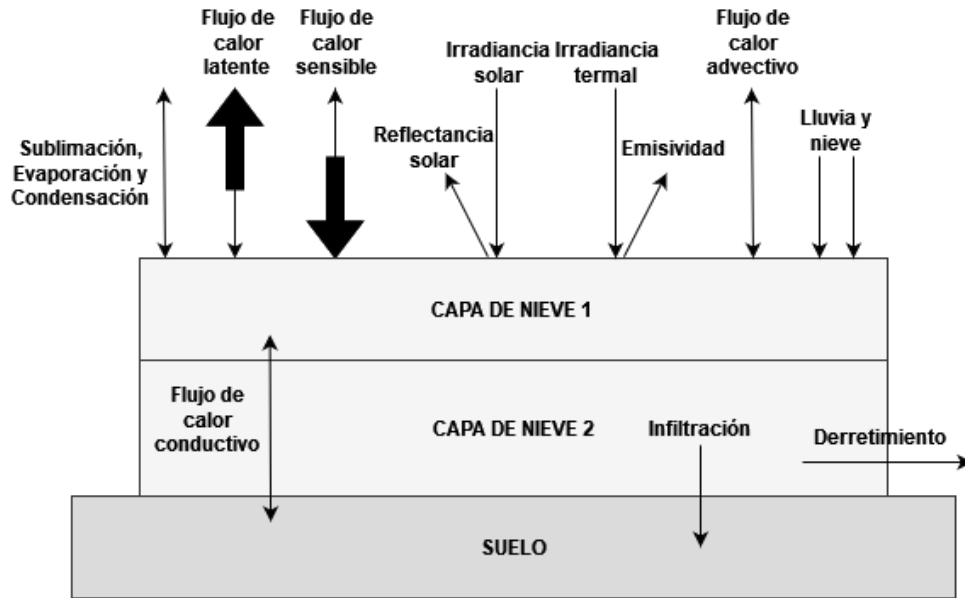


Figura 2.5: Diagrama conceptual del balance de *Snobal*. Adaptado de Marks et al. (1999).

La neviza y el hielo son modelados por el módulo *glacier* (Figura 2.6). La neviza es separada en tres capas, y su densidad y cambios de elevación son calculadas según Herron y Langway (1980).

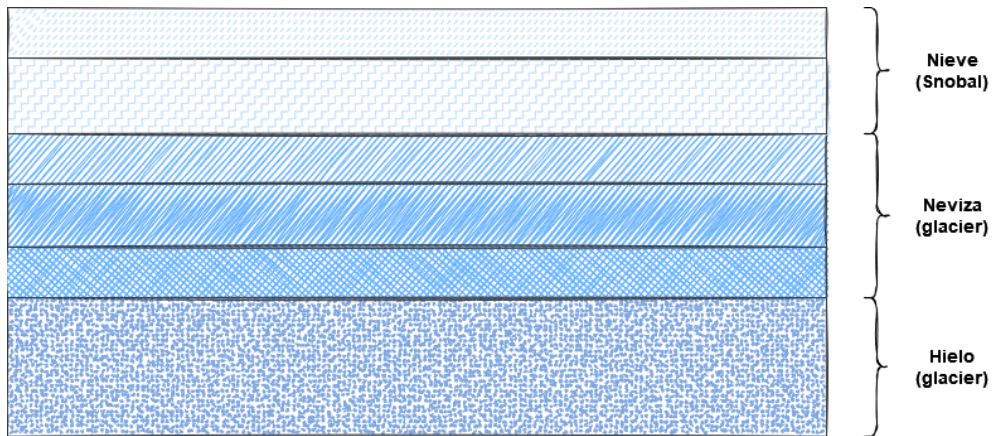


Figura 2.6: Diagrama conceptual del modelo glaciar de CRHM. Adaptado de Anderson (2017)

El balance de energía de la nieve, la neviza y el hielo en glaciares cubiertos se calcula como la suma de los flujos energéticos radiativos, turbulentos, advectivos y conductivos:

$$Q_M = Q_n + Q_h + Q_e + Q_p + Q_g - \frac{dU}{dt} \quad (2.2)$$

En donde:

- Q_M (W/m^2): Energía disponible para el derretimiento.
- Q_n (W/m^2): Radiación neta.
- Q_h (W/m^2): Flujo de energía de calor sensible.
- Q_e (W/m^2): Flujo de energía de calor latente.
- Q_p (W/m^2): Flujo de energía advectiva por precipitación.
- Q_g (W/m^2): Flujo de energía por conducción.
- $\frac{dU}{dt}$ (W/m^2): Variación de energía interna.

El flujo de energía por conducción Q_g se supone despreciable en comparación a los demás flujos, por lo que se iguala a cero. Se supone además que la neviza y el hielo son isotérmicos, por que las variaciones de energía interna del sistema corresponden a energía disponible para el derretimiento. El balance energético simplificado queda entonces como:

$$Q_M = Q_n + Q_h + Q_e + Q_p \quad (2.3)$$

El flujo de energía asociado a la precipitación es:

$$Q_p = 4,2 \cdot 10^{-3} \cdot P \cdot T_a \quad (2.4)$$

En donde:

- P ($kg\ m^{-2}h^{-1}$): Tasa de precipitación.
- T_a ($^{\circ}C$): Temperatura del aire.

Los flujos turbulentos se parametrizan según las ecuaciones (en donde las constantes tienen unidades):

$$Q_h = -0,92 + 0,076 \cdot u + 0,19 \cdot T_{max} \quad (2.5)$$

$$Q_e = 0,08 \cdot (0,18 + 0,098 \cdot u) \cdot (6,11 - HR \cdot 10) \quad (2.6)$$

En donde:

- u (m/s): Velocidad del viento.
- T_{max} ($^{\circ}C$): Temperatura diaria máxima.
- HR ($-$): Humedad relativa.

La radiación neta se calcula como:

$$Q_n = K_n + L_n \quad (2.7)$$

$$Q_n = (K_{in} - K_{out}) + (L_{in} - L_{out}) \quad (2.8)$$

$$Q_n = (1 - \alpha) \cdot K_{in} + L_{in} - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (2.9)$$

En donde:

- K_n (W/m^2): Radiación de onda corta.
- L_n (W/m^2): Radiación de onda larga.
- X_{in} (W/m^2): Radiación entrante.
- X_{out} (W/m^2): Radiación saliente.
- ε (-): Emisividad de la superficie.
- α (-): Albedo.
- σ ($W/m^2/K^4$): Constante de Stefan-Boltzmann.
- T_s (K): Temperatura superficial.

La tasa de derretimiento puede calcularse a partir de la energía disponible para derretimiento a partir de:

$$M = \frac{Q_M}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} \quad (2.10)$$

En donde:

- M (m/s): Tasa de derretimiento.
- ρ_w (kg/m^3): Densidad del agua.
- B (-): Coeficiente de calidad térmica (0,95).
- L_f (J/kg): Calor latente de fusión del hielo.

Para el caso de los glaciares cubiertos, se utiliza el modelo *Debris Enhanced Temperature Index* (DETI; Carengo et al., 2016), que considera el espesor de la capa de detritos para el cálculo del derretimiento glaciar (Eq. 2.11).

$$M = \begin{cases} TF \cdot T(i - lag_t) + SRF \cdot (1 - \alpha) \cdot K_{in}(i - lag_l) & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad (2.11)$$

En donde:

- i (h): Intervalo de tiempo.
- lag_T y lag_l (-): Parámetros de retraso.
- T ($^{\circ}C$): Temperatura.
- K_{in} ($W m^{-2}$): Radiación de onda corta incidente.
- TF ($mm h^{-1} ^{\circ}C^{-1}$): Factor de temperatura.
- SRF ($m^2 mm W^{-1} h^{-1}$): Factor de radiación de onda corta.
- T_T ($^{\circ}C$): Temperatura crítica de derretimiento.

Los parámetros utilizados son los propuestos por Carenzo (2016).

Finalmente el balance de masa glaciar se calcula a partir de los cambios del equivalente en agua de nieve (ΔSWE (mm/h)), el equivalente en agua de neviza (ΔFWE (mm/h)) y el equivalente en agua de hielo (ΔIWE (mm/h)). El balance de masa glaciar (MB (mm)) se expresa como:

$$MB = \Delta SWE + \Delta FWE + \Delta IWE \quad (2.12)$$

$$SWE = SWE_0 + P + H_{in} - H_{out} - S - M \quad (2.13)$$

$$FWE = FWE_0 + V_{in} - V_{out} - S - M \quad (2.14)$$

$$IWE = IWE_0 + V_{in} - S - M \quad (2.15)$$

En donde:

- SWE_0 , FWE_0 y IWE_0 (mm): SWE, FWE e IWE iniciales.
- P (mm/h): Precipitación.
- H_{in} y H_{out} (mm/h): Flujos horizontales de masa entrantes y salientes debido al transporte de nieve por viento y gravedad.
- V_{in} y V_{out} (mm/h): Flujos verticales de masa por la densificación de nieve y neviza.
- S (mm/h): Pérdida de masa por sublimación.
- M (mm/h): Pérdida de masa por derretimiento.

2.4. Síntesis e hipótesis

Como síntesis de la revisión bibliográfica, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- Existe una escasez de datos en las zonas glaciares del país, así como una falta de estudios sobre modelación de estos sistemas en la zona central de Chile.
- Los glaciares y la escorrentía en las cuencas glaciares dependen de manera importante de la temperatura y la precipitación, y son, por lo tanto, muy vulnerables frente a los efectos del cambio climático en los Andes centrales.
- Para estudiar estos almacenamientos de agua se deben utilizar diferentes herramientas en conjunto, tales como la percepción remota y la modelación hidro-glaciológica.
- En cuanto al estudio de la respuesta futura de los glaciares frente al cambio climático, existen numerosas fuentes de incertidumbre, como por ejemplo, las forzantes meteorológicas en los distintos escenarios.

En base a la revisión de antecedentes realizada, se puede postular la hipótesis de que los glaciares de la cuenca del Estero Yerba Loca, durante las últimas décadas, han retrocedido, y que la tasa de disminución de su área y volumen ha aumentado desde el 2010, en el contexto de megasequía de la zona. Además, se puede plantear la hipótesis de que el aporte glaciar a la cuenca mitiga los efectos del déficit de precipitaciones, sin embargo, esta capacidad de mitigación podría disminuir en el futuro.

3. Zona de estudio

3.1. Antecedentes generales

La cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco se ubica en la zona pre-cordillerana y cordillerana de la Región Metropolitana, en Chile, entre las latitudes $33^{\circ}10'S$ y $33^{\circ}20'S$, y las longitudes $70^{\circ}12'E$ y $70^{\circ}21'O$ (Figura 3.1, a partir de Aster DEM). Los glaciares considerados en el estudio corresponden al inventario de glaciares de la DGA (2015), sobre los 4000 m.s.n.m.. El área total de la cuenca es de 109 km^2 , y tiene una pendiente media de 29,6%. El rango de elevación va desde los 1350 m.s.n.m. hasta los 5400 m.s.n.m., aproximadamente, siendo 3424 m.s.n.m. la elevación media. La curva hipsométrica se presenta en la Figura 3.2, en donde se observa que cerca del 90% de la cuenca se encuentra sobre la línea de nieves (AMTC, 2018).

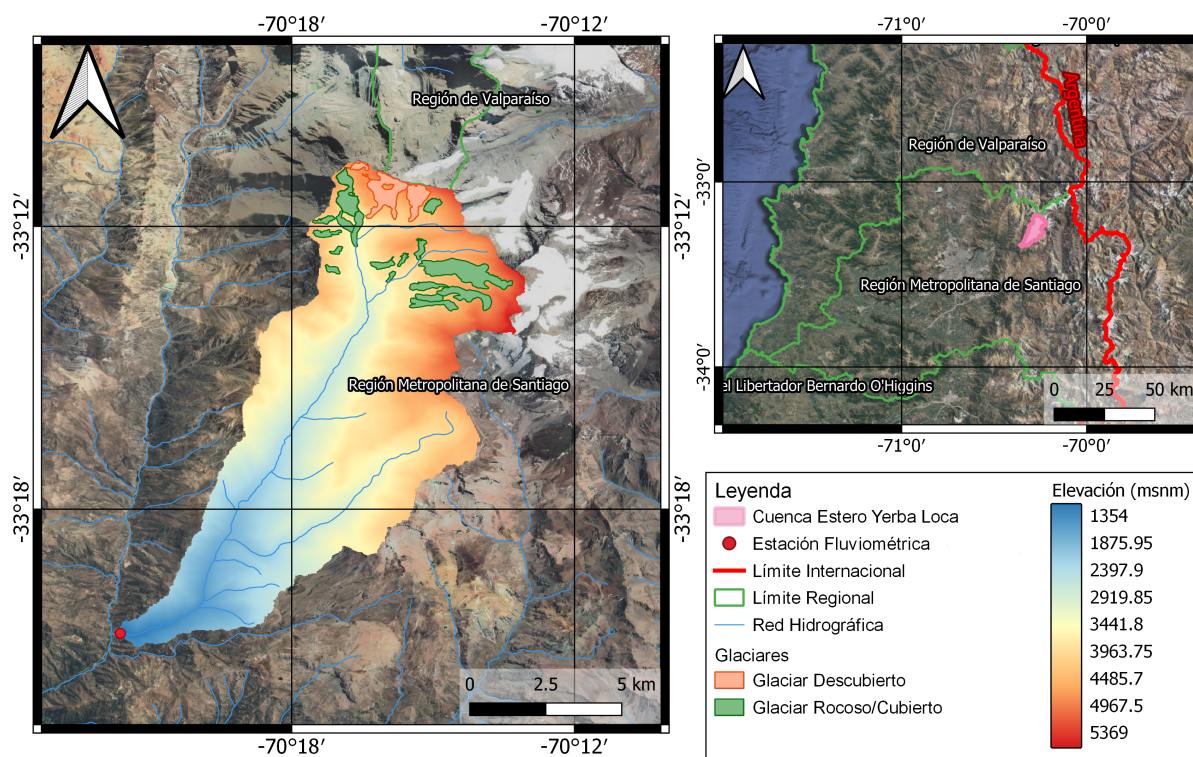


Figura 3.1: Mapa de ubicación de la cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco

La cuenca de estudio se encuentra dentro del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, que abarca 39.000 hectáreas, que fue reconocido en 1973 y es protegido por el Consejo de Monumentos Nacionales. El santuario cuenta con 34 km de senderos, de distintas dificultades.

La fauna dentro del santuario se compone de aproximadamente 80 especies de animales, con un alto grado de diversidad y endemismo. La mayor parte de estas especies habitan permanentemente el lugar, existiendo también especies migratorias. La fauna se divide principalmente en anfibios, reptiles, mamíferos y aves. Las especies de anfibios son pocas, siendo la más numerosa el sapo espinoso, caracterizado por su capacidad de soportar largas sequías. Al igual que los anfibios, existe poca diversidad de especies de reptiles, componiéndose de lagartijas y culebras. Los mamíferos presentan una mayor diversidad, existiendo especies grandes como el puma y el zorro culpeo, y

especies de roedores, como el degú y el cururo, endémicos de la zona central de Chile. Finalmente, las aves son el grupo más diverso, existiendo búhos, como el tucúquere, aves rapaces, como el águila mora y el traro cordillerano, aves carroñeras, como el cóndor, y aves pequeñas, como el minero cordillerano, el cometocino y el picaflor cordillerano (Anglo American, 2018).

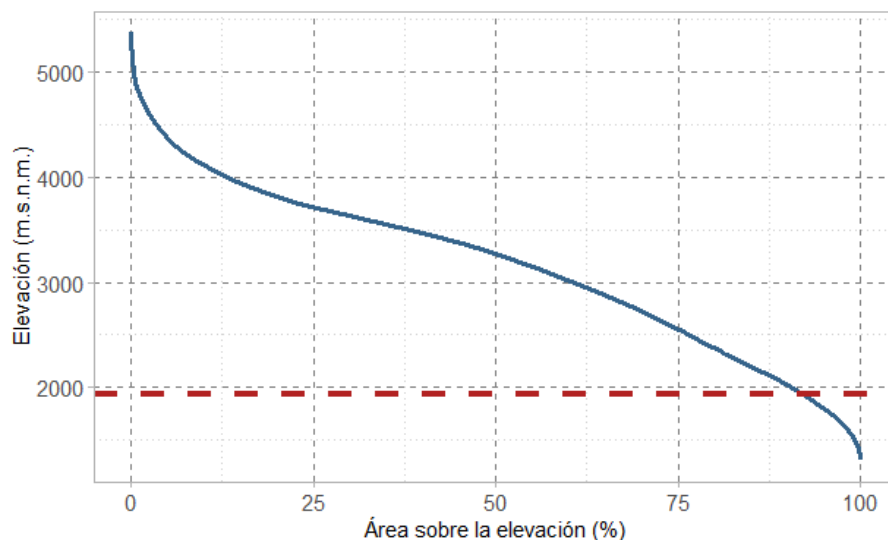


Figura 3.2: Curva hipsométrica de la cuenca de estudio. En rojo, la línea de nieves (AMTC, 2018).

La flora de la zona se divide en dos categorías: por una parte, en la zona baja y media del santuario, el matorral y bosque esclerófilo andino, compuesto por plantas leñosas de máximo 6 metros de alto, caracterizados por follaje duro y resistente a las variaciones del clima. En la zona alta del santuario, por otra parte, la vegetación corresponde a estepa altoandina, caracterizada por una baja estatura y similar a un desierto. El tipo de vegetación más común en la zona es la hierba perenne (57%), seguido de los arbustos (33%) y las hierbas anuales (10%) (Anglo American, 2018).

3.2. Hidroclimatología

La zona de estudio se caracteriza por un clima mediterráneo, estando las precipitaciones concentradas durante el invierno, entre abril y septiembre, llegando a un máximo de 100 mm mensuales en junio. La temperatura media mensual oscila entre los 10 °C aproximadamente en verano, y cerca de los -3 °C en invierno (Figura 3.3), construida a partir del producto PMG (Quezada et al., 2021).

La estación Estero Yerba Loca antes Junta San Francisco, de la DGA, se encuentra en el punto de salida de la cuenca de estudio, y presenta registros desde fines de 1986 hasta la actualidad, con un porcentaje bajo de datos faltantes. La cuenca tiene un régimen nivo-glacial, como se observa en las curvas de variación estacional (Figura 3.4). Para la probabilidad de excedencia igual a 5%, la cuenca tiene una pequeña componente pluvial. Los caudales máximos se alcanzan entre diciembre y enero, durante la temporada de deshielos. Se observa además que existe una variación importante entre los caudales máximos y mínimos. La curva de duración de los caudales medios diarios se presenta en la Figura 3.5.

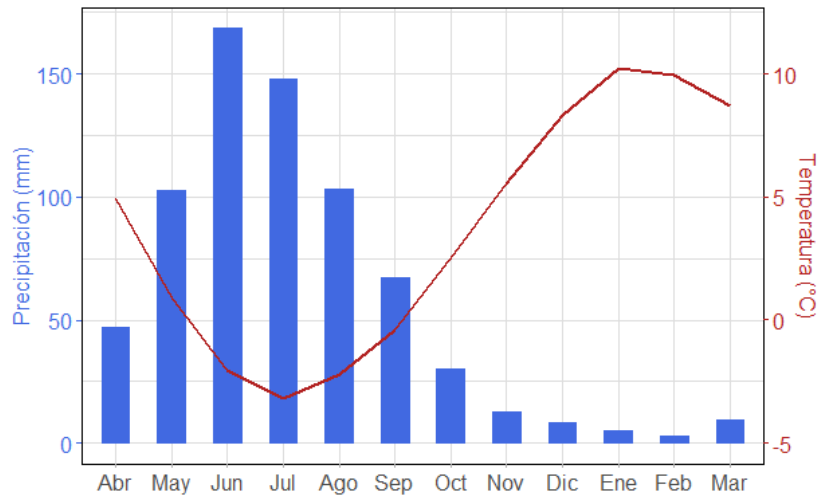


Figura 3.3: Climograma de la cuenca de estudio, en el periodo 1986-2020

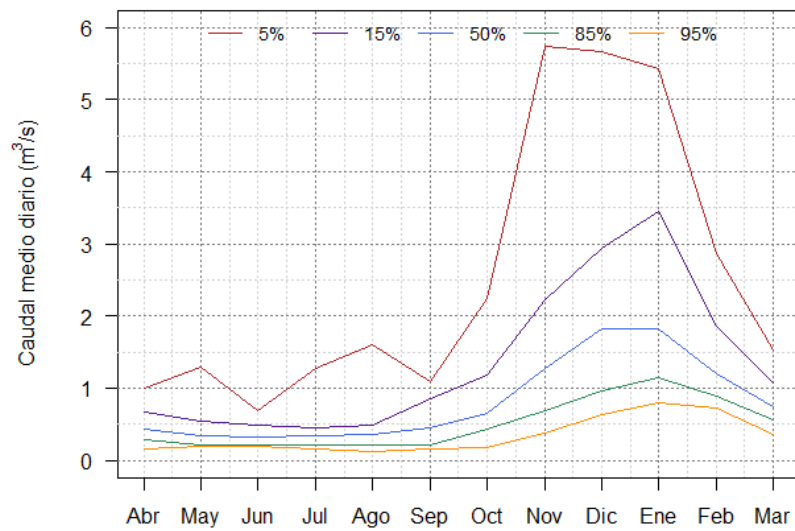


Figura 3.4: Curva de variación estacional de caudal medios mensual en la cuenca de estudio, para el periodo 1987-2019

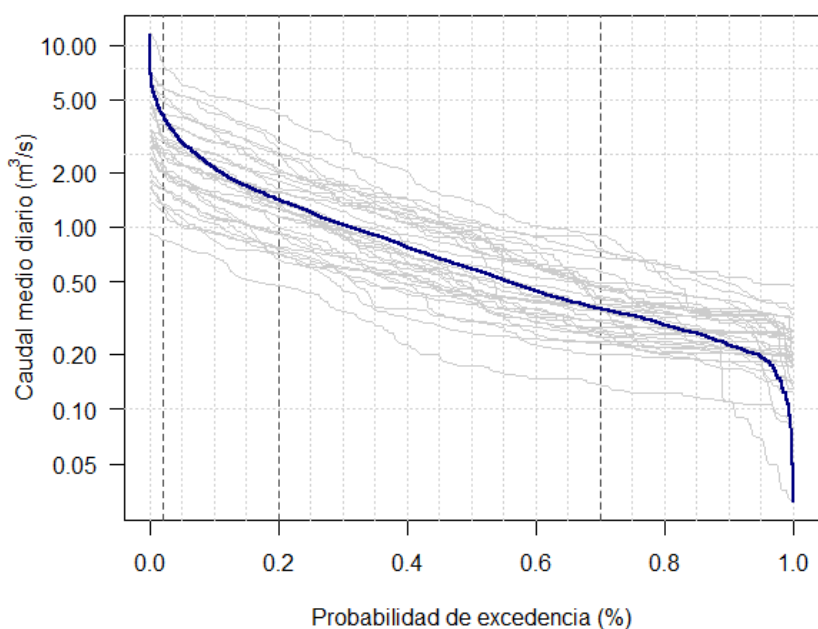


Figura 3.5: Curva de duración de caudales medios diarios en la cuenca de estudio, en el periodo abril/1986-marzo/2020. En azul el promedio del periodo, en gris cada año hidrológico.

3.3. Glaciares

La cuenca del Estero Yerba Loca está cubierta en un 6,24% de glaciares, los que se muestran en la Figura 3.6. Las características de algunos de estos glaciares se presentan en la Tabla 3.1 (Geoestudios, 2016).

Tabla 3.1: Características de glaciares estudiados dentro de la cuenca, en el año 2015 (Geoestudios, 2016).

Glaciar	Tipo	Espesor medio (m)	Volúmen de hielo ($10^6 m^3$)
Paloma Este	Descubierto	26	11,3
Paula	Descubierto	14	1,4
Paloma Oeste	Descubierto	41	47,8
Altar Sur	Cubierto	37	14,3
Del Rincón	Cubierto	33	30,4
Del Rincón Alto	Descubierto	23	2,3
Littoria	Rocoso	27	45,5
58	Rocoso	16	2,7

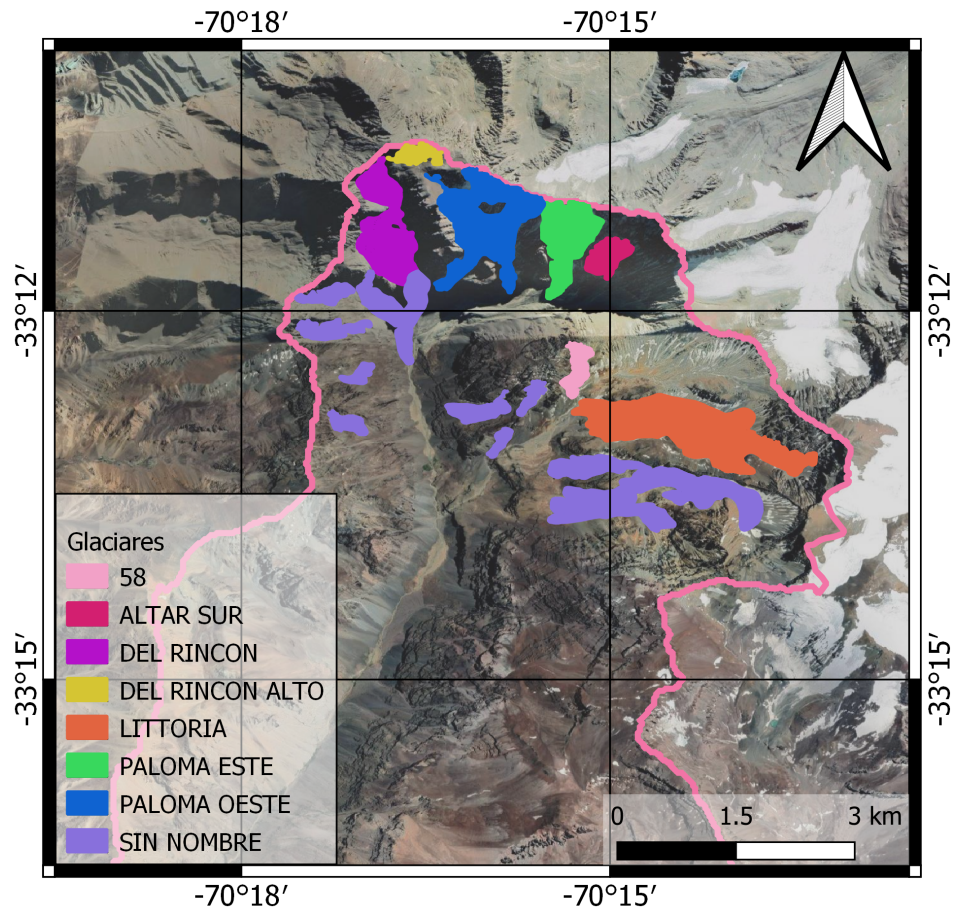


Figura 3.6: Mapa de glaciares de la cuenca del Estero Yerba Loca.

3.4. Datos disponibles

Dentro de la cuenca existen dos estaciones meteorológicas, siendo una de ellas fluviométrica: la estación Estero Yerba Loca antes junta San Francisco, y la estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal, cuyas características se presentan en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2: Elevación y periodo de registro de las estaciones SF y PC, dentro de la cuenca del Estero Yerba Loca.

Estación	Código	Elevación (m.s.n.m.)	Caudal	Temp.	Precip.	Hum. Rel.
SF	5721001	1350	1987-2021	2014-2017	2014-2017	2014-2017
PC	5721017	3250	-	2012-2020	2013-2020	2013-2020

Por otro lado, la temperatura y la precipitación distribuidas en la zona de estudio se obtienen de un producto grillado basado en gradientes altitudinales de temperatura y precipitación, considerando la influencia de la cordillera de los Andes, en la cuenca del río Mapocho en Los Almendros (Quezada et al., 2021). Este producto (PMG) tiene una resolución espacial de $0,01 \times 0,01^\circ$, y una resolución temporal diaria, abarcando el periodo entre los años 1980 y 2017. Se construye en base a registros en estaciones públicas y privadas en la zona, y a un modelo de elevación digital. La distribución de temperatura según la elevación sigue un ajuste lineal simple, mientras que la precipitación sigue un ajuste en función del logaritmo de la elevación (Quezada et al., 2021).

4. Metodología

En esta sección se detalla la metodología a seguir para generar las forzantes meteorológicas históricas y futuras, y para configurar, calibrar y validar el modelo hidrológico.

En la Figura 4.1 se presenta un diagrama conceptual resumen de la metodología seguida.

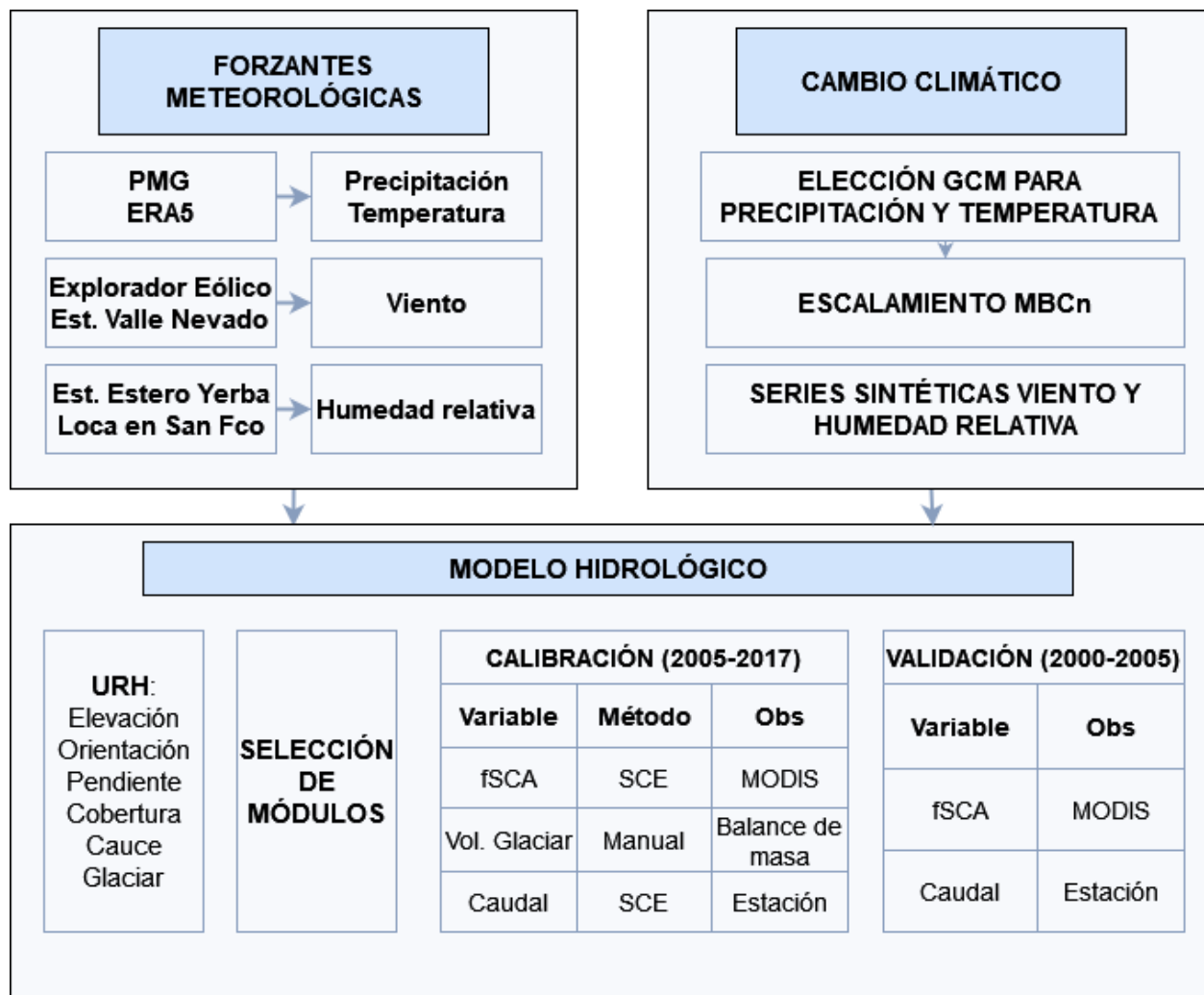


Figura 4.1: Diagrama conceptual de la metodología.

4.1. Forzantes meteorológicas

Las forzantes meteorológicas necesarias para implementar el modelo hidrológico en la cuenca de estudio son:

- Temperatura del aire
- Precipitación
- Humedad Relativa
- Velocidad del viento

Estas variables deben estar distribuidas en el espacio, y deben tener una resolución temporal intra-diaria (cada 3 horas, en este caso), para poder reproducir los procesos glaciológicos de manera correcta en la cuenca.

4.1.1. Temperatura y Precipitación

Para obtener la temperatura y la precipitación en una resolución tri-horaria, se utiliza el reanálisis atmosférico ERA-5 (CS3, 2017), cuya resolución es horaria. Se generan coeficientes mensuales, obtenidos de ERA-5, para interpolar temporalmente las variables del PMG, de la siguiente manera:

$$T_{3h}^{PMG} = T_{24h}^{PMG} + (T_{3h}^{ERA5} - T_{24h}^{ERA5}) \quad (4.1)$$

$$P_{3h}^{PMG} = \frac{P_{3h}^{ERA5}}{P_{24h}^{ERA5}} \cdot P_{24h}^{PMG} \quad (4.2)$$

En donde P es la precipitación, T representa la temperatura, el sub-índice es la resolución temporal, y el súper-índice muestra si la variable corresponde a ERA5 o al PMG.

4.1.2. Humedad Relativa

Dentro de la cuenca de estudio, la estación Estero Yerba Loca antes junta San Francisco cuenta con datos de humedad relativa a escala horaria entre 2013 y 2017. Por esto, es necesario generar una serie sintética a escala tri-horaria para el periodo histórico, entre 1980 y 2017. Esta serie de humedad relativa se considera homogénea espacialmente dentro de toda la cuenca.

Primero, se obtienen los ciclos intra-diarios de humedad relativa mensuales, es decir, cómo varía la humedad relativa durante el día, para cada mes del año. De estos, se calculan los coeficientes tri-horarios mensuales, como se hace con la temperatura y la precipitación de ERA5. Luego, se debe generar una serie diaria de humedad relativa, para luego interpolar a una serie tri-horaria, a partir de los coeficientes obtenidos.

La serie diaria de humedad relativa se construye a partir de los valores medios y la desviación estándar de cada mes, y con una distribución de probabilidad normal, que es la que mejor se ajusta a la serie observada. Se genera un vector de valores aleatorios entre 0 y 1, y se aplica la inversa de la distribución normal, utilizando los valores medios y la desviación estándar mensual.

Para los días con precipitación, se sigue el mismo procedimiento, pero utilizando una distribución de Weibull, que se ajusta mejor a esta serie, según el criterio de Akaike.

4.1.3. Velocidad del viento

Las estaciones dentro de la cuenca no miden velocidad del viento, por lo que se utiliza el producto de reconstrucción climatológica del viento del Explorador Eólico (DGF, 2018). La reconstrucción climatológica es generada a partir de un ajuste estadístico entre una serie simulada utilizando el modelo numérico Weather Research and Forecasting (WRF) y el reanálisis global MERRA-2 (Gelaro et al., 2017), tiene resolución temporal horaria y espacial de 1x1 km, y se extiende entre 1980 y 2017.

La serie de viento obtenida del Explorador Eólico es corregida estadísticamente utilizando el método de mapeo de cuantiles, a partir de las observaciones de viento en la estación Valle Nevado, ubicada en 33°21' Sur y 70°14' Oeste, a una elevación de 3036 m.s.n.m., y operativa desde 2013. El método de mapeo de cuantiles iguala las funciones de distribución acumuladas (CDF, por sus siglas en inglés) de la serie observada y la serie simulada, utilizando una función de transferencia (Cannon et al., 2015).

4.2. Modelo hidrológico

4.2.1. Delimitación URH

Para la construcción de la topología del modelo, se utilizan las unidades de respuesta hidrológica definidas por Marcoleta (2019) (Figura 4.2), las cuales están definidas por los siguientes criterios:

- **Elevación:** división a 2000, 3000 y 4000 m.s.n.m.
- **Orientación:** Norte, Sur, Este y Oeste.
- **Pendiente:** rangos de 0-25, 25-60 y 60-60 °.
- **Cobertura de suelo:** suelo desnudo y suelo con vegetación.
- **Riberas de cauce:** 200 metros a cada lado del río.
- **Glaciares:** cada glaciar, dividido altitudinalmente cada 500 metros.

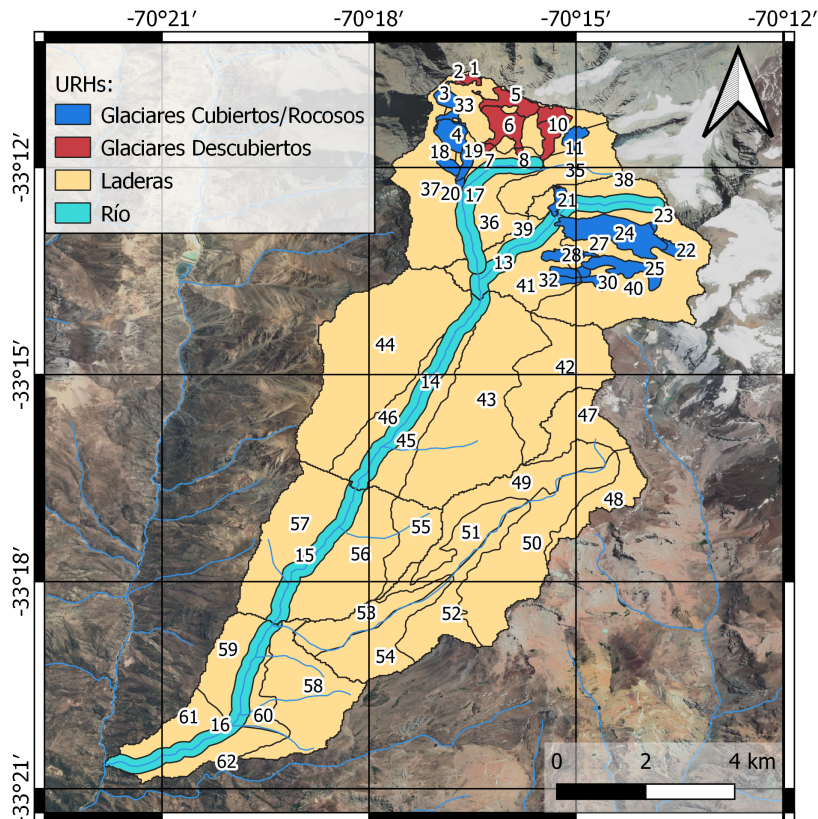


Figura 4.2: Unidades de Respuesta Hidrológica del modelo CRHM en la cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco.

4.2.2. Escalamiento espacial forzantes

Para llevar las series de forzantes desde su resolución espacial, que consiste en una grilla, a cada URH del modelo, se realiza un escalamiento espacial basado en el promedio ponderado por el área de cada celda dentro de la URH, es decir:

$$V_i = \sum_{c=1}^{NC} w_{ic} \cdot V_c \quad (4.3)$$

En donde:

- V_i : valor de la variable en la URH i .
- V_c : valor de la variable en la celda c .
- w_{ic} : fracción del área de la intersección entre la celda c y la URH i .
- NC : número total de celdas.

4.2.3. Modelo

Para construir el modelo en CRHM, se utilizan los siguientes módulos:

- Albedo Richard: estimación del albedo de la nieve durante el invierno y la temporada de derretimiento, a partir de Verseghy (1991).
- Annandale: estimación de la radiación de onda corta incidente a partir de las temperaturas máximas y mínimas (Annandale et al., 2001).
- Ayers: calcula la infiltración en suelos (Ayers, 1950).
- Basin: contiene parametros generales del modelo (área, elevación, latitud y longitud, etc. de cada URH).
- CanopyClearing: modela la radiación neta en la superficie nival bajo vegetación, a partir de Satterlund (1979), y la intercepción y sublimación de la vegetación (Valente, 1997).
- Evap: calcula la evapotranspiración utilizando el método de Granger (Granger y Gray, 1972), o el método de Priestley y Tayler (1972).
- Glacier: modela los procesos en glaciares (ver sección 2.3.2)
- Global: estima la radiación de onda corta incidente directa y difusa.
- K Estimate: maneja los flujos laterales.
- LongVT: calcula la radiación de onda larga a partir de la temperatura, humedad relativa, y variables obtenidas de *global*, a partir de Sicart et al. (2016).
- Netall: modela la radiación neta a partir de la radiación de onda corta calculada y la ecuación de Brunt.
- Netroute M: maneja el ruteo del flujo superficial sub-superficial, y el ruteo dentro de cada URHs, utilizando el método Muskingum.

- Obs: recibe las forzantes de entrada, y las entrega al modelo.
- PbsmSnobal: calcula el transporte de la nieve por viento y la sublimación.
- SnobalCRHM: modela el derretimiento del manto nival, a partir de un balance de energía (Marks et al., 1999) (Ver sección 2.3.2).
- Soil: maneja la humedad del suelo, basándose en un modelo de dos capas, a partir de Leavesley et al., (1983), Dornes et al. (2008b) y Fang et al. (2010, 2013).
- SWESlope: calcula el transporte de nieve por gravedad (ver sección 2.3.2.)

En la Figura 4.3 se observan las relaciones entre cada módulo utilizado del modelo construido.

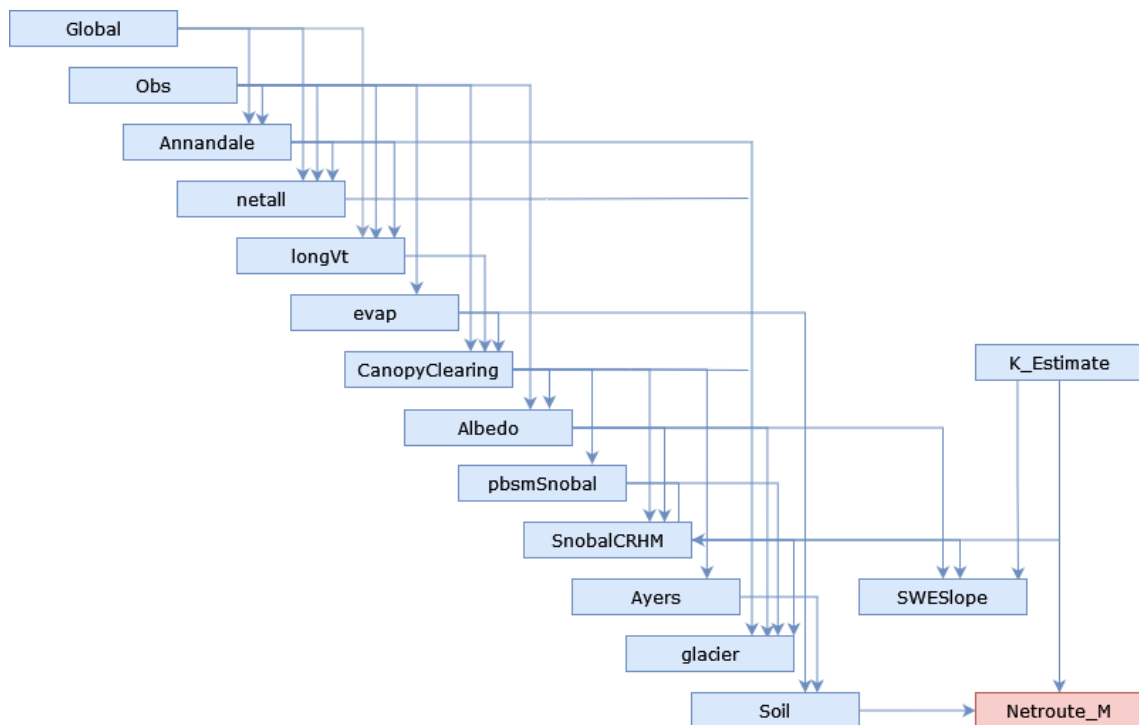


Figura 4.3: Diagrama de flujo de módulos del modelo CRHM para la cuenca de estudio. Los flujos asociados a SWESlope son retroactivos.

4.2.4. Calibración y validación del modelo

El modelo CRHM, al ser un modelo de base física, no considera un algoritmo interno de calibración, dado que, en teoría, los parámetros del modelo son medibles, y se supone que se tiene un conocimiento amplio de la zona a modelar. Sin embargo, en la cuenca del Estero Yerba Loca existe escasa información, dada la falta de estaciones de monitoreo de larga data y la dificultad de medir variables en zonas de alta montaña. Por esto, se decide utilizar un algoritmo de calibración para estimar algunos parámetros del modelo. Los parámetros a calibrar son escogidos según la información disponible de la cuenca, y también según los análisis de sensibilidad realizados del modelo (Marcoleta, 2019 y Dionizis, 2018). Los demás parámetros se obtienen en base a los valores por defecto de CRHM, literatura existente (Marcoleta, 2019; Comte, 2017; Anderson, 2017), y productos de percepción remota, como por ejemplo, para el índice de área foliar.

La estrategia de calibración es la siguiente:

1. Calibración automática de parámetros de albedo (a_{min} , a_{max} , s_{min}) utilizando el fSCA diario obtenido de MODIS (MOD10 y MYD10; Hall et al., 2006).
2. Calibración manual de parámetros de albedo en URHs glaciares, utilizando datos de derretimiento glaciar de Geoestudios (2016).
3. Calibración automática de parámetros de infiltración, suelo y de ruteo utilizando la serie observada de caudales en la estación de salida de la cuenca.

La calibración automática se realiza en el periodo 2005-2017, el que incluye el periodo de megasequía. Se utiliza el algoritmo *Shuffled Complex Evolution* (Duan et al., 1993), un método de optimización global que combina enfoques determinísticos y probabilísticos. La función objetivo escogida para la calibración es el índice de eficiencia KGE (Gupta et al., 2009):

$$KGE = 1 - ED \quad (4.4)$$

$$ED = \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (4.5)$$

$$\alpha = \sigma_s / \sigma_o \quad (4.6)$$

$$\beta = \mu_s / \mu_o \quad (4.7)$$

En donde r el coeficiente de correlación lineal entre la serie simulada y observada, σ_s y σ_o la desviación estándar y μ_s y μ_o la media de la simulación y observación, respectivamente. El valor óptimo del índice KGE es igual a 1. Este índice de eficiencia mide la correlación, el sesgo y la variabilidad del caudal.

La validación del fSCA se realiza en el periodo 2003-2005, ya que la serie observada no tiene datos anteriores. La esorrentía, por su parte, se valida en el periodo 1999-2005. Para la evaluación del modelo, se consideran, además del índice KGE, los criterios de eficiencia R^2 , la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y NSE en espacio logarítmico (logNSE) (Tabla 4.1), cuyos valores óptimos son iguales a 1. Además, se utilizan métricas de diagnóstico basadas en índices hidrológicas, propuestas por Yilmaz et al. (2008), que corresponden al diagnóstico de la redistribución vertical en el tramo medio de la curva de duración (BiasFMS), el sesgo en los caudales altos (BiasFHV), el sesgo en los caudales bajos (BiasFLV) y el sesgo del caudal medio (BiasFMM) (Tabla 4.2), en donde Q_{obs} y Q_{sim} son el caudal observado y simulado, respectivamente, y P_X se refiere a la probabilidad de excedencia de valor X .

Tabla 4.1: Ecuaciones de los estadísticos R^2 , NSE y logNSE.

Estadístico	Ecuación
R^2	$R^2 = \left(\frac{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2 \sum(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2}} \right)^2$
NSE	$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2}$
logNSE	$logNSE = 1 - \frac{\sum(\log(Q_{obs}) - \log(Q_{sim}))^2}{\sum(\log(Q_{obs}) - \log(\bar{Q}_{obs}))^2}$

Tabla 4.2: Métricas de diagnóstico de Yilmaz et al. (2008). El valor óptimo de todas las métricas es cero.

Métrica	Ecuación
BiasFMS	$FMS = \frac{(\log(Q_{sim-P0,2}) - \log(Q_{sim-P0,7})) - (\log(Q_{obs-P0,2}) - \log(Q_{obs-P0,7}))}{\log(Q_{obs-P0,2}) - \log(Q_{obs-P0,7})} \cdot 100$
BiasFHV	$FHV = \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum Q_{obs}} \cdot 100, P_{ex} < 0,02$
BiasFLV	$FLV = -100 \cdot \frac{\sum(\log(Q_{sim}) - \log(\min(Q_{sim}))) - \sum(\log(Q_{obs}) - \log(\min(Q_{obs})))}{\sum(\log(Q_{obs}) - \log(\min(Q_{obs})))}, P_{ex} > 0,7$
BiasFMM	$FMM = \frac{\log(Q_{sim-med}) - \log(Q_{obs-med})}{\log(Q_{obs-med})} \cdot 100$
BiasRR	$RR = \frac{\sum(Q_{sim} - Q_{obs})}{\sum Q_{obs}} \cdot 100$

Se utiliza además la métrica *Split-KGE* (Fowler et al., 2018), que calcula el KGE por año hidrológico entre la serie observada y simulada, y luego calcula el promedio de los KGE anuales obtenidos. Esto permite ver cómo se desempeña el modelo para cada año, y tiene como objetivo evaluar los modelos en periodos de sequía.

4.3. Cambio climático

4.3.1. Viento y humedad relativa

El viento y la humedad relativa se consideran estacionarias durante el periodo futuro. Para obtener series futuras de estas variables, se utiliza la misma metodología de generación de series sintéticas usada para la humedad relativa histórica (Sección 4.1.2). Es decir, diferenciando los días con y sin precipitación, se busca la función de distribución de probabilidad que mejor se ajusta a los datos, se calculan los coeficientes trihorarios de los ciclos diarios de ambas variables, se determinan valores medios y de desviación estándar de las series medias diarias para cada mes, y luego se generan las series sintéticas.

Para la humedad relativa, se utilizan las funciones de distribución de Weibull y normal, para los días con y sin precipitación, respectivamente. En el caso del viento, las distribuciones escogidas son la de Weibull y la log-normal, respectivamente. Las distribuciones son elegidas según el criterio de información de Akaike.

4.3.2. Precipitación y temperatura

Para la precipitación y la temperatura, se utilizan modelos de circulación general asociados a escenarios futuros de CMIP6. La elección de los GCMs a utilizar se realiza en base a cómo reproducen los ciclos mensuales durante el periodo histórico 1980-2015. Se calcula el RMSE de las series de precipitación y temperatura, normalizadas por el valor medio anual de estas, y se escogen los 9 mejores.

Los GCMs tienen una grilla espacial muy gruesa, por lo que se debe realizar un escalamiento espacial, para igualar la grilla a la del PMG. Para esto, se utiliza el método del vecino más cercano. Luego, con el objetivo de corregir el sesgo entre las series de precipitación y temperatura de los GCMs y las del PMG, se utiliza el método *Multivariate quantile mapping bias correction* (MBCn; Cannon et al., 2018), a escala mensual. Este método es una variación multi-variada del método

Quantile Delta Mapping (Cannon et al., 2015), que fuerza a la serie de GCMs histórico a seguir la misma distribución probabilística, igualando las curvas de distribución de probabilidad acumulada. Luego, se corrigen los valores del GCM proyectados, utilizando las correcciones que se hicieron a la serie histórica. El método MBCn, adicionalmente, considera la covariabilidad de la precipitación y la temperatura. Debido a esto, presenta una mejora en cuanto a la representación de la diferenciación entre precipitación líquida y sólida, en relación a otros métodos de escalamiento (Dionizis et al., 2021).

5. Resultados

En la presente sección se presentan, primero, los resultados obtenidos de la construcción de las forzantes meteorológicas, la calibración y validación del modelo. Luego, se reportan la simulación histórica y futura de diferentes variables hidrológicas y glaciológicas utilizando el modelo CRHM, estudiando la influencia histórica y proyectada de los glaciares en la hidrología de la cuenca.

5.1. Forzantes meteorológicas

5.1.1. Periodo histórico

A partir del producto PMG, y la distribución tri-horaria del reanálisis ERA5 se obtienen series de precipitación y temperatura en el período histórico, entre 1980 y 2016, para cada URH. Los ciclos tri-horarios de la ambas variables se presentan en los paneles superiores de la Figura A.1, en el Anexo A. En las Figuras 5.1, 5.2 y 5.3 se muestran las distribuciones espaciales de la temperatura, precipitación y viento dentro de la cuenca del Estero Yerba Loca, así como sus ciclos mensuales. Las series anuales de las forzantes generadas se presentan en la Figura B.1, del Anexo B.

En los mapas de distribución de la temperatura y precipitación se puede observar el importante gradiente orográfico de estas variables. En la zona baja de la cuenca, es decir, al sur-oeste, la temperatura media anual es más alta, llegando a los 10°C, y la precipitación más baja, llegando a un promedio de cerca de 550 mm al año. Al contrario, en la zona alta de la cuenca, la temperatura media desciende a cerca de 0°C, y la precipitación media aumenta a aproximadamente 700 mm anuales. El viento, por otro lado, también presenta un gradiente orográfico, aumentando en las zonas de mayor elevación, y, además, se observa, en la ladera norte, el valor máximo anual de viento.

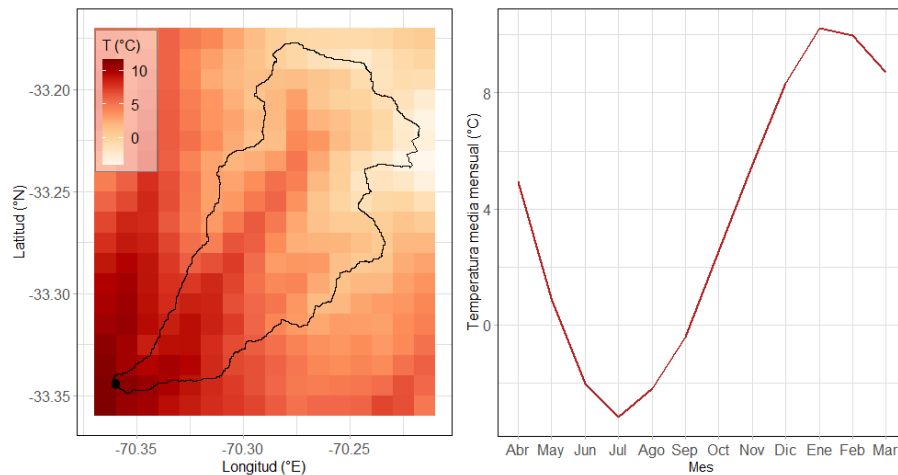


Figura 5.1: Temperatura media anual promedio (izquierda) y temperatura media mensual promedio a escala de cuenca (derecha), obtenidas de la serie de temperatura tri-horaria construida, para el periodo 1980-2017, en la cuenca de estudio.

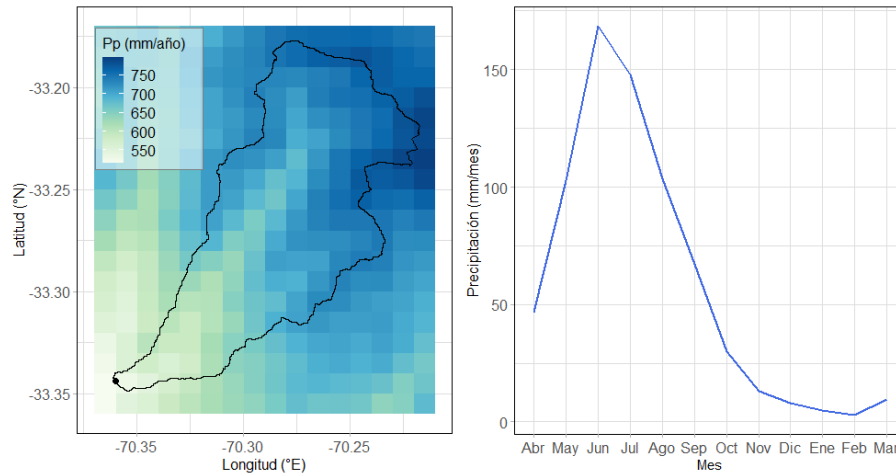


Figura 5.2: Precipitación media anual promedio (izquierda) y precipitación media mensual promedio a escala de cuenca (derecha), obtenidas de la serie de temperatura tri-horaria construida, para el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.

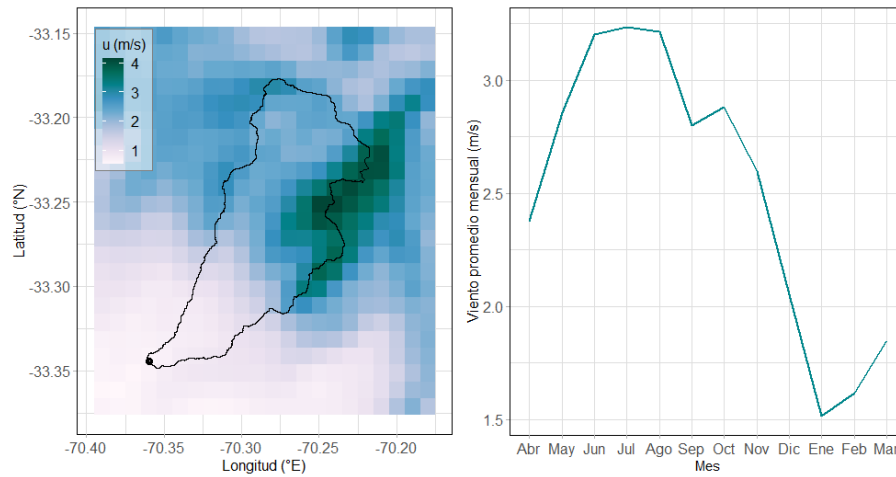


Figura 5.3: Velocidad del viento media anual promedio (izquierda) y velocidad del viento media mensual promedio a escala de cuenca (derecha), obtenidas de la serie de temperatura tri-horaria construida, para el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.

En el caso de la humedad relativa, se construye la serie tri-horaria en el periodo histórico, cuyo ciclo intra-diario se presenta en la Figura A.1, en el Anexo A. Esta es homogénea espacialmente, es decir, todas las URHs presentan los mismos valores. Los ciclos mensuales de la serie generada se presentan en la Figura 5.4, en donde se observa que la humedad relativa media mensual oscila alrededor del 60 %.

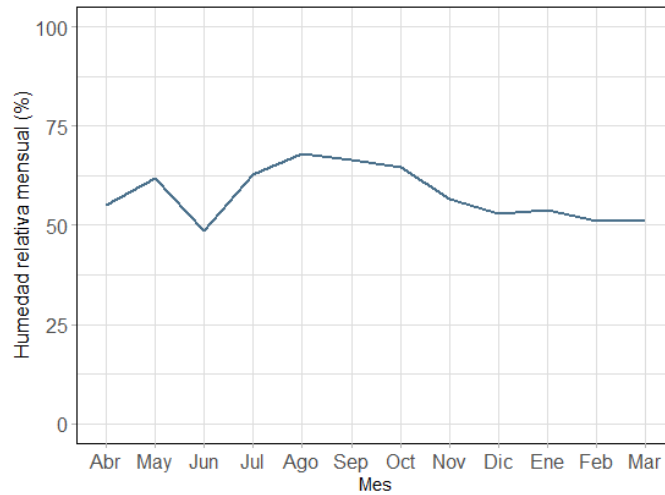


Figura 5.4: Ciclo mensual de la humedad relativa construida, en el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.

La temperatura y precipitación obtenidas se comparan, a escala diaria, con las observadas en las estaciones Estero Yerba Loca antes Junta San Francisco (SF) y Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal (PC). Para esto, se utilizan las variables obtenidas en la ubicación y durante el periodo de registro de ambas estaciones. Es importante considerar que las estaciones miden precipitación líquida, por lo que solamente se evalúa la precipitación en días con temperatura mayor a 0°C. Se observa que las temperaturas (Fig. 5.5) presentan un coeficiente de determinación mayor en San Francisco (0,84), y menor en Piedra Carvajal (0,64), que se encuentra a una mayor elevación. En el caso de la precipitación, el coeficiente R^2 es bueno en San Francisco (0,64), sin embargo, en Piedra Carvajal, es cercano a 0.

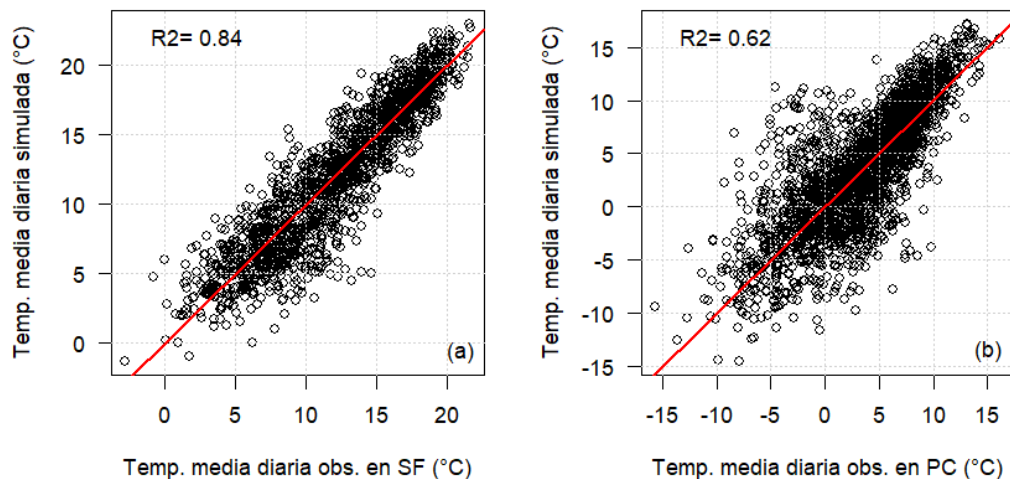


Figura 5.5: Temperatura simulada versus observada en estaciones (a) estero Yerba Loca antes junta San Francisco y (b) estero Yerba Loca en Piedra Carvajal, dentro de la cuenca.

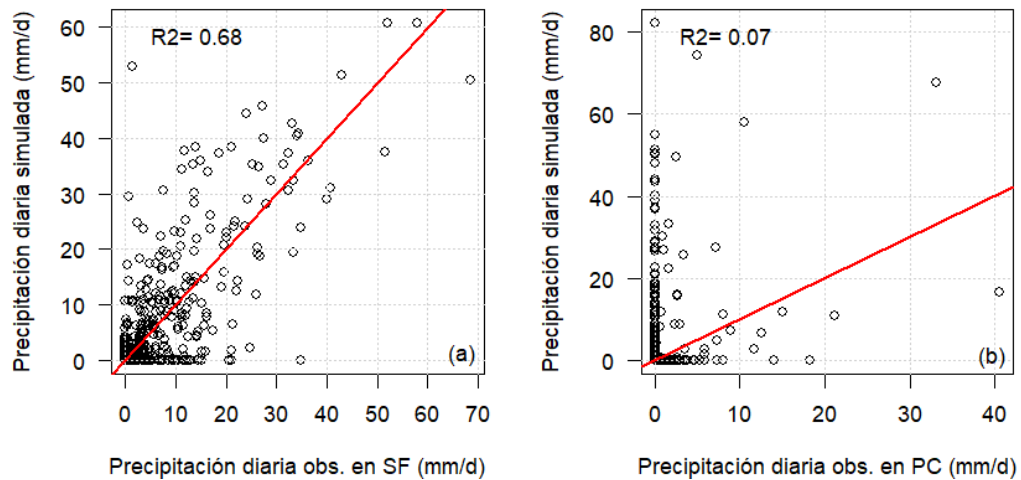


Figura 5.6: Precipitación simulada versus observada en estaciones (a) estero Yerba Loca antes junta San Francisco y (b) estero Yerba Loca en Piedra Carvajal, dentro de la cuenca.

Por otro lado, las series generadas de viento y humedad relativa se muestran en el Anexo B, y los coeficientes tri-horarios utilizados para construir las se muestran en la figura A.1, del Anexo A.

5.1.2. Periodo futuro

Con el objetivo de evaluar los GCMs previos al escalamiento espacial y la corrección de sesgo, se comparan las curvas de variación estacional dimensionales y adimensionales de la temperatura y precipitación con las del periodo histórico, y se escogen las que sigan la estacionalidad de la precipitación, y el rango de variación de la temperatura. Los GCMs escogidos se presentan en las Figuras C.1 y C.2 del Anexo C.

Después del escalamiento espacial y estadístico, se obtienen las series de ambas variables en el periodo futuro cercano (2015-2039) y el futuro lejano (2040-2060) para 10 GCMs, representando el escenario SSP5-8.5 (Figura 5.7). De los valores anuales de precipitación y temperatura, se desprende que existe una gran variabilidad entre cada modelo. En el caso de la precipitación, la dispersión es de aproximadamente 1000 mm alrededor del promedio, sin embargo, esta se mantiene relativamente constante durante todo el periodo futuro. Al contrario, para la temperatura, se observa que los modelos, al inicio del periodo, tienen una diferencia menor a 2°C, llegando a hasta 3°C hacia el año 2060. En el caso de la precipitación, no se distingue una tendencia importante en la serie anual, y tampoco existe una variación en el futuro cercano, con una disminución del 10% de la precipitación anual media para el futuro lejano (Tabla 5.1). Al contrario, en el caso de la temperatura se observa una clara tendencia al alza, con un aumento de 0,9°C en el futuro cercano, y llegando a 2,6°C en el futuro lejano, al considerar el promedio de todos los modelos estudiados (Tabla 5.2).

Las curvas de variación estacional (Figura 5.8) muestran que no existe un cambio en la estacionalidad de ambas variables. Las variaciones mensuales de precipitación son heterogéneas, mientras que, en el caso de la temperatura, el alza es constante durante todo el año.

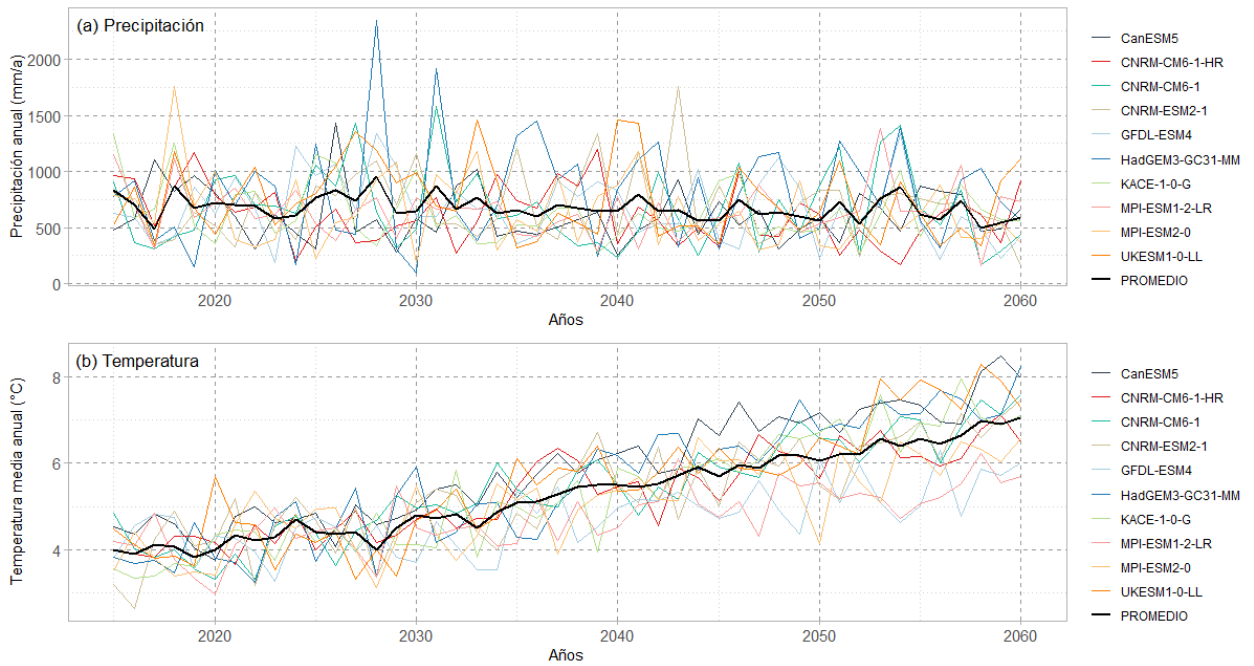


Figura 5.7: Proyecciones de (a) precipitación y (b) temperatura medias anuales en la cuenca de estudio, en el periodo 2015-2060, bajo el escenario SSP5-8.5.

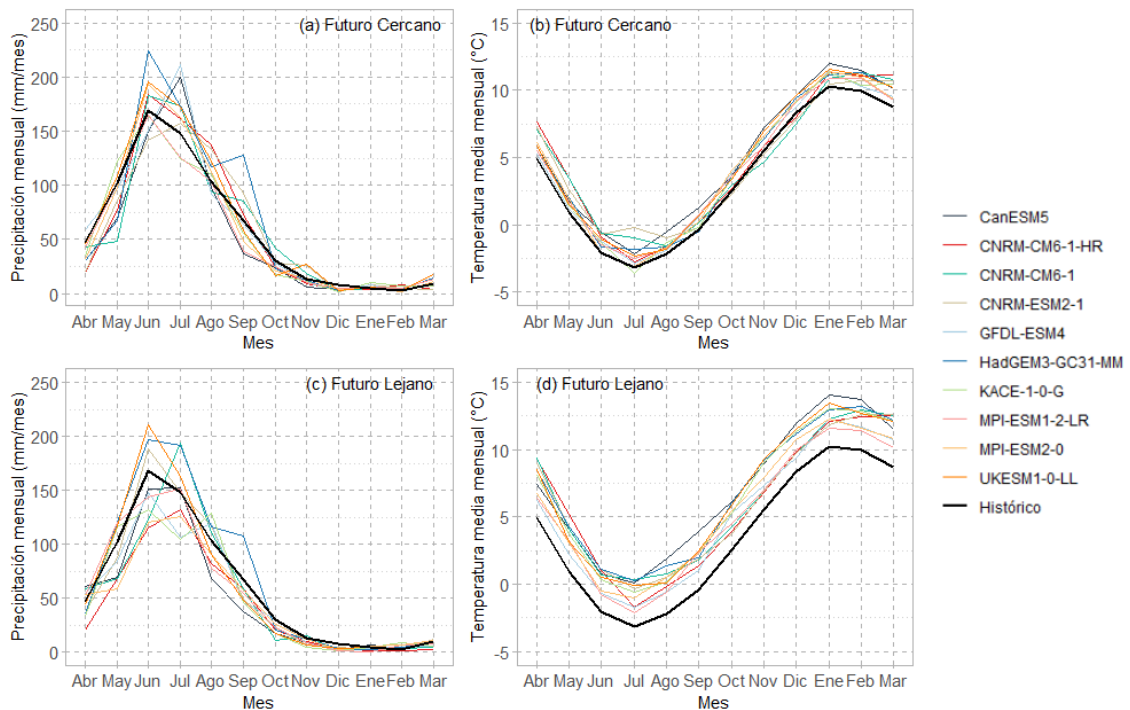


Figura 5.8: Ciclos mensuales de precipitación (izquierda) y temperatura (derecha) para el período histórico (1980-2016), el futuro cercano (2015-2039) y el futuro lejano (2040-2060), bajo el escenario SSP5-8.5, en la cuenca del Estero Yerba Loca.

Tabla 5.1: Variación porcentual de precipitación mensual promedio proyectada por los 10 GCMs (en rojo, las variaciones negativas; en azul, las variaciones positivas), en relación al periodo histórico 1980-2016.

Periodo	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	Año
Cercano	-24	-15	4	12	8	2	-18	12	-62	25	41	-6	0
Lejano	-4	-11	-9	-1	-3	-16	-31	-26	-65	-29	48	-18	-9

Tabla 5.2: Variación de temperatura mensual promedio, en grados Celsius, proyectada por los 10 GCMs (en rojo; las variaciones positivas), en relación al periodo histórico 1980-2017.

Periodo	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	Año
Cercano	1.3	1.2	0.9	0.9	0.7	0.7	0.8	0.6	0.5	1.0	1.0	1.5	0.9
Lejano	3.0	2.8	2.4	2.5	2.6	2.6	2.5	2.4	2.2	2.4	2.5	3.0	2.6

5.2. Calibración y validación del modelo

A partir de la calibración secuencial de parámetros realizada, se logra reproducir, en general, de buena manera el fSCA y el caudal de la cuenca, para el periodo de calibración y de validación, como se puede ver en la Figura 5.9 y en los indicadores de diagnóstico presentados en la Tabla 5.3. La Figura 5.10 muestra las curvas de duración del caudal observado y simulado, para los periodos de calibración y validación.

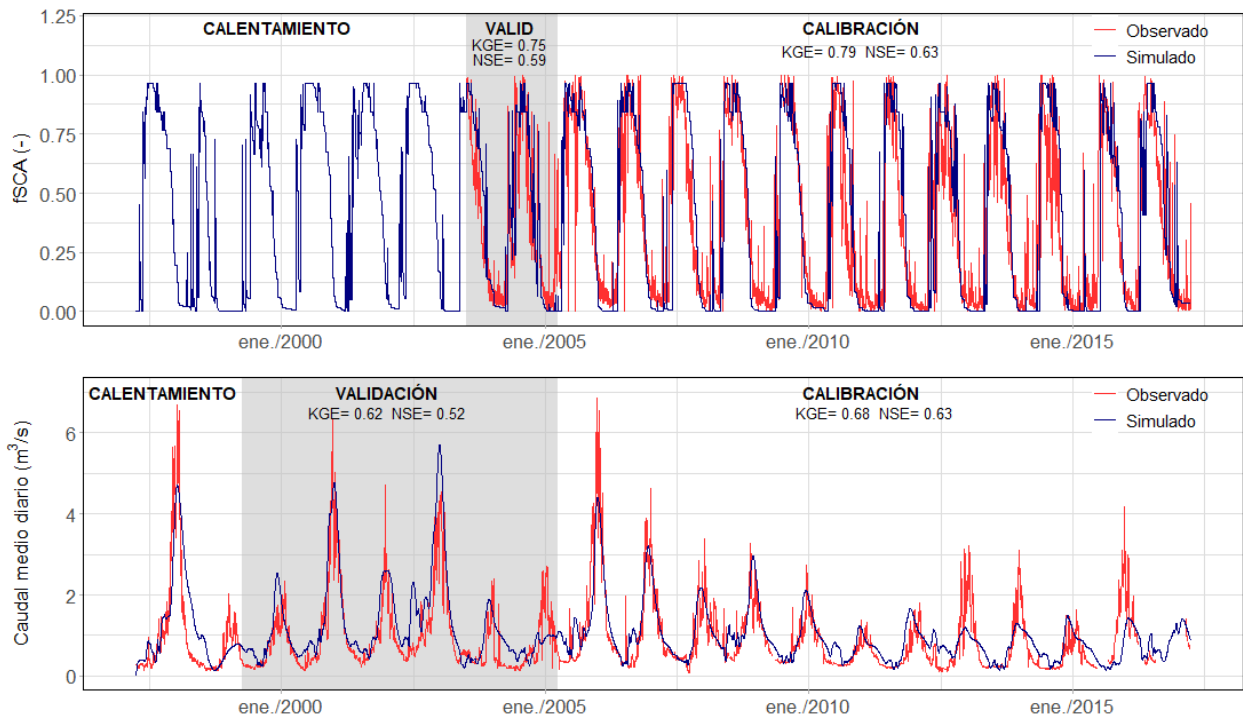


Figura 5.9: Serie de fSCA (arriba) y caudal (abajo) observado y simulado por CRHM, para los periodos de calentamiento, de calibración, y validación, junto a los índices KGE y NSE, en la cuenca del Estero Yerba Loca.

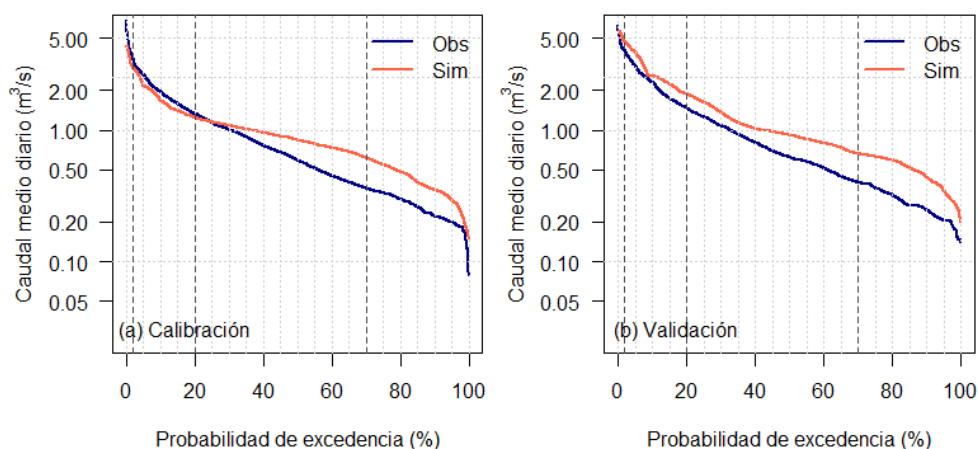


Figura 5.10: Curvas de duración del caudal observado y simulado para los periodos de calibración y validación, en la cuenca del Estero Yerba Loca.

Tabla 5.3: Diagnóstico de la calibración y validación del caudal y el fSCA simulados por CRHM, según índices de eficiencia y métricas basadas en la curva de duración.

Variable	Caudal		fSCA	
Periodo	Calibración	Validación	Calibración	Validación
R^2 (-)	0,64	0,72	0,72	0,71
KGE (-)	0,68	0,62	0,79	0,75
NSE (-)	0,63	0,52	0,63	0,59
logNSE (-)	0,48	0,38	-	-
BiasRR (%)	9	32	-	-
BiasFMS (%)	-0,5	-0,2	-	-
BiasFHV (%)	-18,5	14,3	-	-
BiasFLV (%)	16,6	31,3	-	-
BiasFMM (%)	42,9	47,2	-	-

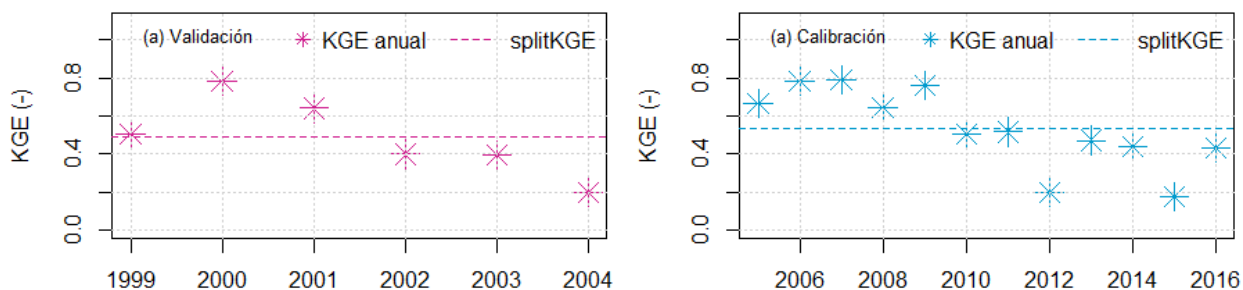


Figura 5.11: KGE por año hidrológico y splitKGE del caudal simulado, para los periodos de validación y de calibración, en la cuenca de estudio.

La variable fSCA está bien representada por el modelo, teniendo índices de eficiencia de $NSE=0,63$ y $KGE=0,79$ para el periodo de calibración, los cuales se mantienen altos para la validación, entre

0,59 y 0,75. En el caso del caudal, el modelo es capaz de reproducir de buena manera el comportamiento hidrológico de la cuenca, presentando índices R^2 , KGE y NSE sobre 0,6 para la calibración, y un BiasRR de 9%. Estos disminuyen para la validación, especialmente el NSE que llega a 0,52 y el BiasRR que aumenta a 32%. El logNSE, por otra parte, llega a 0,38 en la validación, reflejando una baja capacidad de reproducir los flujos bajos. Esto se confirma observando las curvas de duración y el valor de BiasFLV, en donde se revela la sobre-estimación del flujo base por el modelo CRHM. Los flujos altos (BiasFHV) son sobre-estimados para la validación y sub-estimados para la calibración, y se observa que la subestimación se agudiza desde el año 2010. La peor métrica de diagnóstico basada en la curva de duración es el BiasFMM (caudales medios), llegando a casi 50% en la validación. Finalmente, la comparación de valores individuales de KGE con el *split-KGE* (Fig. 5.11) revela que el modelo presenta un peor rendimiento en años de bajo caudal, para los cuales subestima los valores máximos.

En cuanto al balance de masa de los glaciares de la cuenca de Yerba Loca, se comparan los valores obtenidos para el año hidrológico 2014-2015 en los glaciares para los cuales se tienen mediciones, y para el glaciar Paloma Este, el cual ha sido estudiado durante un periodo más extenso (Figura 5.12). Los balances de masa observados provienen de balances geodésicos (Geoestudios, 2016). Los valores simulados se acercan a los medidos; sin embargo, existe una tendencia a la subestimación del derretimiento de los glaciares en la cuenca.

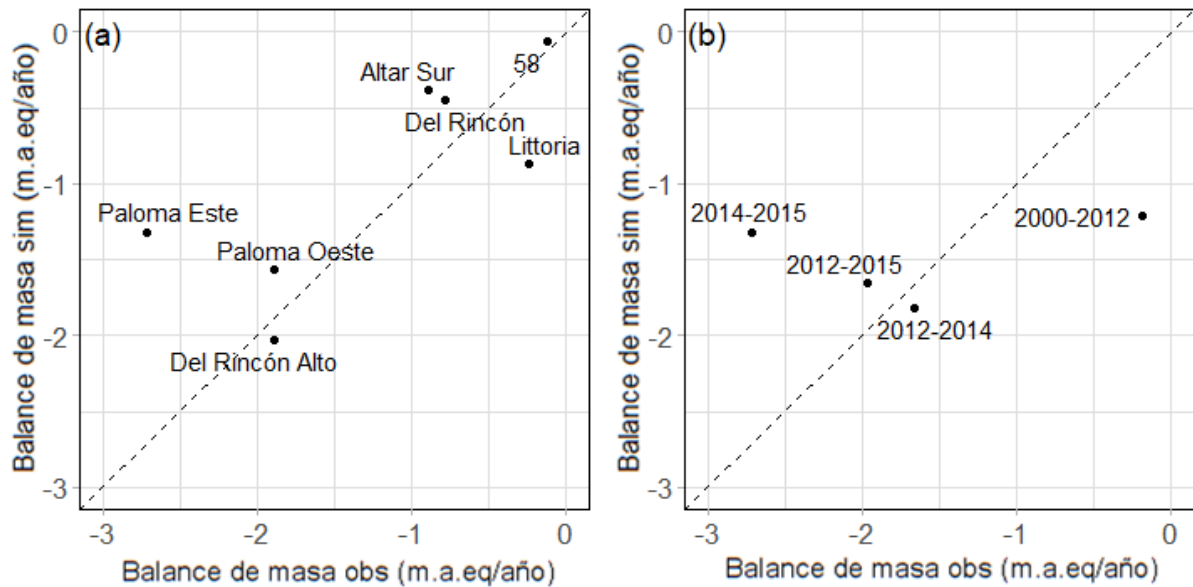


Figura 5.12: Comparación balances de masa observados y simulados para (a) algunos glaciares de la cuenca entre abril 2014 y marzo 2015, y (b) el glaciar Paloma Este en diferentes periodos desde el año 2000.

A partir de la calibración del modelo, se simula el caudal para el periodo histórico completo (Figura E.1, del Anexo E), y al compararla con el caudal observado, desde 1986 a 2016, se obtiene que el R^2 es de 0,57, el KGE es de 0,67 y el NSE de 0,63.

5.3. Influencia de glaciares en la escorrentía de la cuenca

5.3.1. Periodo histórico

Para estimar la influencia de los glaciares en la hidrología de la cuenca, se analizan el derretimiento nival, el derretimiento glaciar y la precipitación líquida simuladas en la cuenca, utilizando el modelo CRHM y las forzantes generadas entre 1980 y 2016. Debido a la estructura del modelo CRHM, estos se examinan antes de los procesos de evaporación desde cuerpos de agua, de infiltración, y de ruteo. En las Figuras 5.13 y 5.14 se puede ver la fracción de cada una de estas componentes a escala mensual y anual, respectivamente. De estas, se desprende que el derretimiento nival es la componente más importante en general. Sin embargo, existen una gran variabilidad intra e inter anual de los aportes.

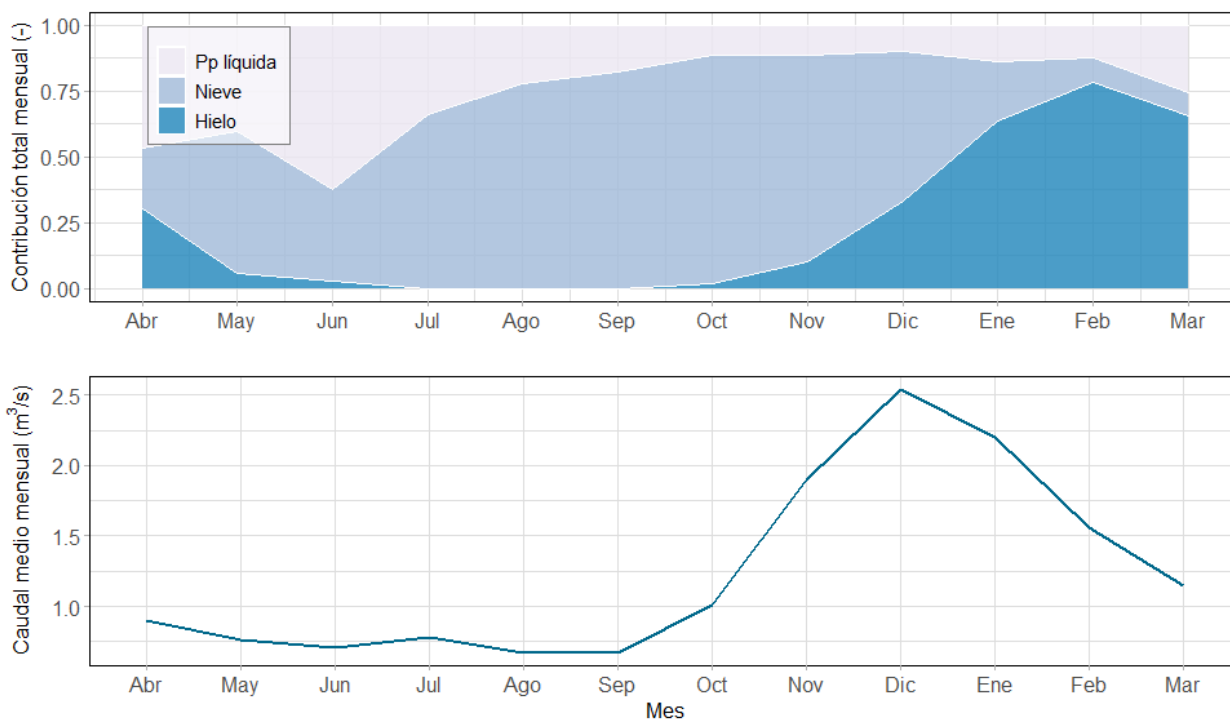


Figura 5.13: Contribución media mensual total al agua disponible del derretimiento glaciar, derretimiento nival y precipitación líquida, simulados a partir de CRHM en el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.

En cuanto a la distribución de los aportes para cada mes, se observa que la precipitación líquida tiene la mayor contribución en el mes de junio, llegando a cerca de 60%, durante el periodo de lluvias, en época de estiaje. Por otra parte, el aporte glaciar aumenta de manera importante desde el mes de noviembre, alcanzando el 75% en febrero, cuando el caudal comienza a disminuir después de su máximo en diciembre.

A escala anual (Figura 5.14), el aporte glaciar fluctúa en torno al 15%, disminuyendo de manera importante en los años de mayor caudal (e.g., 1987 y 1997), en donde el aporte se acerca al 10%, y aumentando en años de sequía hidrológica, llegando hasta un 40% en 2015. Se observa además que, desde el año 2010, el aporte glaciar se mantiene alto, cerca del 25%, en conjunto con una

disminución del caudal anual.

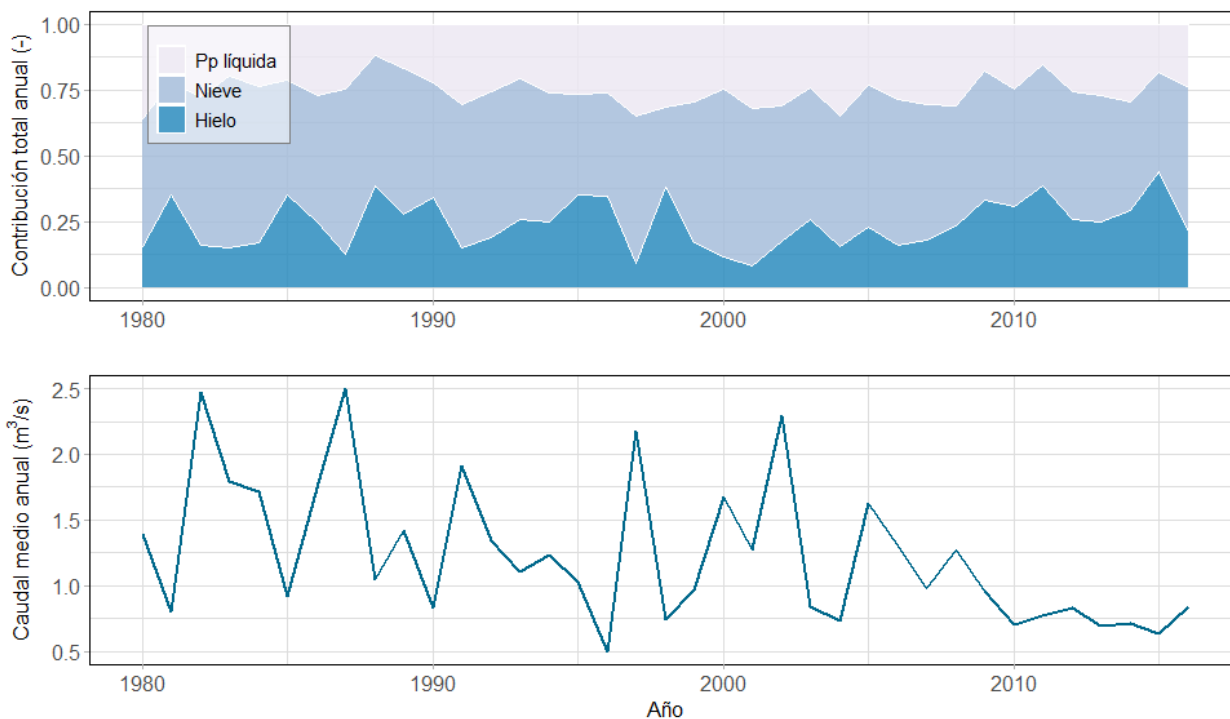


Figura 5.14: Contribución total al agua disponible del derretimiento glaciar, derretimiento nival y precipitación líquida a escala anual, simulados a partir de CRHM en el periodo 1980-2016, en la cuenca de estudio.

En la Figura 5.15 se muestra la correlación entre los aportes de las tres componentes mencionadas y el caudal medio anual, para el periodo 1980-2016, junto al coeficiente de correlación de Spearman y el p-valor asociado. Se observa que el aporte de la precipitación líquida no tiene una correlación significativa con el caudal, mientras que el aporte de la nieve y del hielo sí. La contribución nival tiene una correlación de Spearman de 0,74, mientras que la contribución glaciar una correlación de -0,68 con el caudal medio anual.

En la Tabla 5.4 se presenta el aporte de los glaciares descubiertos y cubiertos (considerando los rocosos), al derretimiento glaciar mensual simulado, para los meses donde existe aporte glaciar. Se observa que, durante los meses en que el aporte es mayor, los glaciares descubiertos contribuyen más, desde 56 a 68%. En mayo, octubre y noviembre, donde el aporte glaciar es menor, la contribución de los glaciares cubiertos es mayor. En la Figura 5.16 se presenta el porcentaje de aporte de ambos tipos glaciares al derretimiento simulado a nivel anual, para el periodo histórico. La contribución de los glaciares descubiertos se mantiene cercano al 60%, exceptuando los años con mayor caudal medio anual, en donde el aporte de los glaciares cubiertos aumenta.

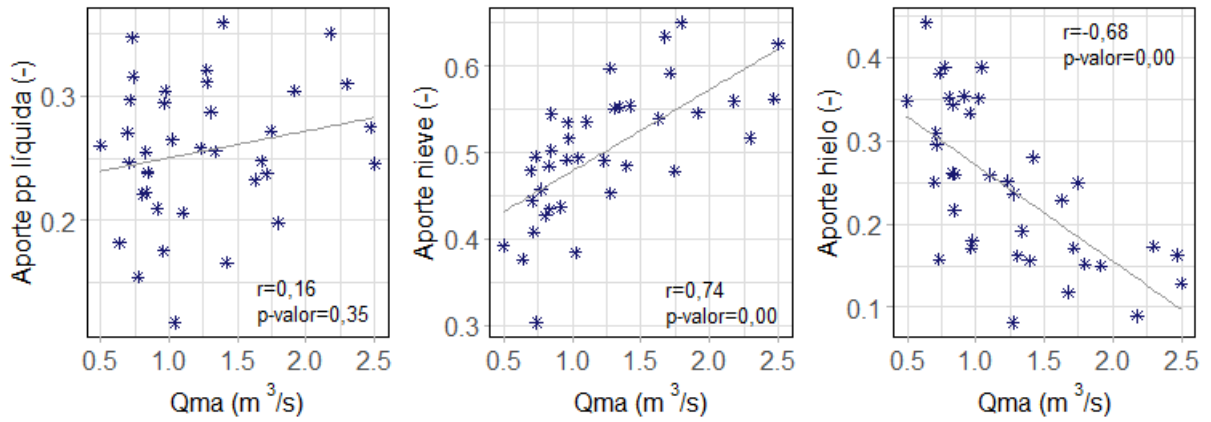


Figura 5.15: Gráficos de dispersión entre los aportes de las tres componentes y el caudal medio anual, junto al coeficiente de correlación de Spearman y el p-valor asociado.

Tabla 5.4: Aporte de glaciares cubiertos y descubiertos al derretimiento total glaciar mensual simulado, entre 1980 y 2016.

Tipo	Abr	May	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
Descubierto	56 %	31 %	28 %	43 %	55 %	66 %	68 %	64 %
Cubierto	44 %	69 %	72 %	57 %	45 %	34 %	32 %	36 %

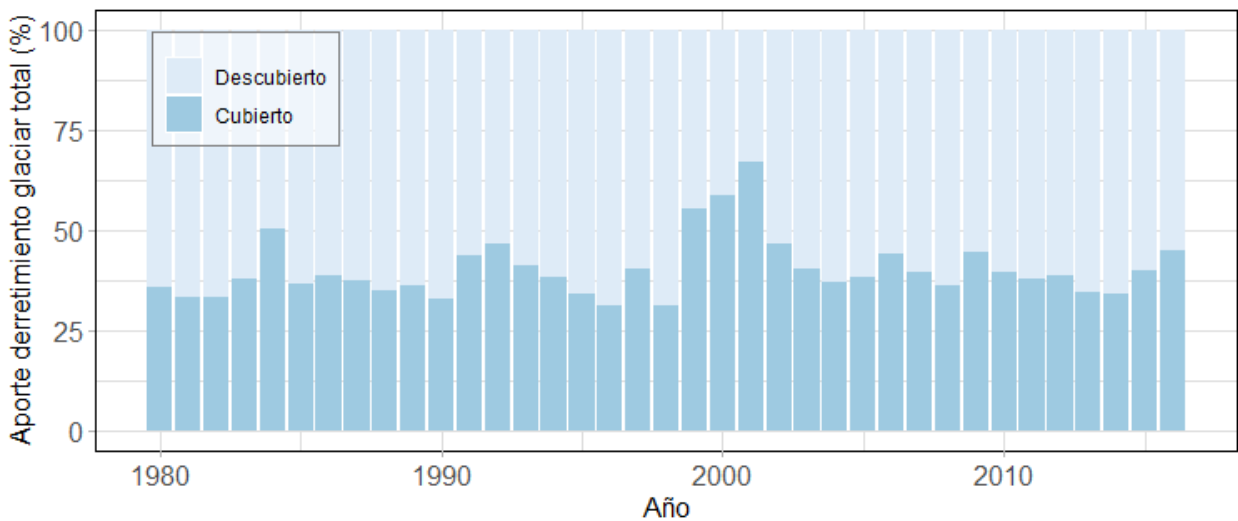


Figura 5.16: Aporte de glaciares cubiertos y descubiertos al derretimiento total glaciar anual simulado, entre 1980 y 2016.

A partir de la modelación hidro-glaciológica de la cuenca, se obtiene el volumen glaciar total dentro de ella, y su variación durante las últimas décadas. En la figura 5.17, se observa la variación entre los años 2000 y 2016, observándose una disminución de cerca del 30 % durante todo el periodo.

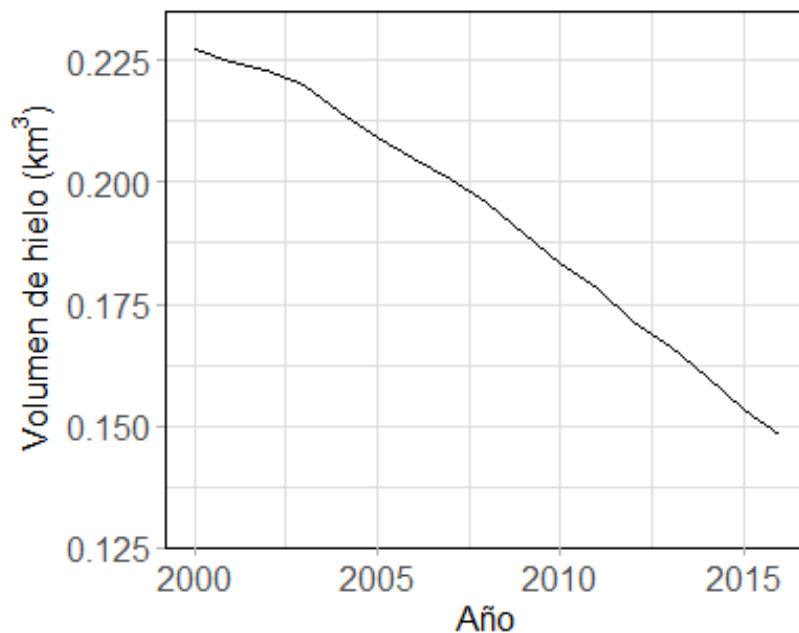


Figura 5.17: Variación del volumen glaciar total de la cuenca simulado, entre el año 2000 y 2016.

5.3.2. Periodo futuro

La Figura 5.18 muestra la serie de tiempo de caudales medios anuales simulados a partir de los 10 GCMs escogidos y su promedio anual, para ambos periodos futuros, junto al promedio del caudal medio anual histórico simulado en todo el periodo 1980-2016. Se destaca la alta variabilidad de las series simuladas en torno al promedio anual, variando entre $2 \text{ m}^3/\text{s}$ y $4,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Para el futuro cercano, hay un aumento del caudal medio anual de 2,8 % (Tabla 5.5), mientras que para el futuro lejano, se proyecta una disminución de 11 % con respecto al periodo histórico de referencia.

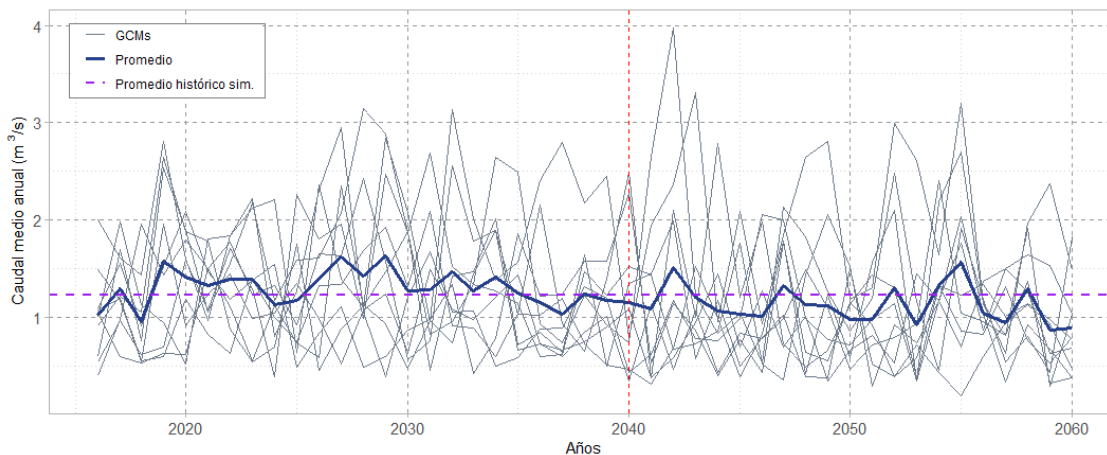


Figura 5.18: Caudal medio anual simulado a partir de las series de forzantes futuras (líneas grises), su promedio anual (línea azul), y el promedio del periodo histórico (línea punteada morada), entre 2016 y 2060.

Las curvas de variación estacional de la Figura 5.19 muestran las diferencias entre el caudal

simulado por CRHM utilizando las forzantes basadas en el PMG y las forzantes basadas en los GCMs para el periodo histórico, y para los periodos futuro cercano y futuro lejano. Para el periodo histórico, los ciclos mensuales del caudal se asemejan, sin embargo, existe un sesgo positivo en los meses de mayor caudal, y un sesgo negativo entre enero y agosto para las simulaciones históricas en base a GCMs. Estos sesgos varían entre un -11,2 y un 19,3 % (Tabla 5.5). Para el futuro cercano, la estacionalidad del caudal se mantiene, sin embargo, se observa un aumento del peak en diciembre, de un 12,5 %, lo que es un 6,8 % mayor que el sesgo que presentan las simulaciones con GCMs en el periodo histórico. Para el futuro lejano se proyecta un cambio en la estacionalidad, mostrando una componente pluvial desde el mes de julio aumentando, una disminución de hasta 33 % de la magnitud en los meses de máximo caudal, y una importante disminución en la contribución entre febrero y mayo, de hasta 54 % en abril.

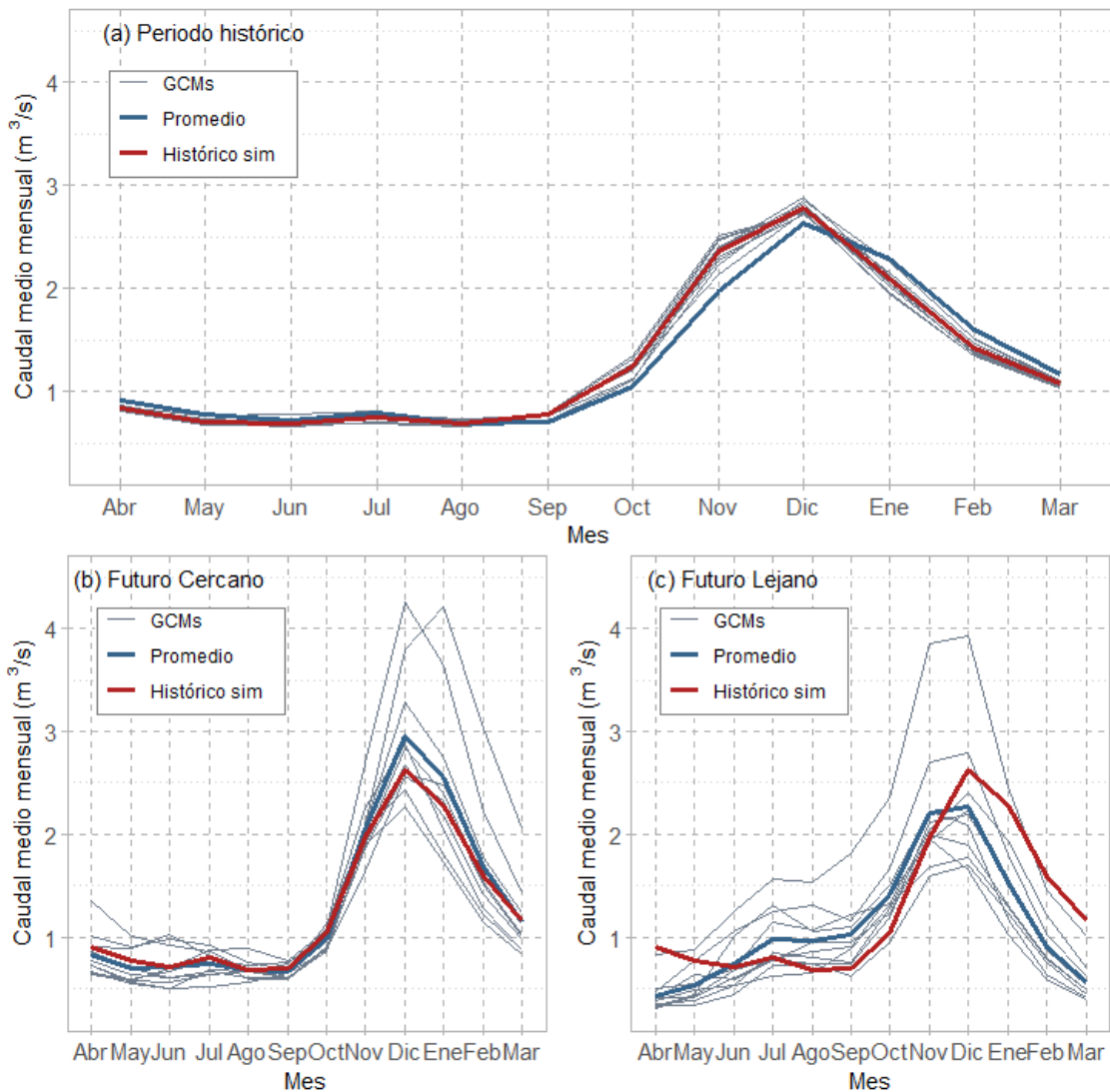


Figura 5.19: Curvas de variación estacional del caudal simulado a partir de las series de forzantes en base a GCMs (líneas grises), de su promedio (línea azul), y del periodo histórico simulado (línea roja), para (a) el periodo histórico, (b) el futuro cercano y (c) el futuro lejano.

Tabla 5.5: Variación porcentual del caudal medio mensual proyectado, promedio entre todos los GCMs estudiados, en relación al periodo histórico.

Periodo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
Histórico	-8.4%	-8.9%	-2.7%	-5.5%	-0.9%	11.5%	18.0%	19.3%	5.7%	-8.7%	-11.2%	-7.8%	0.8%
Cercano	-8.1%	-9.8%	-0.9%	-7.5%	-0.8%	-3.9%	-6.8%	3.1%	12.5%	12.0%	6.0%	-1.1%	2.8%
Lejano	-52.2%	-31.1%	3.8%	22.9%	40.9%	46.6%	36.0%	12.0%	-13.8%	-32.8%	-43.2%	-51.4%	-11.0%

Para estudiar los cambios en la influencia de los glaciares en la hidrología de la cuenca, se estudian las curvas de variación estacional del derretimiento de hielo, junto a la de derretimiento nival, para los periodos futuros (Figura 5.20). Se observa que para el futuro cercano, el derretimiento nival aumenta entre octubre y diciembre, mientras el derretimiento glaciar disminuye durante todo el año. Para el futuro lejano, el aporte de nieve es más bajo que el promedio histórico, y, por otro lado, la contribución glaciar disminuye drásticamente; el máximo cambia de cerca de 15 mm/mes a 3 mm/mes.

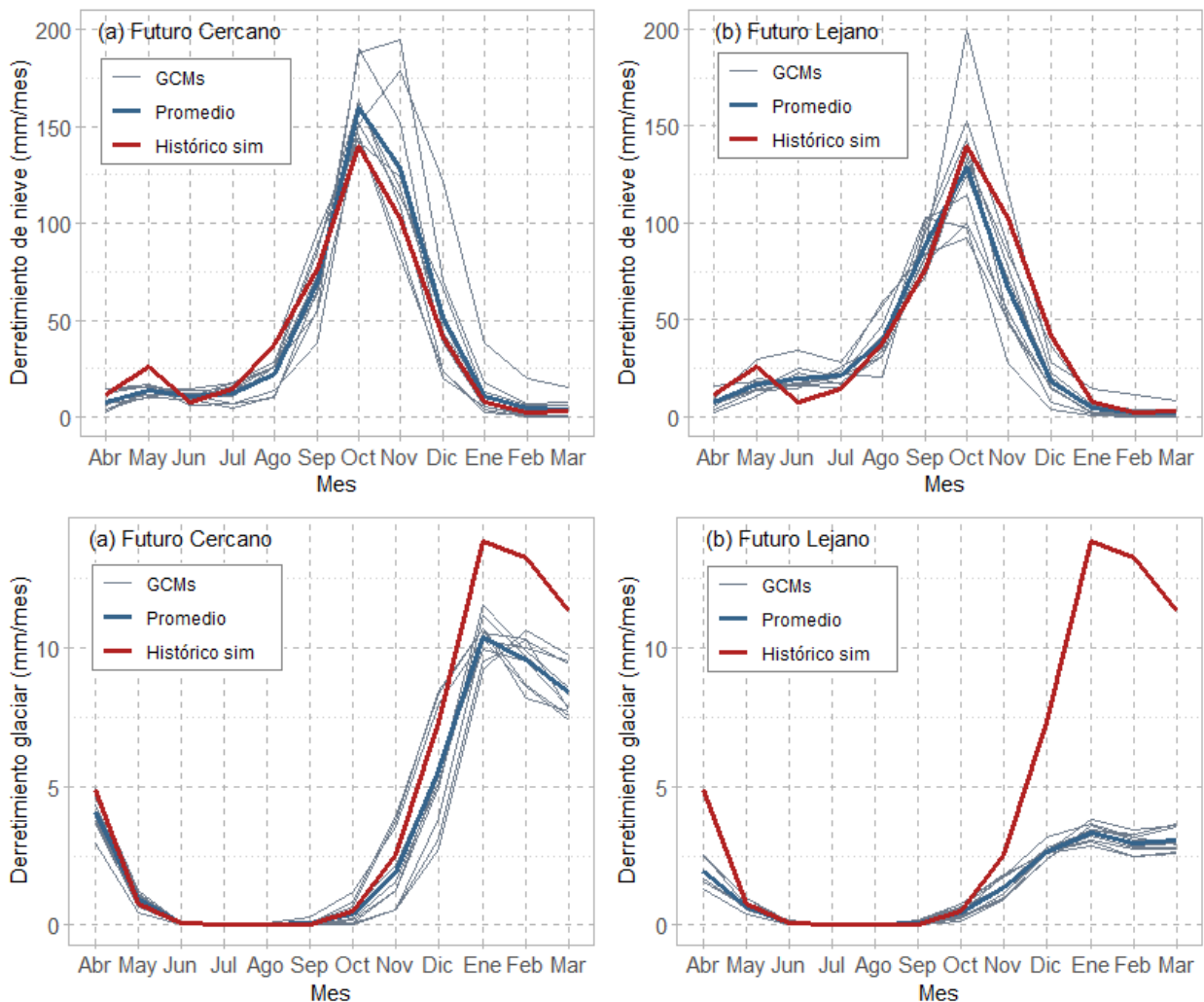


Figura 5.20: Curvas de variación estacional del derretimiento nival y glaciar para los periodos de futuro cercano y lejano, su promedio, y el promedio histórico.

Al observar el aporte promedio de las 10 simulaciones realizadas de los diferentes tipos de gla-

ciaras al derretimiento total glaciar (Figure 5.21), se observa que, en el futuro cercano, el aporte de los glaciares descubiertos disminuye paulatinamente, con relación al periodo histórico. Luego, en el futuro lejano, este aporte disminuye hasta desaparecer, siendo los glaciares cubiertos los que aportan el 100% del derretimiento.

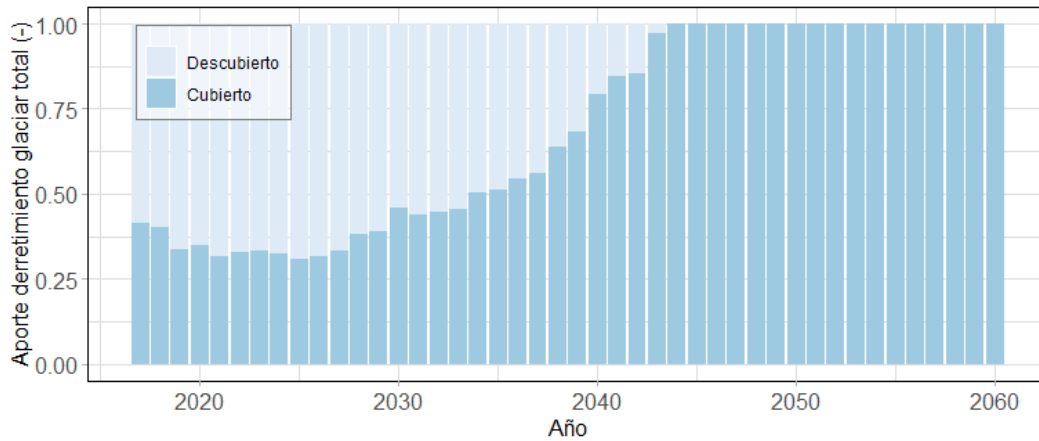


Figura 5.21: Aporte futuro de glaciares cubiertos y descubiertos al derretimiento total glaciar anual simulado, para el promedio de las simulaciones realizadas.

Finalmente, se simulan los volúmenes de los glaciares en el periodo futuro, los que se presentan en la Figura 5.22, diferenciando el volumen de glaciares descubiertos y cubiertos. Los primeros se agotan cerca del año 2030, con cerca de 10 años de variabilidad entre escenarios, mientras que los del segundo grupo, al año 2060, se acercan a la desaparición.

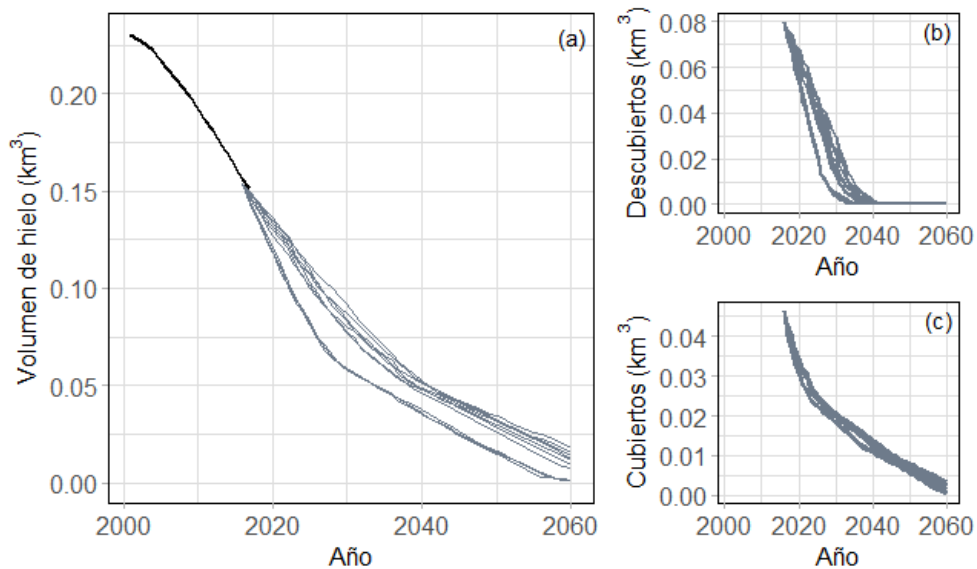


Figura 5.22: (a) Volúmenes glaciares simulados para el periodo 2000-2060, diferenciando (b) los glaciares descubiertos de (c) los glaciares cubiertos.

6. Discusión

6.1. Generación de forzantes meteorológicas

6.1.1. Periodo histórico

Las series de precipitación y temperatura diarias generadas a partir del producto grillado PMG y del reanálisis ERA5 presentan buenas correlaciones con las observaciones en las estaciones ubicadas dentro de la cuenca, exceptuando la precipitación en la estación Piedra Carvajal. Esto puede deberse a un sesgo en la serie generada, como también errores de medición en la estación. En el caso de la temperatura, la serie sobrestima los valores altos, y subestima los valores bajos, sin embargo, manteniendo altos índices de correlación. Esto sugiere que las forzantes generadas reproducen la temporalidad de la meteorología de la zona, destacando además la importancia de la consideración del gradiente orográfico en su generación. Sin embargo, las estaciones utilizadas para la validación están la zona baja y media de la cuenca, por lo que no se pueden validar los resultados obtenidos en la zona de alta montaña, donde se encuentran los glaciares. Para obtener series de temperatura y precipitación más confiables, son necesarias series más largas de registro dentro de la cuenca, estaciones que midan precipitación sólida y estaciones a mayor elevación, para estimar de manera correcta las forzantes en las zonas glaciares, como lo demuestran Quezada et al. (2021).

Adicionalmente, para representar de mejor manera la meteorología local, podría tomarse en cuenta, además de la elevación, otras características topográficas, como, por ejemplo, la orientación. Debido a las diferencias en la radiación solar entre cada ladera, la temperatura varía entre estas, lo que no está considerado en la serie de forzantes generadas. Se podría considerar la temperatura superficial de la tierra, obtenida de los satélites MODIS, por ejemplo, como lo hace el producto CR2MET (Álvarez-Garretón et al., 2018).

Por otra parte, la serie anual de precipitación (Fig. B.1) muestra la disminución característica de la megasecuía, desde el año 2010. Así, la forzante generada es capaz de reproducir la variabilidad inter-anual de esta variable.

Las series de viento y humedad relativa presentan una mayor incertidumbre, ya que, en el caso del viento, no hay mediciones dentro de la cuenca, y en el caso de la humedad relativa, esta se considera homogénea espacialmente. Sin embargo, Dionizis (2018) determina que el modelo CRHM, sin considerar el módulo glaciar, tiene una baja sensibilidad a ambas forzantes.

6.1.2. Periodo futuro

La generación de series de precipitación y temperatura futuras presentan numerosas fuentes de incertidumbre. Por una parte, destaca la incertidumbre asociada al escenario climático futuro, definido por uso de suelo, uso de energía y emisión de gases de efecto invernadero. En este estudio, se utiliza un escenario único de CMIP6, el SSP5-8.5. Este escenario es comparado con el RCP8.5, de CMIP5, en simulación de caudales por Isamit (2021), determinando que ambos escenarios proyectan los mismos cambios, sin embargo, la variabilidad intra-anual cambia de manera importante. Así, el aumento del número de escenarios futuros permitiría una mejor caracterización de la incertidumbre asociada a este aspecto.

Por otro lado, existe incertidumbre asociada a los GCMs escogidos. En este caso, se utilizan los GCMs que reproducen de manera correcta la estacionalidad de la precipitación, y el rango de variación de la temperatura, lo que tiene por consecuencia simulaciones hidrológicas más confiables a partir de los GCMs en el periodo histórico. Podrían estudiarse otras métricas para mejorar la representación de otros procesos, por ejemplo, la elevación de la línea de nieves para evaluar la precipitación sólida. Debido a la alta incertidumbre de los GCMs en el periodo futuro, utilizar numerosos modelos permite apreciar la gran dispersión en las simulaciones de escenarios futuros.

Finalmente, el método de escalamiento estadístico aplicado a los GCMs, para realizar la corrección de sesgo, genera incertidumbre en las series proyectadas finales (Guntmann et al., 2014; Clark et al., 2016). Dionizis (2021) concluye que la elección del método de escalamiento tiene una gran relevancia, en especial cuando la cuenca en estudio tiene una importante contribución nival, como es el caso de la cuenca del Estero Yerba Loca, debido a la relación que existe entre la precipitación sólida y la temperatura. El método utilizado, MBCn, es un método multi-variado, que permite representar de mejor manera la diferenciación entre precipitación líquida y sólida.

En cuanto a los resultados del escalamiento, se tiene que, en promedio, existiría un aumento de $2,6^{\circ}\text{C}$, y una disminución de 9% de las precipitaciones en la cuenca del Estero Yerba Loca para el futuro lejano. Estas tendencias concuerdan con las proyecciones de temperatura realizadas para Chile Central por Bozkurt et al. (2018), que obtuvo un aumento de $3,5^{\circ}\text{C}$ para el 2100, bajo el escenario RCP8.5, Araya Osses et al. (2020), que obtuvo un aumento de 6°C para las temperaturas en invierno, y Zazulie et al. (2017), que determinó un aumento de $0,5^{\circ}\text{C}$ por década en Chile y Argentina centrales. En el caso de la precipitación, la tendencia a la disminución es transversal en estos estudios, sin embargo, existe una mayor variabilidad en los resultados.

La tendencia al aumento de temperatura tendría como consecuencia, posiblemente, la elevación de la línea de nieves, y por lo tanto, un aumento en el área pluvial de la cuenca. Al verse el área nival disminuida, el almacenamiento de agua en forma de manto nival durante el invierno se vería reducido, lo que afectaría en los caudales de derretimiento durante la época estival.

6.2. Calibración y validación del modelo

El modelo CRHM, a pesar de ser un modelo de base física, y no necesitar calibración en teoría, en este caso es calibrado, dada la falta de información de la zona de estudio. Sin embargo, el modelo cuenta con un alto número de parámetros y de URH, por lo que la calibración de todos los parámetros y de manera distribuida tiene un costo computacional muy alto. Por esto, se calibran los parámetros a los que el modelo es más sensible (Dionizis, 2018, Marcoleta, 2019), y agrupados por tipo de URH (glaciar descubierto, glaciar cubierto, río, ladera). Luego de la calibración en base al fSCA y el caudal observado en la estación de salida de la cuenca, se obtiene una buena representación de ambas variables. El modelo CRHM reproduce el fSCA de manera confiable, con valores de R^2 mayores a 0,7 y KGE mayores a 0,75 para los periodos de calibración y validación. De esto, se desprende que los procesos nivales están simulados de manera correcta.

Por otro lado, el caudal presenta índices R^2 y KGE sobre 0,6, para la calibración y validación y NSE correctos, sobre 0,5, siendo el índice logNSE un poco más bajo. Esto significa que el modelo simula de manera correcta la temporalidad y la variabilidad de los datos, pero de peor manera los

caudales altos y los bajos. Al estudiar las métricas basadas en la curva de duración de caudales, se destaca que estas no son buenas, lo que implica que existe una buena distribución del agua en las capas verticales del modelo. El modelo sobrestima el flujo base de la cuenca (BiasFLV), al igual que los flujos intermedios (BiasFMM), y por otro lado, subestima los caudales altos (BiasFHV). Sin embargo, la métrica BiasFMS tiene un buen comportamiento, lo que representa una buena distribución vertical del agua en la cuenca (Yilmaz et al., 2008). El split-KGE muestra que existe una gran variabilidad interanual en el desempeño del modelo, y este es peor para años más secos. En estos años, se subestima el valor máximo, y la pendiente de la curva de decrecimiento del caudal es plana en la simulación; es decir, el caudal está más distribuido en los meses de verano. Comparando estos resultados con la implementación anterior de CRHM en la cuenca de estudio, por Marcoleta en 2019, se obtiene que los índices de eficiencia de simulación del caudal aumentan para la calibración, y de manera más significativa, para la validación, siendo que el NSE aumenta de 0,1 a 0,52. Esto puede ser resultado de la incorporación de nuevos módulos al modelo (la modelación de glaciares cubiertos, la redistribución de nieve por gravedad entre URHs, que tiene una gran importancia en los glaciares (Ayala et al. (2016), y la influencia de la vegetación en el balance radiativo), de la re-calibración de parámetros, y de la inclusión de la megasecuía en la calibración.

Para obtener mejores resultados en calibración y validación, se debería, por una parte, distribuir espacialmente los parámetros calibrados, y no únicamente por la clasificación por tipo de URH, y, por otra parte, obtener más mediciones en terreno, en especial para los parámetros de infiltración y de suelo. Sin embargo, esto tiene un costo computacional y monetario importante. Para optimizar la calibración, podría utilizarse un método de regularización, que es una técnica matemática que utiliza relaciones y restricciones entre parámetros, para disminuir la cantidad de parámetros calibrados (Pokhrel et al., 2008). De Lavenne et al. (2019) implementan un método de regularización basado en proximidad espacial, obteniendo buenos resultados.

En cuanto a la modelación glaciar de CRHM, los resultados son dispares en función del glaciar considerado, y el periodo de estudio. Para el balance de masa del año 2014, el modelo subestima la pérdida de masa para los glaciares Paloma Este, Paloma Oeste, Altar Sur, Del Rincón y 58, sobrestimando la ablación solo para Littoria y Del Rincón Alto. Sin embargo, los valores se acercan a los reportados por Geoestudios (2016), exceptuando el glaciar Paloma Este. En específico, para este glaciar, se estudian balances de masa con periodos más largos, sobrestimando la ablación entre el 2000 y el 2014, y subestimándola para 2014-2015. Sin embargo, es difícil realizar un diagnóstico claro del comportamiento del modelo, dada la restringida cantidad y duración de las observaciones. Para poder calibrar y validar con mejores resultados el balance de masa glaciar, son necesarias series de datos más largas y con una resolución temporal intra-anual, y para más glaciares dentro de la cuenca. Estas podrían ser mediciones en terreno, o también, ser resultantes del análisis de herramientas de percepción remota.

Es importante destacar que los parámetros del modelo DETI, utilizado para determinar el balance de masa de los glaciares cubiertos, no pueden ser calibrados dentro de CRHM, por lo que no está adaptado a la zona de estudio. Con la calibración de estos parámetros, la simulación del balance de masa de este tipo de glaciares, como el 58, Littoria, Altar Sur y Del Rincón, podría mejorar considerablemente (Ayala et al., 2016). Además, existe una incertidumbre con respecto al espesor de la capa de detritos sobre los glaciares cubiertos, provenientes de Marcoleta (2019) y Geoestudios (2016). El modelo DETI es altamente sensible al espesor de los detritos; cuando este aumenta, el derretimiento disminuye (Ayala et al., 2016). Para disminuir la incertidumbre asociada se podrían

utilizar herramientas de percepción remota, como el método de Rounce y McKinney (2014) que a partir de imágenes termales obtiene el espesor de detritos distribuido.

6.3. Análisis de influencia de glaciares en la hidrología de la cuenca

6.3.1. Periodo histórico

La modelación de la cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco, utilizando el modelo CRHM, confirma la gran relevancia de los glaciares en la hidrología de la cuenca. El derretimiento glaciar varía drásticamente entre cada mes del año, llegando a ser un 75 % del aporte en agua líquida a la cuenca en febrero. De este aporte, un 68 % corresponde a glaciares descubiertos, mientras que el 34 % restante viene de glaciares cubiertos y rocosos. Por otro lado, durante el resto del año, la hidrología de la cuenca está dominada por el derretimiento nival, que se mantiene entre un 60 y 90 % entre julio y noviembre, siendo la precipitación líquida el aporte más importante únicamente en junio, mes de mayores precipitaciones. Esto se debe, probablemente, a las bajas temperaturas que caracterizan las cuencas ubicadas en la cordillera de los Andes, estando la temperatura media anual entre los 2 y 5°C.

La modelación de la cuenca del Estero Yerba Loca antes junta San Francisco, utilizando el modelo CRHM, revela la gran relevancia del manto nival y de los glaciares en de la hidrología de la cuenca. Durante la mayor parte del año, la hidrología de la cuenca está dominada por el derretimiento nival, que se mantiene entre un 60 y 90 % del aporte líquido total a la cuenca, entre julio y noviembre. La correlación entre el aporte nival y el caudal medio anual es positiva y significativa, lo que significa que en años de mayor caudal, el aporte nival es más importante. Esto puede deberse a que los años de mayor caudal tienen probablemente mayor precipitación, por lo tanto, mayor acumulación de nieve.

La precipitación líquida es el aporte más importante únicamente en junio, mes de mayores precipitaciones. Esto se debe, probablemente, a las bajas temperaturas que caracterizan las cuencas ubicadas en la cordillera de los Andes, estando la temperatura media anual entre los 2 y 5°C. Se destaca además que el aporte de la precipitación líquida es independiente de la magnitud del caudal medio anual.

El aporte glaciar a la cuenca varía drásticamente en cada estación del año, llegando a su máximo, de 75 %, en el mes de febrero. Además, este tiene una correlación negativa con el caudal medio anual, lo que significa que el aporte glaciar aumenta en los años de bajos caudales, como el periodo 2010-2016, en donde el aporte del derretimiento glaciar llega a superar el 30 %. Estos resultados concuerdan con el estudio de Ayala et al. (2016) en la cuenca del río Yeso, cercana a Yerba Loca, en el cual, para el año 2014-2015, estimaron que el aporte glaciar a la escorrentía de la cuenca es de 35 % a escala anual, llegando a 60 % en el verano. Cepeda (2017), determinó que, en la cuenca del río Olivares, el aporte glaciar anual en años secos llega hasta 46 %, y Muñoz (2019) reporta que el aporte glaciar a la cuenca en el 2014 es de 30 %. La modelación realizada por CRHM reitera entonces la capacidad de los glaciares de mitigar las sequías, aumentando su aporte al agua disponible en la cuenca durante estos periodos.

En cuanto al volumen glaciar, este disminuye en 30 % desde el año 2000 según la modelación, viéndose un leve cambio de pendiente desde el año 2010, en donde comienza la larga sequía en la

zona central. Este resultado concuerda con los obtenidos por Dusallant et al. (2019) y Ayala et al. (2020), sin embargo, las tasas de derretimiento modeladas son más altas que las de los glaciares estudiados por estos autores en la zona central de Chile, presumiblemente por las elevadas tasas de derretimiento utilizadas en la calibración glaciaria en este estudio, que provienen de Geostudios (2016)..

Se destaca que, al utilizar un modelo de derretimiento basado en un balance de energía, en el cual la componente radiativa tiene una gran relevancia, es importante la estimación de los flujos radiativos. Para disminuir la incertidumbre relacionada a esta componente, sería útil contar con mediciones de radiación de onda corta y de onda larga incidente para comparar con las series modeladas por CRHM, o generar una serie de forzantes para el modelo directamente.

6.3.2. Periodo futuro

Antes de proyectar cambios en la hidrología de la cuenca, en base a GCMs, se evalúa su desempeño durante el periodo histórico, observándose sesgos positivos durante los meses de derretimiento nival, y negativos durante la época de lluvias. Sin embargo, la estacionalidad se representa de manera correcta, al contrario de lo determinado por Dionizis et al. (2021), al evaluar los GCMs de CMIP5 utilizando un modelo conceptual. La diferencia puede radicar en la conceptualización del modelo y su representación de los procesos nivales, o de los GCMs utilizados, entre otras opciones.

Al realizar proyecciones futuras de la hidrología de la cuenca, se desprende que existe una gran variabilidad entre las series de caudal modeladas, que se relaciona directamente a los GCMs escogidos para generar las forzantes en este periodo. Algunos modelos muestran una disminución del caudal, mientras que otros un aumento. Para el futuro cercano, el promedio de estos modelos proyecta un aumento de un 2,8% del caudal medio anual, lo que es un 2% mayor al sesgo que muestran los GCMs en el periodo histórico, mayormente provocado por los meses de verano. Esto se debe, probablemente, a un aumento en el derretimiento nival, que se puede observar en la Figura 5.20. Se supone que esto se debe al alza de temperaturas, y a la mantención de las precipitaciones con relación al periodo histórico. Se observa también que el derretimiento glaciario disminuye, probablemente debido al retroceso del volumen glaciario dentro de la cuenca. A pesar de estos cambios, la estacionalidad del caudal se mantiene similar a la del periodo histórico.

En el futuro lejano, existe un cambio importante en la estacionalidad del caudal, apareciendo una componente pluvial desde julio hasta agosto, y la desaparición de la componente glaciaria. La componente pluvial se explica por la posible disminución del área nival en la cuenca, debido al aumento de temperaturas, lo que provoca que la precipitación líquida en invierno aumente, y la sólida disminuya. Por otra parte, el aporte glaciario a la cuenca es muy bajo, siendo el derretimiento glaciario futuro menor a un tercio del valor histórico, y como se observa en la Figura 5.22, el volumen glaciario dentro de la cuenca se acerca a cero. El volumen restante está compuesto en su totalidad por glaciares cubiertos y rocosos, que tienen menores tasas de derretimiento, debido a la capa de detritos que los recubre.

Es importante destacar que el modelo CRHM no cuenta con el proceso de flujo glaciario, ni de variación de área glaciaria, lo que genera incertidumbre en proyecciones de largo plazo (Pradhananga, 2020). Para obtener resultados más confiables en cuanto a la proyección de volúmenes glaciares, se

debería implementar un método de flujo glaciar, como lo hizo Marcoleta (2019), y de actualización de área glaciar y cambio de cobertura de suelo, como desarrolló Anderson (2017).

7. Conclusiones

A partir de la implementación del modelo CRHM en la cuenca del Estero Yerba Loca, y del análisis del rol de los glaciares dentro de la cuenca, se puede concluir que:

- En general, el modelo construido representa adecuadamente los procesos de acumulación y derretimiento de nieve así como de escorrentía superficial, traduciéndose en índices de eficiencia son aceptables para la representación del fSCA y el caudal, para la calibración y la validación. La evaluación de la capacidad de reproducir de manera precisa los balances de masa de los glaciares tiene un alto grado de incertidumbre, debido a la escasez de datos para validación. Sin embargo, con los datos disponibles, la validación es, en general, correcta ($KGE=0,62$ y $R^2=0,72$). Las fuentes de incertidumbre corresponden, primero, a las forzantes meteorológicas generadas. La fiabilidad de estas forzantes es difícil de determinar, debido a la escasez de estaciones meteorológicas en alta montaña, en las zonas glaciares. Segundo, existe incertidumbre asociada a los parámetros, que puede reducirse incorporando más observaciones, información obtenida de percepción remota, y realizando más experimentos de calibración. Por último, existe incertidumbre asociada a la estructura misma del modelo. En este estudio, se incorporan procesos como las avalanchas y el rol de la vegetación en el balance radiativo, sin embargo, para obtener resultados más representativos, es necesario incorporar el flujo del hielo en la cuenca, así como los cambios de cobertura de suelo provocados por las variaciones de áreas glaciares. Además, es necesario hacer un estudio más exhaustivo en de los glaciares cubiertos y rocosos dentro de la cuenca, debido a que el modelo utilizado para ellos no está calibrado para la zona de estudio.
- El aporte de los glaciares a la cuenca alcanza hasta un 75 % del caudal total de la cuenca en el mes de febrero, extendiéndose hasta el mes de abril. A nivel anual, el aporte glaciar varía en torno al 15 % desde 1980, aumentando de manera considerable en años de poca precipitación, donde el caudal es más bajo, llegando a ser aproximadamente el 45 % la contribución anual, en el año 2014-2015. Este aporte proviene principalmente de glaciares blancos, o descubiertos, y en menor medida, de glaciares cubiertos. Los resultados obtenidos reflejan la capacidad de los glaciares de mitigar los efectos de escenarios de sequía, como el que se vive actualmente en la zona central de Chile, en la escorrentía, y por lo tanto en actividades humanas y productivas que dependan de esto. Sin embargo, se destaca la drástica disminución del volumen de los glaciares dentro de la cuenca, perdiendo cerca del 30 % del agua almacenada en ellos desde el año 2000.
- Las proyecciones climáticas GCMs, bajo el escenario climático SSP5-8.5, indican un aumento de temperatura de 2,6°C y una disminución de precipitaciones del 10 % en el periodo 2030-2060. En términos de la hidrología de la cuenca, estas variaciones climáticas generarían, según las simulaciones, un cambio en la estacionalidad de los caudales, siendo estos muy cercanos a cero a finales de verano para el futuro lejano, y aumentando durante la época pluvial, debido a la elevación de la línea de nieves. En cuanto al derretimiento glaciar, este disminuye hasta ser casi despreciable en 2060, debido a la extinción de los glaciares blancos en la cuenca cerca del año 2030, y la desaparición gradual de los glaciares cubiertos y rocosos, llegando a casi 100 % para el año 2060.

Finalmente, los resultados obtenidos reafirman el rol clave de los glaciares en la hidrología de las cuencas de la zona central de Chile, y la necesidad de realizar más estudios; de modelación, para poder simular y proyectar los cambios que van a sufrir los glaciares en el contexto de un clima cambiante, y de observación; y monitoreo de glaciares y zonas de alta montaña, con el objetivo de tener la información necesaria para estudiarlos, y así poder proteger y manejar de mejor manera el recurso hídrico.

8. Bibliografía

- Advanced Mining Technology Center (AMTC) (2018). Modelo hidrológico integral Mapocho Alto. Informe de avance. Enero 2018. Volumen II: Hidrología.
- Anderson, ER. (2017). Modelling Changes in Multi-Decadal Streamflow Contributions – Bologna Glacier, Selwyn Mountains, NWT, Canada. University of Saskatchewan. <https://ecommons.usask.ca/handle/10388/7919>
- Anglo American (2018). Flora y fauna Lo Barnechea. http://florayfaunalobarnechea.cl/wp-content/uploads/2018/01/libro_flora_y_fauna_lo_barnechea_2018.pdf
- Araya-Osses, D., Casanueva, A., Román-Figueroa, C. et al. (2020). Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling. *Clim Dyn* 54, 4309–4330.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Burlando, P., (2017). Patterns of glacier ablation across Noth-Central Chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions. *Water Resour. Res.* 53, 5469–5494. <https://doi.org/10.1002/2016WR019676>
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., and Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *The Cryosphere*, 14(6), 2005-2027.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036–4058. doi:10.1002/hyp.10971
- Barcaza, G., Nussbaumer, S.U., Tapia, G., Valdés, J., García, J., Videla, Y., Albornoz, A., Arias, V., (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Ann. Glaciol.* 58, 166–180. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.28>
- Bernhardt, M., y Schulz, K. (2010). SnowSlide: A simple routine for calculating gravitational snow transport. *Geophysical Research Letters*, 37(11).
- Boisier, J. P., R. Rondanelli, R. D. Garreaud, and F. Muñoz (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 413–421, doi:10.1002/2015GL06726
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., y Valdivieso, J. (2017). Climate change impacts on hydroclimatic regimes and extremes over Andean basins in central Chile. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*, 2017, 1-29.
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., y Valdivieso, J. (2018). Projected hydroclimate changes over

Andean basins in central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios. *Climatic Change*. doi:10.1007/s10584-018-2246-7

Cannon, A. J., Sobie, S. R., Murdock, T. Q. (2015). Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes?, *Journal of Climate*, 28(17), 6938-6959.

Carenzo, M. (2012). Distributed modelling of changes in glacier mass balance and runoff [Ph.D. thesis; Dissertation ETH Zurich No. 20616].

Carenzo, M., Pellicciotti, F., Mabillard, J., Reid, T., Brock, B.W. (2016). An enhanced temperature index model for debris-covered glaciers accounting for thickness effect, *Advances in Water Resources*, Volume 94, Pages 457-469, ISSN 0309-1708.

Clark, M. P., Wilby, R. L., Gutmann, E. D., Vano, J. A., Gangopadhyay, S., Wood, A. W., y Brekke, L. D. (2016). Characterizing uncertainty of the hydrologic impacts of climate change. *Current Climate Change Reports*, 2(2), 55-64.

CONAMA (2009) “Política para la Protección y Conservación de Glaciares”.

Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), date of access. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp!/home>

Dionizis, D., Ojeda, P., Quezada, S., Lagos, M., Montserrat, M. (2021) Implicancias de la elección del método de escalamiento estadístico de modelos de circulación general en proyecciones de cambio hidrológico.

Dionizis D. (2018) Análisis de las proyecciones de recursos hídricos aportantes a los sistemas embalse el Yeso y Laguna Negra bajo el escenario de cambio climático RCP8.5.

Dirección General de Aguas Centro de Estudios Científicos (DGA-CECs) (2009). Estrategia Nacional de Glaciares, Fundamentos. (Informe S.I.T. N°205). Ministerio de Obras Públicas. República de Chile. Recuperado de <http://documentos.dga.cl/GLA5194v1.pdf>.

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

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile (2018). Explorador Eólico 2018, descripción y guía de uso.

Dussailant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., et al. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802-808.

Falvey, M., and R. D. Garreaud (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature

- trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979 – 2006), *J. Geophys. Res.*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
- Farías-Barahona, D., Ayala, Á., Bravo, C., Vivero, S., Seehaus, T., Vijay, S., et al. (2020). 60 Years of Glacier Elevation and Mass Changes in the Maipo River Basin, Central Andes of Chile. *Remote Sensing*, 12(10), 1658.
- Fowler, K., M. Peel, A. Western, and L. Zhang (2018) Improved Rainfall-Runoff Calibration for Drying Climate: Choice of Objective Function. *Water Resour. Res.*, 54, 3392–3408, doi:10.1029/2017WR022400
- Garreaud RD, Boisier JP, Rondanelli R, Montecinos A, Sepúlveda HH, Veloso-Aguila D. (2020). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *Int J Climatol*. 2020;40:421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Groos A.R., Mayer C., Smiraglia C., Diolaiuti G., Lambrecht A. (2017). A first attempt to model region-wide glacier surface mass balances in the Karakoram: findings and future challenges. *IT ISSN 0391-9838*.
- Gutmann, E., Pruitt, T., Clark, M. P., Brekke, L., Arnold, J. R., Raff, D. A., y Rasmussen, R. M. (2014). An intercomparison of statistical downscaling methods used for water resource assessments in the United States. *Water Resources Research*, 50(9), 7167-7186
- Hall, D. K., G. A. Riggs, y V. V. Salomonson (2006). MODIS/Terra Snow Cover 5-Min L2 Swath 500m. Version 5. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- Hrachowitz, M., Clark, M. P. (2017). HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(8), 3953-3973.
- Panel Intergubernamental por el Cambio Climático (IPCC) (2013). Glosario [Planton, S. (ed.)]. En: Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.
- IPCC (2021). Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Isamit, A. (2021) Análisis de la incertidumbre asociada a proyecciones climáticas en los recursos hídricos del río Cachapoal Alto, Chile.

- Jara Álvarez, F. J. (2017). Influencia de la sublimación nival en el balance hídrico de la cuenca alta del río Copiapó, Chile.
- Krogh S.A. and Pomeroy J.W. (2019) Impact of Future Climate and Vegetation on the Hydrology of an Arctic Headwater Basin at the Tundra-Taiga Transition *Journal of Hydrometeorology*: 20, pp. 197-215 DOI: 10.1175/JHM-D-18-0187.1
- de Lavenne, A., Andréassian, V., Thirel, G., Ramos, M.-H., Perrin, C. (2019). A regularization approach to improve the sequential calibration of a semidistributed hydrological model. *Water Resources Research*, 55, 8821–8839.
- Lliboutry, Luis (1956) “Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología”, Ediciones de la universidad de Chile, pp. 471, Santiago de Chile.
- López-Moreno J.I., Pomeroy J.W., Revuelto J. and Vicente-Serrano S.M. (2012) Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees *Hydrological Processes* DOI: 10.1002/hyp.9408
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Fensholt, R., y Yde, J. C. (2016). Glacier changes in the Rio Olivares catchment, central Chilean Andes, 1955–2013. *J. Glaciol*, 62(232), 391-401.
- Marcoleta, L. (2019). Hidro-glaciología de glaciares rocosos y descubiertos en los Andes de Chile centra. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias de la ingeniería, mención recursos hídricos y medio ambiente hídrico.
- Muñoz, E. (2019). Análisis hidrológico de la cuenca del río Olivared frente a sequías extremas en escenarios de retroceso glaciar mediante la implementación del modelo glacío-hidrológico TOPKAPI-ETH.
- Pradhananga, D. (2020). Response of Canadian Rockies Glacier Hydrology to changing Climate
- Pellicciotti F, Brock B, Strasser U, Burlando P, Funk M, Corripio J. (2005). An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *J Glaciol* 51(175): 573–87.
- Pellicciotti F., Ragletti S., Carenzo M., McPhee, J. (2013). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment* 493, 1197-1210.
- Quezada, S., Dionizis, D., Ojeda, P., Lagos, M., Montserrat, S. (2021) Efectos de la incorporación de estaciones meteorológicas de montaña en la reducción de sesgos en productos grillados de temperatura y precipitación. XXV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Ragletti S., Pellicciotti F. (2012). Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glaciarized basin: on the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, vol. 48, W03509.
- Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O’Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Cal-

- vin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Crespo Cuaresma, J., KC, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Aleluia Da Silva, L., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumstark, L., Doelman, J., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A., and Tavoni, M. (2016) The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An Overview, *Global Environ. Chang.*, doi:10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009.
- Rivera A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz and M. Vuille (2016). Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile, 203p
- Rounce DR, McKinney DC. (2014). Debris thickness of glaciers in the Everest Area (Nepal Himalaya) derived from satellite imagery using a nonlinear energy balance model. *The Cryosphere* 8 (1): 1317–1329 DOI:10.5194/tcd-8-887-2014.
- Segovia A., Videla Y. (2017). Caracterización glaciológica de Chile. *Investig. Geogr. Chile*, 53: 3-24.
- Schoolmeester, T., Johansen, K.S., Alfthan, B., Baker, E., Hesping, M. y Verbist, K., (2018). Atlas de Glaciares y Aguas Andinos. El impacto del retroceso de los glaciares sobre los recursos hídricos. UNESCO y GRID-Arendal.
- Vásquez Placencia, N. A. (2018). Incorporación de información de percepción remota para mejorar la representación de procesos del ciclo hidrológico usando el modelo CRHM. Aplicación en la cuenca del río Elqui, Chile.
- van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Thomson, A., Riahi, K., Kainuma, M., Matsui, T., Hurtt, G. C., Lamarque, J.-F., Meinshausen, M., Smith, S., Granier, C., Rose, S. K., and Hibbard, K. A. (2011a) The Representative Concentration Pathways: an overview, *Climatic Change*, 109, 5–31.
- Yilmaz, K. K., H. V. Gupta, and T. Wagener (2008), A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model, *Water Resour. Res.*, 44, W09417, doi:10.1029/2007WR006716.
- Weber M. Bernhardt M., Pomeroy J.W., Fang X., Härer S. and Schulz K. (2016) Description of current and future snow processes in a small basin in the Bavarian Alps *Environmental Earth Sciences*: 75, pp. 1-18 DOI:10.1007/s12665-016-6027-1
- Zazulie, N., Rusticucci, M., Raga, G. (2017). Regional climate of the Subtropical Central Andes using high-resolution CMIP5 models. Part II: future projections for the XXI century.
- Herron, M., Langway, C. (1980). Firm Densification: An Empirical Model. *Journal of Glaciology*, 25(93), 373-385. doi:10.3189/S0022143000015239

ANEXOS

Anexo A

Coeficientes tri-horarios de forzantes históricas

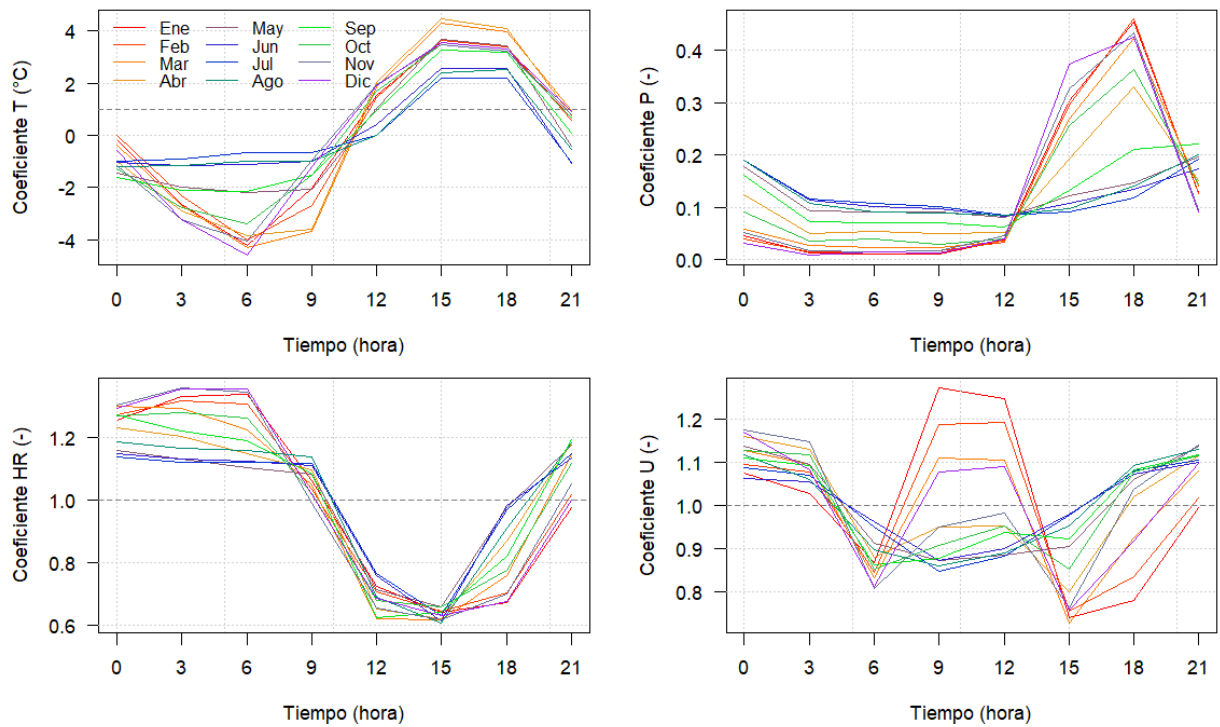


Figura A.1: Coeficientes horarios mensuales obtenidos a partir del reanálisis ERA5 para la temperatura y la precipitación, del explorador eólico para el viento, y de las observaciones para la humedad relativa.

Anexo B

Forzantes históricas

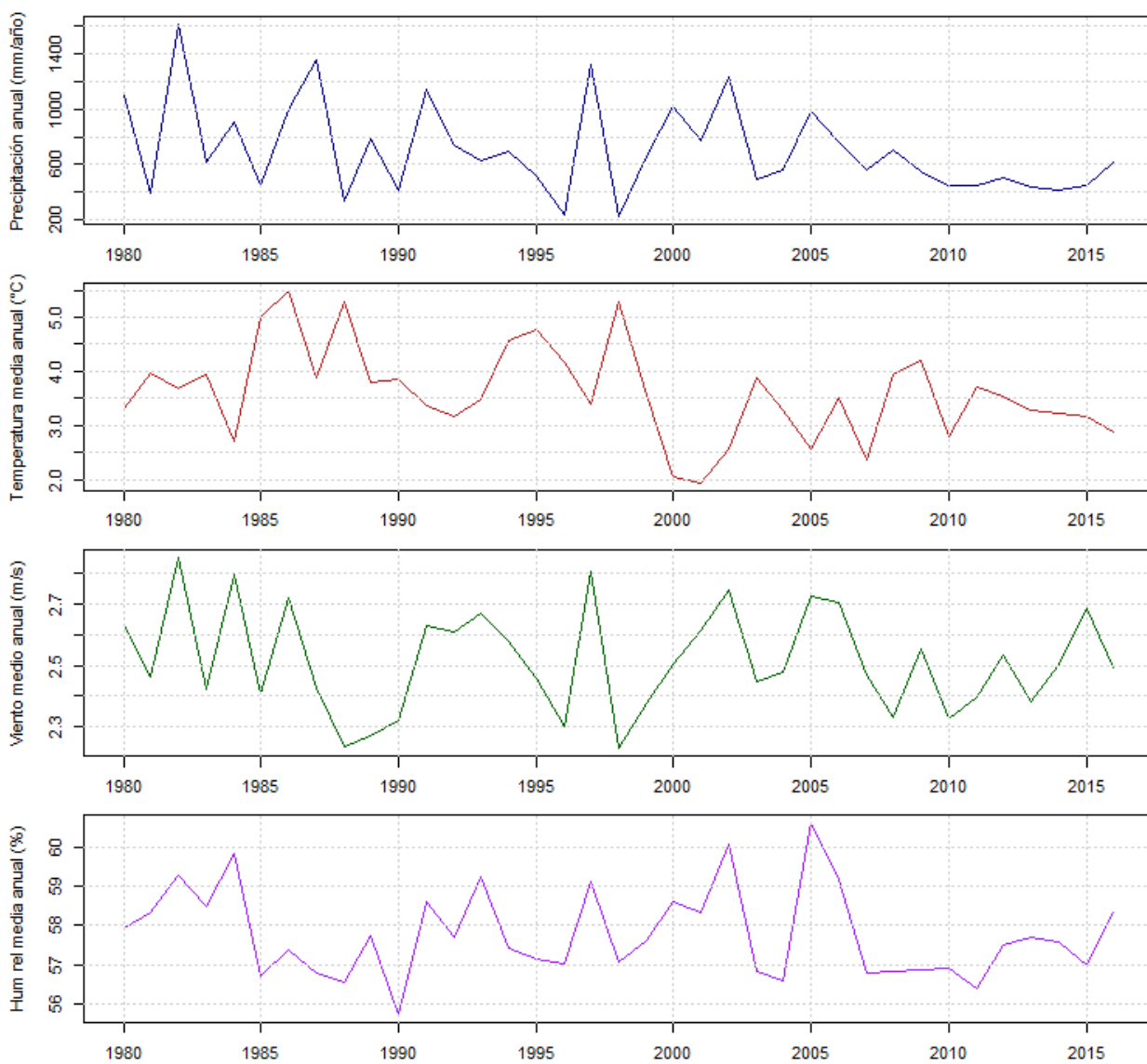


Figura B.1: Forzantes históricas anuales a escala de cuenca, entre 1980 y 2016.

Anexo C

GCMs previos al escalamiento

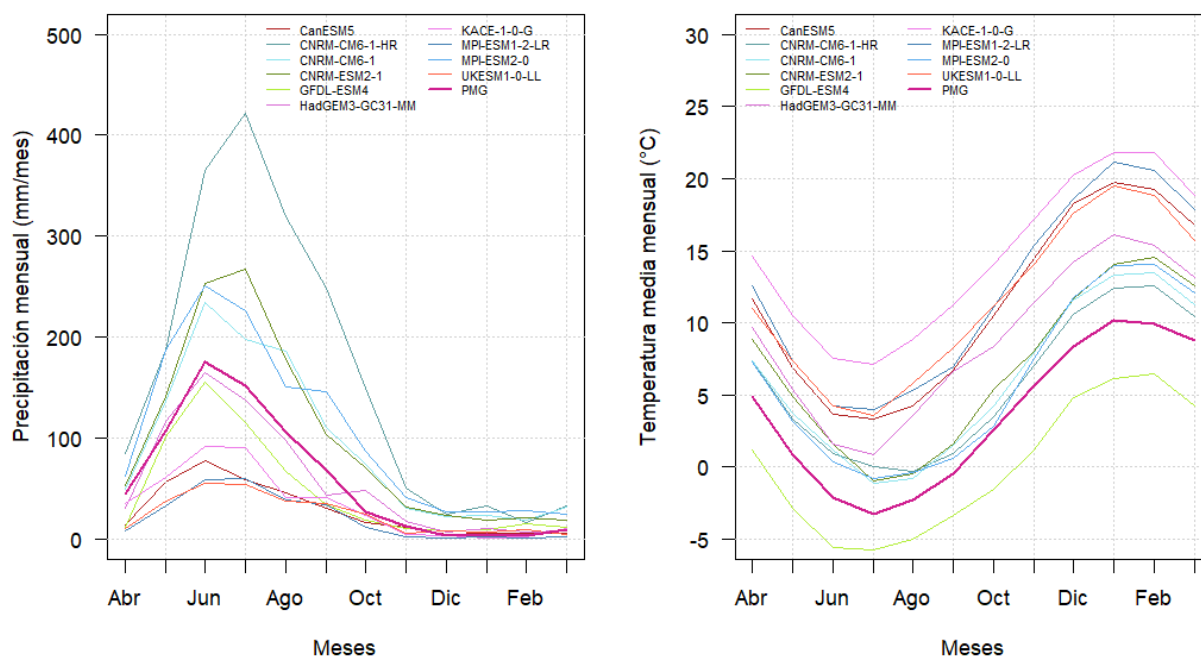


Figura C.1: Ciclos mensuales de los GCMs en estudio para el periodo histórico, comparados a los ciclos mensuales obtenidas de las forzantes generadas, previos al escalamiento.

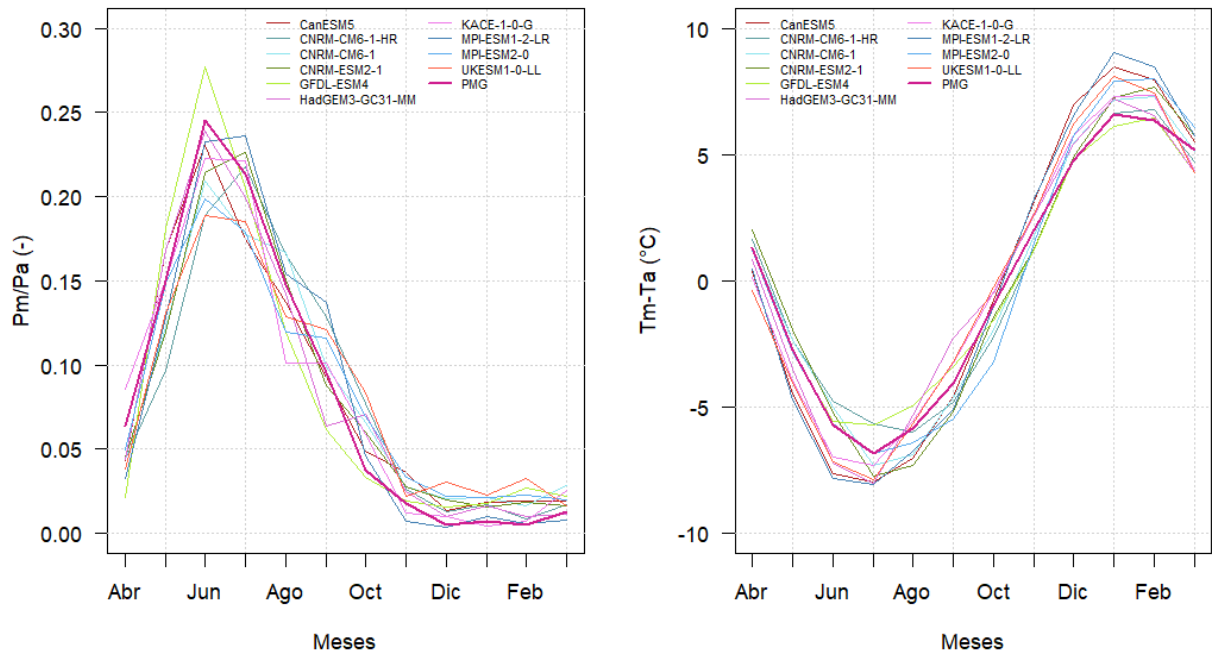


Figura C.2: Ciclos mensuales dimensionales de los GCMs en estudio para el periodo histórico, comparados a los ciclos obtenidos de las forzantes generadas, previo al escalamiento.

Anexo D

Forzantes futuras

LISTA DE GCMs:

- GCM1: CanESM5
- GCM2: CNRM-CM6-1-HR
- GCM3: CNRM-CM6-1
- GCM4: CNRM-ESM2-1
- GCM5: GFDL-ESM4
- GCM6: HadGEM3-GC31-MM
- GCM7: KACE-1-0-G
- MPI-ESM1-2-LR
- MPI-ESM2-0
- UKESM1-0-LL

Tabla D.1: Variaciones porcentuales de precipitación mensual y total anual en el futuro cercano y futuro lejano, para los GCMs en estudio.

FUTURO CERCANO (2015-2039)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	-37	-33	-11	35	-6	-45	-21	-53	-56	-19	76	-63	-11
GCM2	-57	-26	9	9	33	9	-22	-30	-55	-20	178	-59	0
GCM3	-8	-54	9	17	-9	27	38	43	-68	-7	-19	-18	0
GCM4	-58	-16	-16	6	28	38	-8	101	-78	57	52	-58	0
GCM5	26	-6	-11	43	-11	-4	-8	-22	-69	73	-36	-11	4
GCM6	-36	-35	33	17	13	91	-25	-4	-62	24	31	45	14
GCM7	-27	19	-2	-16	6	-17	-42	-17	-84	113	120	-31	-6
GCM8	-11	-1	-2	-15	0	-42	-16	-18	-37	21	65	39	-9
GCM9	-34	-4	14	10	10	-28	-33	12	-54	-5	-52	17	0
GCM10	-3	5	16	16	19	-13	-47	107	-61	14	-1	83	10
FUTURO LEJANO (2040-2060)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	30	-32	-10	3	-34	-45	-41	-30	-69	44	18	2	-16
GCM2	-57	-34	-32	-10	-21	-13	-33	-23	-55	-68	-47	-71	-27
GCM3	26	-34	-27	31	7	-13	-63	17	-87	-56	6	-49	-8
GCM4	-20	-15	12	0	14	-26	-25	-44	-39	-54	-24	29	-3
GCM5	17	-18	-12	-28	16	-31	2	-30	-64	-21	42	-38	-13
GCM6	-25	17	17	30	13	61	-30	-3	-54	-51	51	-8	17
GCM7	-28	13	-21	-29	25	-31	-41	-61	-81	-6	190	-39	-14
GCM8	12	18	-14	2	-24	-18	-25	-32	-79	-88	135	-23	-8
GCM9	14	-43	-28	-15	-13	-13	-14	-4	-69	23	125	12	-19
GCM10	-7	14	25	10	-12	-28	-41	-45	-58	-12	-16	4	2

Tabla D.2: Variaciones de temperatura mensual y total anual en el futuro cercano y futuro lejano, para los GCMs en estudio.

FUTURO CERCANO (2015-2039)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	0.9	0.8	1.5	1.0	1.7	1.7	1.1	1.7	1.3	1.7	1.5	1.4	1.3
GCM2	2.7	2.5	1.2	0.4	0.5	0.5	0.1	0.3	-0.4	1.1	1.1	2.4	1.0
GCM3	2.1	2.6	1.4	2.2	0.7	0.6	0.4	-0.9	-0.8	0.6	1.3	2.0	1.0
GCM4	2.3	1.7	1.4	3.0	1.2	0.2	-0.3	-0.3	-0.5	0.2	0.7	2.0	1.0
GCM5	0.4	0.2	0.8	0.3	0.3	1.0	1.4	1.1	0.4	1.2	0.3	0.8	0.7
GCM6	0.6	1.1	0.4	1.4	0.5	-0.1	1.1	0.8	1.1	0.9	1.3	1.5	0.9
GCM7	0.9	0.5	0.7	-0.5	0.9	0.2	0.9	1.0	0.8	1.0	0.4	1.7	0.7
GCM8	0.6	0.7	0.6	0.6	0.4	1.1	1.1	0.3	0.9	0.6	0.9	0.5	0.7
GCM9	1.2	1.0	0.0	0.1	0.5	0.7	1.5	1.0	0.8	1.2	1.0	0.6	0.8
GCM10	0.9	0.6	1.0	0.9	0.4	1.1	0.9	1.4	1.2	1.3	1.1	1.4	1.0
FUTURO LEJANO (2040-2060)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	2.5	3.2	2.8	3.3	4.1	4.4	3.6	3.4	3.6	3.8	3.7	2.8	3.4
GCM2	4.4	4.3	3.1	1.4	2.0	1.8	1.4	1.2	1.5	1.9	2.5	3.8	2.4
GCM3	4.5	3.2	2.7	3.6	3.0	2.2	1.7	1.4	1.4	2.0	2.9	3.8	2.7
GCM4	4.1	3.4	3.2	2.8	2.7	2.3	1.2	1.3	1.4	1.6	2.6	3.9	2.5
GCM5	1.3	1.3	1.4	1.5	1.6	1.4	2.8	1.8	1.1	2.1	1.7	2.0	1.7
GCM6	3.5	3.3	3.1	3.4	3.6	2.4	3.5	3.6	2.8	2.7	3.3	3.5	3.2
GCM7	3.2	2.8	2.4	2.6	2.4	2.9	2.8	3.5	3.0	2.8	2.9	3.4	2.9
GCM8	1.5	2.3	1.2	1.1	1.6	2.8	2.0	1.4	1.6	1.4	1.4	1.4	1.6
GCM9	1.8	2.2	1.6	2.2	2.7	2.7	2.9	2.4	2.4	2.0	1.6	2.1	2.2
GCM10	3.6	2.2	2.6	3.1	2.3	2.9	3.4	3.8	3.1	3.2	2.8	3.4	3.0

Anexo E

Serie de caudal simulado para el periodo histórico

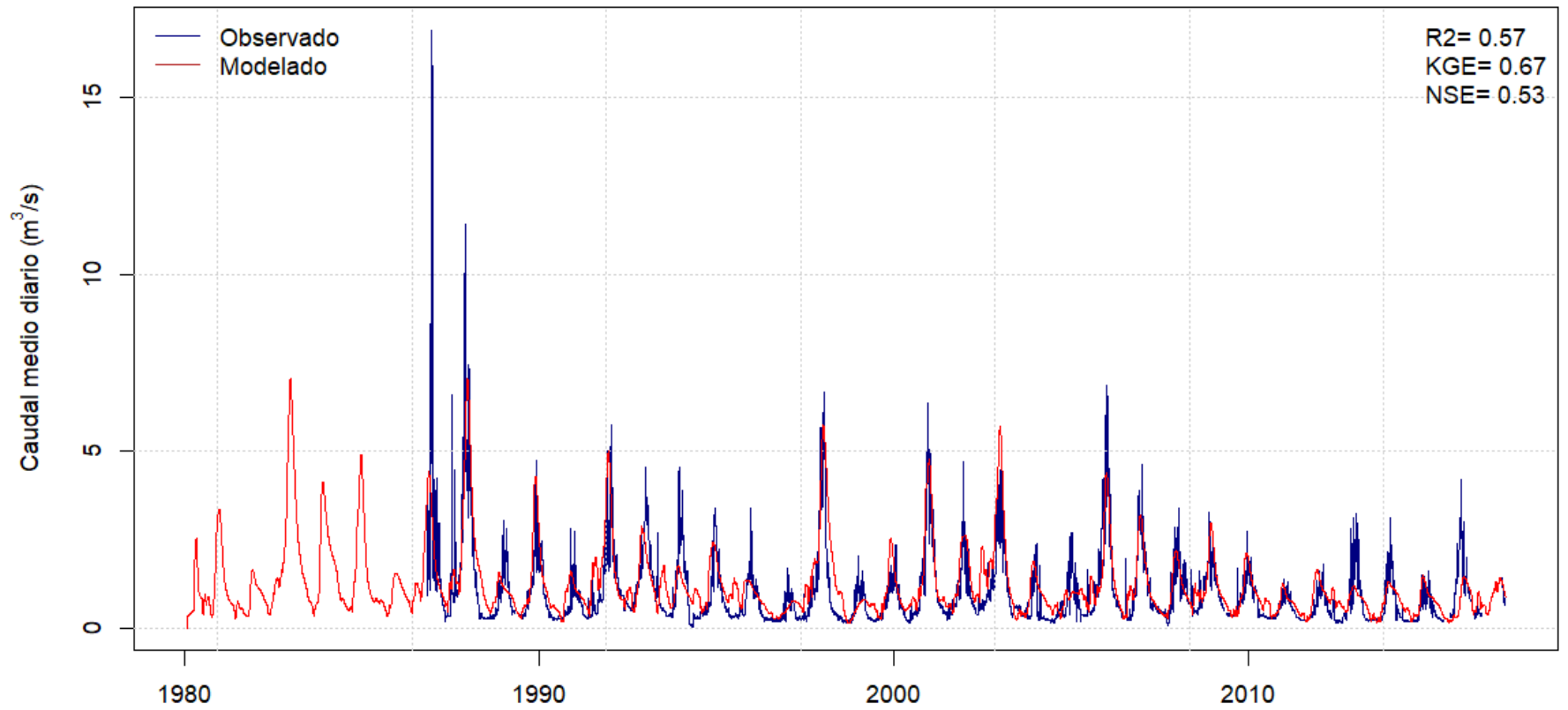


Figura E.1: Caudal simulado y observado en el periodo 1980-2016, con los índices calculados para todo el periodo.

Anexo F

Proyecciones de caudal bajo escenarios de cambio climático

Tabla F.1: Diferencias de caudal mensual y anual en el periodo histórico simulado a partir del PMG y a partir de los GCMs, en porcentaje.

PERIODO HISTÓRICO (1980-2014)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	-6.7	-9.7	-8.2	-3.3	3.9	12.6	15.6	14.9	5.2	-5.7	-7.9	-5.3	1.1
GCM2	-9.8	-10.5	-7.1	-11.9	-2.6	13.0	25.4	25.5	4.5	-14.8	-15.8	-10.6	-0.4
GCM3	-10.1	-12.8	-2.3	-2.2	5.3	10.4	7.5	12.6	8.5	-1.4	-5.6	-6.5	1.5
GCM4	-5.8	-2.4	9.1	0.5	-4.7	3.0	5.5	20.8	9.7	-7.3	-10.0	-6.1	2.0
GCM5	-8.9	-6.0	-4.5	-13.3	-4.8	14.8	28.8	27.1	4.0	-14.4	-15.8	-10.8	0.3
GCM6	-3.7	-9.3	-3.6	-5.0	-0.9	12.7	20.5	24.5	5.3	-10.7	-10.9	-4.5	1.8
GCM7	-11.5	-11.6	-7.5	-3.8	1.1	13.3	20.2	22.0	5.2	-11.6	-13.6	-9.8	0.1
GCM8	-9.5	-7.5	-1.0	-6.1	-1.8	11.0	21.0	20.9	7.4	-10.4	-14.6	-9.6	0.7
GCM9	-7.8	-6.4	-1.8	-8.0	-0.6	12.9	16.0	7.9	4.2	-1.5	-4.9	-5.2	1.0
GCM10	-10.3	-12.3	-0.2	-2.2	-4.1	10.8	19.0	16.6	3.4	-8.9	-12.5	-9.6	-0.4

Tabla F.2: Variaciones de caudal mensual y anual en el futuro cercano y futuro lejano, simulado por CRHM para los GCMs en estudio, en porcentaje.

FUTURO CERCANO (2015-2039)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	-26.3	-29.4	-30.0	-35.2	-18.9	-5.8	8.1	3.1	-7.6	-20.7	-23.8	-23.8	-15.2
GCM2	-20.5	-27.5	-29.0	-14.9	-3.1	6.6	0.3	-3.1	1.8	-4.4	-10.8	-15.7	-7.6
GCM3	-5.6	-9.8	-14.0	-19.7	-2.4	-12.1	-12.9	-5.9	-1.3	8.3	8.1	-0.5	-3.0
GCM4	-19.9	-25.5	-21.4	-21.0	-0.1	-5.7	-15.9	-17.2	-2.6	1.8	-5.1	-13.5	-9.9
GCM5	-29.0	-26.3	-3.2	10.3	29.1	11.5	2.6	13.9	9.5	-10.3	-19.3	-24.4	-2.6
GCM6	50.3	29.9	28.4	7.2	-1.5	-12.4	-17.5	5.5	44.4	84.7	90.7	77.3	40.8
GCM7	-0.1	15.6	44.5	2.3	-13.8	-13.9	-15.0	4.8	24.8	20.2	11.8	6.7	10.4
GCM8	-27.6	-24.3	-7.5	-2.3	5.2	8.2	-2.7	-4.3	-14.0	-24.0	-28.5	-27.9	-14.6
GCM9	-15.1	-18.2	-14.7	-17.2	-12.0	-12.8	-18.1	-1.7	7.9	4.9	-3.4	-11.4	-5.1
GCM10	12.4	17.7	37.5	15.1	9.9	-2.9	3.2	36.2	62.3	59.6	39.9	22.7	34.9
FUTURO LEJANO (2040-2060)													
GCM	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
GCM1	-66.7	-44.5	-4.6	-0.9	24.7	30.9	33.9	-0.8	-37.0	-55.0	-62.5	-66.2	-27.9
GCM2	-62.5	-55.7	-38.3	-8.9	7.5	-10.1	-9.7	-19.0	-35.4	-45.6	-52.9	-61.3	-35.1
GCM3	-55.6	-17.6	-17.4	-3.9	37.4	37.7	18.8	-1.5	-14.6	-32.8	-44.6	-54.5	-16.9
GCM4	-43.8	-29.7	-3.4	43.7	56.0	75.7	26.5	3.2	-8.8	-15.4	-23.8	-39.6	-3.1
GCM5	-54.2	-46.3	-14.2	-1.5	7.0	6.5	13.5	7.0	-16.3	-31.7	-42.9	-52.8	-19.9
GCM6	-7.4	13.5	76.1	96.0	122.5	162.6	125.6	95.1	49.5	7.7	-8.3	-12.5	50.5
GCM7	-63.8	-42.3	42.0	64.5	53.3	58.5	44.3	12.9	-20.8	-48.4	-60.3	-64.4	-12.8
GCM8	-61.6	-50.8	-25.5	6.1	16.0	8.8	23.0	1.2	-28.0	-42.4	-50.0	-57.8	-25.0
GCM9	-57.4	-37.1	-25.3	-21.8	-5.3	27.2	25.0	-14.7	-32.7	-43.0	-50.4	-58.2	-28.6
GCM10	-48.5	-0.9	48.4	56.1	90.0	67.8	59.0	36.5	6.2	-21.0	-35.9	-46.4	8.8