



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

**ANÁLISIS HIDROLÓGICO DE LA CUENCA DEL RÍO OLIVARES  
FRENTE A SEQUÍAS EXTREMAS EN ESCENARIOS DE  
RETROCESO GLACIAR MEDIANTE LA IMPLEMENTACIÓN DEL  
MODELO GLACIO-HIDROLÓGICO TOPKAPI-ETH**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

**EDUARDO ALBERTO FERNANDO MUÑOZ CASTRO**

**PROFESORA GUÍA**  
XIMENA VARGAS MESA

**PROFESOR CO-GUÍA**  
ÁLVARO AYALA RAMOS

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN**  
JAMES MCPHEE TORRES  
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA

SANTIAGO DE CHILE  
2019

## **ANÁLISIS HIDROLÓGICO DE LA CUENCA DEL RÍO OLIVARES FRENTE A SEQUÍAS EXTREMAS EN ESCENARIOS DE RETROCESO GLACIAR MEDIANTE LA IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO GLACIO-HIDROLÓGICO TOPKAPI-ETH**

Los Andes semi-áridos de Chile constituyen un importante reservorio natural de agua fresca que sustenta los ecosistemas locales y la actividad humana de los principales valles emplazados en la zona central del país. En años secos, los glaciares ubicados en la alta cordillera juegan un rol importante debido a que su contribución mantiene los caudales mínimos al término del año hidrológico. Estas reservas se ven comprometidas según las proyecciones de cambio climático y recurrencia de sequías multianuales.

Apoiados en el modelo glacio-hidrológico TOPKAPI-ETH, de motivación física, espacialmente distribuido (100 m) y a resolución temporal diaria, se analizan los patrones de retroceso glacial y la respuesta hidrológica frente a sequías severas, en escenarios de cambio climático, de la cuenca del río Olivares antes de junta río Colorado (33°10'S; 70°10'O), ubicada ~50 km al noreste de Santiago de Chile, en la zona central de Los Andes semiáridos chilenos. Para ello se emplean dos escenarios definidos por (1) serie sintética estacionaria de precipitación y temperatura, generada según los registros observados entre 1990-2009, y (2) selección de modelos climáticos (GCM) que representan un aumento de 1,5°C en la temperatura media global (Acuerdo de París).

De la modelación en el periodo de referencia se observa que, durante la mega-sequía de 2010-2015, tanto la precipitación líquida como el derretimiento de nieve presentaron una disminución de ~40% y ~50% respectivamente, mientras que, el aporte glacial aumentó entre octubre y marzo respecto a la condición de clima normal (2000-2009), alcanzando su máximo aumento en enero (~80%). Además, se concluye que en la cuenca la sequía estuvo asociada sólo a un déficit de precipitaciones (i.e., sequía meteorológica).

A futuro se observa que 1) habrá un incremento de 0,5°C en la temperatura media anual promedio a escala de cuenca, coherente entre los diferentes modelos climáticos, 2) la superficie glacial se reducirá entre un 22-31% a causa del retroceso frontal de los glaciares, 3) el volumen de hielo disminuirá entre un 22-35% según el escenario de cambio climático, y 4) 24 glaciares (área inicial = 0,02-0,43 km<sup>2</sup>), de un total de 94 inventariados por la DGA, desaparecerán hacia el año 2065. En comparación a la sequía de referencia (2010-2015), en escenarios de cambio climático se obtiene que 1) la escorrentía total disminuye en promedio ~30% entre diciembre y marzo, 2) los patrones de derretimiento nival cambian, observándose un adelanto en el mes de ocurrencia del máximo derretimiento, y 3) el caudal glacial disminuye 58% en el estiaje.

Finalmente, se concluye que, si bien hoy los glaciares logran mitigar sequías, dicha capacidad se verá reducida en el futuro debido a la desaparición de algunos glaciares y el rápido retroceso de los glaciares más importantes de la cuenca. No obstante, continuarían representando un aporte importante a la escorrentía durante sequías, pero menor al observado hasta hoy.

*A mi abuela, Zoila, a mi tata, Oscar, y a mi primo, Keko...  
Quienes desde aquella dimensión inmensa de la eternidad  
están disfrutando y celebrando este momento...  
Esto es para ustedes, los amo*

*“El mundo es largo y redondo como un plátano...”*



# AGRADECIMIENTOS

No podría comenzar estas líneas sin agradecer a quienes me han dado todo en esta vida, mis padres, Oscar y Agripina, gracias por su apoyo, cariño incondicional y las oportunidades que me han dado en la vida, por el ejemplo que han sido en mi vida, los admiro y me siento bendecido de que sean mis padres. A mi hermano, amigo y referente, Oscar (El Rorro), por acompañarme en mis niñerías, locuras, excentricidades y apoyarme en cada una de mis decisiones. A Camila, mi pareja y compañera estos últimos 8 años, con quién he crecido y quiero seguir creciendo, gracias por todo el apoyo, paciencia y comprensión.

A Giselle, mi amiga y confidente, por su apoyo en estos casi 10 años de amistad. A Coni, por acompañarme en el comienzo de esta aventura. A mi amigo Justus Von Woedtke, por mostrarme que pese a la distancia y uno que otro charco entre continentes, la amistad trasciende.

A mis amigos Guillermo Vásquez, Matías Escudero, Carolina Pérez y Sofia Peña, quienes desde el primer año me han soportado y acompañado en este camino. Guille y Mati, si bien ahora son 7 años, desde el año 1 me di cuenta de que son unos amigos la raja y me siento afortunado de haber compartido estos años junto a ustedes (buenas y malas).

A Mauricio Muñoz y Carla Carmona, por haber compartido conmigo tareas y trabajos (y a veces uno que otro trago) estos años en hidráulica. Por otro lado, agradecer a Alberto “Camello” Bard, Manuel Cortés, Daniela Barrios, Maitane Balsebre, José Seguel, Lucho Tapia, Nacho Horta y Alberto “Betulón” Arrochas por los jolgorios, conversaciones filosóficas de almuerzo, chaqueteo por robos de patentes y/o ruedas, y todos los momentos que compartimos juntos.

Al mítico Team Sandía, Nahuel Villarroel y Carlos Neumann, por los trasnoches memoriando en la 340, las sandías de verano (y cuanta cosa compramos para comer), los Ara post almuerzo, la buena conversa y la buena onda en general. Sin ustedes, no imagino como habría sido todo esto.

A Jacqueline Suárez, por ser la consejera y amiga que es, por las buenas vibras que entrega cada día y por ser una persona maravillosa de corazón infinito. A Fabi Borne, por la buena onda y disposición cada vez que llegué con un cacho.

A los amigos que la vida ha ido colocando en mi andar, Franco Ricchetti, Mati Cornejo y Felipe Cordera, gracias por los consejos, las partidas de Catán y la buena mesa. A Yohann Videla y Fabi Pinto, por ser un gran apoyo en esta última etapa y mostrarme que no necesitas conocer a alguien por años para darte cuenta de las grandes personas que son.

Agradecer a mi profesora, Ximena Vargas, por el apoyo, confianza y oportunidades que me ha dado, por ser como es, una mujer sencilla, sabia y cercana... No se retire nunca profe, ¡la necesitamos! A mi profesor y amigo Pablo Mendoza, por ser creer en mí, por las conversaciones de la vida y la docencia, por su humildad. A Álvaro Ayala, por enseñarme la glaciología y darme la oportunidad de trabajar con él en ETH-Zúrich, regalándome una de las experiencias de crecimiento profesional y personal más bonitas de mi vida. Profe Xime, Pablo y Álvaro, más que supervisores, guías o maestros, en ustedes encontré una segunda familia.

Agradecer también al profesor James McPhee, quién me mostró por primera vez la hidrología y hoy me acompaña en este proceso como parte de la comisión. A su vez, agradecer al mismo Profe James, a Daniel Farinotti, y al apoyo económico entregado por ETH-Global, por hacer posible mi estadía en ETH-Zúrich, Suiza, donde comenzó a tejerse el trabajo que hoy termina (?).

En fin, agradecer a todos quienes me han acompañado en mi vida, a los que están y a los que no, porque si hoy soy quién soy es gracias a ustedes.

# TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN .....	1
1.1	Motivación .....	1
1.2	Objetivos .....	3
1.2.1	Objetivo General.....	3
1.2.2	Objetivos Específicos .....	3
1.3	Estructura del Documento.....	4
2	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1	Definiciones Básicas .....	5
2.2	Estado del Arte.....	9
2.2.1	Clima en la Cordillera de Los Andes.....	9
2.2.2	Hidrología en Los Andes del Centro de Chile.....	10
2.2.3	Estudios de Glaciares de la zona central de Chile.....	11
2.2.4	Estudios en la cuenca del río Olivares.....	12
2.2.5	Aplicaciones de TOPKAPI-ETH en Los Andes semi-áridos .....	14
2.3	Síntesis de la revisión e Hipótesis de Investigación.....	14
2.3.1	Comentarios generales.....	14
2.3.2	Hipótesis del Trabajo de Investigación .....	15
3	DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	16
3.1	Antecedentes Generales.....	16
3.2	Caracterización Geomorfológica .....	17
3.3	Hidroclimatología .....	18
3.4	Eventos de sequía.....	21
4	METODOLOGÍA .....	22
4.1	Metodología General.....	22
4.2	Descripción General del Modelo Hidrológico .....	23
4.3	Variables de entrada requeridas y componentes del modelo.....	24
4.4	Calibración y validación del modelo .....	25
4.4.1	Estrategia de calibración .....	25
4.4.2	Evaluación del modelo.....	26
4.5	Escenarios de Estudio.....	27
4.6	Estimación del Área Glacial .....	29
5	INFORMACIÓN DISPONIBLE .....	31
5.1	Información Meteorológica .....	31
5.2	Control Fluviométrico .....	33

5.3	Acumulación y derretimiento del manto nival .....	33
5.4	Retroceso Glacial .....	33
5.5	Proyecciones de Cambio Climático .....	34
6	RESULTADOS .....	38
6.1	Evaluación de la calibración y validación del modelo .....	38
6.2	Análisis del periodo de referencia .....	44
6.3	Proyecciones de cambio glacio-hidrológico .....	47
6.4	Respuesta de la cuenca a sequías severas .....	50
7	COMENTARIOS Y CONCLUSIONES .....	51
8	BIBLIOGRAFÍA .....	53
	ANEXO A: TOPKAPI – ETH .....	I
	ANEXO B: TIPOLOGÍA DE GLACIARES .....	X
	ANEXO C: COBERTURA DE SUELO DE LA CUENCA .....	XI
	ANEXO D: PRODUCTO CR2MET .....	XII
	ANEXO E: SERIES SINTÉTICAS DE CLIMA ACTUAL .....	XV
	ANEXO F: SCALED DISTRIBUTION MAPPING (SDM) .....	XVI
	ANEXO G: LLIBOUTRY Y OLIVARES .....	XX
	ANEXO H: PROCESAMIENTO DE IMÁGENES LANDSAT .....	XXII
	ANEXO I: CURVAS DE DURACIÓN SIMULADA Y OBSERVADA – ÍNDICES HIDROLÓGICOS .....	XXIII
	ANEXO J: RESPUESTA DE LA CUENCA A SEQUÍAS SEVERAS EN ESCENARIOS DE RETROCESO GLACIAL .....	XXIV

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1 Clasificación morfológica de glaciares a nivel nacional y a nivel de la zona de estudio	7
Tabla 2-2 Documentación del retroceso glaciar en cuencas cercanas al dominio de estudio	12
Tabla 3-1 Características geomorfológicas de la cuenca del río Olivares	18
Tabla 4-1 Criterios de eficiencia definidos para la evaluación del modelo	26
Tabla 4-2 Medidas de diagnóstico de la curva de duración	27
Tabla 4-3 Aumento de temperatura global en escenario RCP2.6 según modelos climáticos del CMIP5	28
Tabla 5-1 Estaciones ubicadas en la cuenca del río Olivares	32
Tabla 5-2 Variación de temperatura mensual, estacional (pluvial/Pv – Deshielo/DH) y anual en la cuenca del río Olivares para el futuro cercano, intermedio y lejano según diferentes GCMs RCP2.6 respecto a los registros promedio en la estación Embalse El Yeso en el periodo 1990-2009	34
Tabla 5-3 Variación porcentual de precipitación mensual, estacional (Pluvial/Pv – Deshielo/DH) y anual en la cuenca del río Olivares para el futuro cercano, intermedio y lejano según diferentes GCMs RCP2.6 respecto a los registros promedio en la estación Embalse El Yeso en el periodo 1990-2009	35
Tabla 6-1 Métricas e índices hidrológicos aplicados para valores diarios en la calibración del modelo	40
Tabla 6-2 Métricas e índices hidrológicos aplicados para valores diarios en la validación del modelo	40
Tabla 6-3 Evaluación de los valores mensuales de caudal y fSCA simulados	40
Tabla 6-4 Comparación entre el área simulada con TOPKAPI-Olivares y el área estimada de Landsat	41
Tabla 6-5 Comparación del desempeño de TOPKAPI-ETH en la representación de los caudales medios diarios respecto a los modelos DHSVM y WEAP	43
Tabla 6-6 Comparación del desempeño de TOPKAPI-ETH en la representación de la cobertura nival diaria a escala de cuenca respecto a los modelos DHSVM y WEAP	43
Tabla 6-7 Cambios en patrones hidrológicos estacionales y anuales durante la mega-sequía de 2010-2015 respecto a la condición de clima normal registrada entre 2000-2009	45
Tabla 6-8 Cambios en patrones climáticos estacionales y anuales durante la mega-sequía de 2010-2015 respecto a la condición de clima normal registrada entre 2000-2009	45

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2-1 Escala temporal de las reacciones en la criósfera ante variaciones en las condiciones del sistema. ....	6
Figura 2-2 Esquema general de la zona de acumulación y ablación de un glaciar.....	8
Figura 2-3 Cambios de área en los principales glaciares de la cuenca alta del río Olivares entre 1955 y 2015.....	13
Figura 3-1 Zona de estudio. Cuenca del río Olivares antes de junta con río Colorado.....	16
Figura 3-2 (A) Cobertura de suelo de la cuenca del río Olivares para el año 2014 según clasificación primaria realizada por Zhao et al. (2014). (B) Glaciares identificados en el Inventario de Glaciares de la DGA. ....	17
Figura 3-3 Curva Hipsométrica cuenca del Río Olivares.....	18
Figura 3-4 Curva de variación estacional de caudales medios en la cuenca del río Olivares periodo 2000-2016. ....	19
Figura 3-5 Curva de duración de caudales medios diarios en la cuenca del río Olivares periodo 2000-2016. ....	19
Figura 3-6 Climograma construido a partir de las observaciones registradas en la estación meteorológica Embalse El Yeso durante el periodo 1955-2016. ....	20
Figura 3-7 Comparación entre la precipitación y temperatura registrada en la estación Embalse El Yeso y los valores a escala de cuenca obtenidos de CR2MET (CAMELS-CL). ....	20
Figura 3-8 Índices de sequía meteorológica e hidrológica calculados para las cuencas del Río Olivares y Maipo en El Manzano en el periodo 1980-2015 a partir de la información obtenida de CAMELS-CL.....	21
Figura 4-1 Esquema general de la metodología desarrollada para el estudio.....	22
Figura 4-2 Estructura del modelo TOPKAPI-ETH a nivel de celda.....	23
Figura 4-3 Información requerida para la construcción, calibración y validación del modelo. ....	24
Figura 4-4 Estrategia implementada para la construcción del modelo TOPKAPI-Olivares.....	25
Figura 4-5 Métodos de estimación del área glaciar. Imagen LANDSAT 5 TM del 27-03-2004. (A) Falso color RGB 5-4-3. (B) Índice Normalizado de Nieve (NDSI). (C) Ratio de la Banda 3 y 5. ....	30
Figura 5-1 Distribución espacial de la precipitación y temperatura anual promedio en el periodo 2000-2008 en la cuenca respecto a los registros de la estación Embalse El Yeso, estimada a partir del producto grillado CR2MET. (A) Distribución espacial de la precipitación normalizada. (B) Distribución espacial de la temperatura normalizada. (C) Ubicación de la estación Embalse El Yeso. ....	31
Figura 5-2 Gradiente de precipitación anual y temperatura mensual en el periodo 2000/01 – 2008/09 en la cuenca del Río Olivares relativo a estación meteorológica Embalse El Yeso. (A) Ajuste logarítmico a los valores de precipitación anual. (B) Gradiente de Temperatura mensual promedio.....	32
Figura 5-3 Proyección de la temperatura según los GCM MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR y NorESM1-M en el periodo 2020-2069 escenario RCP2.6. En el panel superior se muestran las proyecciones de temperatura anual, mientras que, en el panel inferior, de izquierda a derecha, la temperatura media mensual al futuro cercano, futuro intermedio y futuro lejano.....	37
Figura 5-4 Proyección de la precipitación según los GCM MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR y NorESM1-M en el periodo 2020-2069 escenario RCP2.6. En el panel superior se muestran las proyecciones de precipitación anual, mientras que, en el panel inferior, de izquierda a derecha, la precipitación mensual al futuro cercano, futuro intermedio y futuro lejano. ....	37
Figura 6-1 Series de tiempo diaria simuladas (rojo) y observadas (azul) de caudal (panel superior) y cobertura fraccional de nieve (fSCA; panel inferior) durante los periodos de calentamiento, calibración y validación. ....	38

Figura 6-2 CVE observada y simulada de caudal (panel izquierdo) y cobertura nival (fSCA – panel derecho) durante calibración y validación. ....	39
Figura 6-3 Área de los glaciares Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma y Juncal Sur en el periodo 2000-2016 simulada con TOPKAPI y derivada del análisis de imágenes Landsat (LT). 41	41
Figura 6-4 Evaluación de TOPKAPI-Olivares en la modelación de la dinámica glaciar de la cuenca. ....	42
Figura 6-5 Cambios en el balance de masa en los glaciares más importantes en la cuenca del río Olivares. Comparación entre TOPKAPI-Olivares (TE) y balance geodésico (BGM) de Farías et al. ....	42
Figura 6-6 Aporte promedio a la escorrentía de la precipitación líquida (izq.), derretimiento de nieve (centro) y derretimiento de hielo (der.) durante la condición de clima normal (azul) y sequía (rojo). ....	44
Figura 6-7 Temperatura (izq.), evapotranspiración real total (centro) y radiación solar incidente (der.) promedio a escala de cuenca durante la condición de clima normal (2000-2009) y sequía (2010-2015). ....	44
Figura 6-8 Área glacial (izq.) y volumen de hielo (der.) durante el periodo de referencia de condiciones climáticas normales (2000-2009) y condiciones de sequía (2009-2015).....	45
Figura 6-9 Balance de masa glacial anual y acumulado en la cuenca del río Olivares y comparación respecto a las observaciones en el glaciar Echaurren y el promedio de los glaciares del WGMS. ....	46
Figura 6-10 Escorrentía media anual 2000-2015 y contribución relativa a la escorrentía de la precipitación líquida, derretimiento de hielo y derretimiento de hielo.....	46
Figura 6-11 Series anuales de escorrentía, derretimiento de nieve, derretimiento de hielo, precipitación total, temperatura media e índice de aridez. Cada cuadro muestra el intervalo de confianza al 95% de significancia (sombreado azul) y el valor promedio del escenario clima actual (línea azul). ....	47
Figura 6-12 Área y volumen de hielo simulado para el periodo 2000-2065. Sombreado en color azul se representa el intervalo de confianza al 95% de la serie de clima actual. ....	48
Figura 6-13 Isoterma cero y línea de equilibrio altitudinal (ELA) al término del periodo de ablación entre 2000-2065. Sombreado en color azul se representa el intervalo de confianza al 95% de la serie de clima actual. ....	48
Figura 6-14 Cambios de la superficie glaciar en el periodo 2000-2065 según escenarios de Clima Actual (A) y Acuerdo de París (B). Se muestran los cambios de área simulados a partir de los modelos climáticos HadGEM2-A0 (B.1), MIROC5 (B.2), MPI-ESM-LR (B.3), MPI-ESM-MR (B.4) y NorESM1-M (B.5).....	49
Figura 6-15 Escorrentía, deshielo y derretimiento de nieve promedio mensual durante la sequía de referencia (2010-2015) y escenarios futuros de retroceso glaciar. ....	50

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 Motivación

Una de las interrogantes más desafiantes de las últimas décadas es “¿Cuáles serán los impactos del cambio climático?”. Basta con realizar una búsqueda rápida en la web para verificar lo anterior, pudiéndose encontrar una amplia gama de documentos que van desde investigaciones ligadas, por ejemplo, a las ciencias de la salud, sociales o biológicas (e.g., Carvajal-Escobar et al., 2008; Haines, 2004; Mawdsley et al., 2009; Patz et al., 2005; Skelly et al., 2007) hasta ciencias de la tierra (e.g., Almazroui et al., 2012; Daly et al., 2010; Rogelj and Knutti, 2016).

Uno de los cambios visibles asociados al aumento de temperatura durante la época post revolución industrial corresponde al retroceso glacial, el cual se ha visto intensificado durante el último siglo (e.g., Bajracharya et al., 2014; DGA, 2011a; Durán-Alarcón et al., 2015; Malmros et al., 2016; Masiokas et al., 2009; Rivera et al., 2000). Dicho retroceso experimentado por gran parte de los glaciares del mundo corresponde, principalmente, a una respuesta al cambio en las condiciones climáticas (e.g., Kraaijenbrink et al., 2017; Malmros et al., 2016; Rivera et al., 2017). Estos cambios glaciares tienen un efecto considerable en el clima, hidrología superficial, nivel del mar, entre otros (e.g., Gillet-Chaulet et al., 2012; Hagg et al., 2013; Schaner et al., 2012). Ahora bien, el retroceso glacial no sólo tiene un impacto físico, sino que también económico, social, cultural e incluso espiritual, ya que existen culturas indígenas donde estas grandes masas de hielo son consideradas divinidades (Allison, 2015). Sin embargo, uno de los aspectos más estudiado corresponde a la reducción de las reservas naturales de agua fresca, las cuales sustentan gran parte de las actividades humanas desarrolladas en valles ubicados a los pies de grandes cordones montañosos (e.g., Los Alpes, Himalaya o Los Andes).

En las regiones semiáridas de la cordillera de Los Andes, la nieve acumulada en invierno provee la mayor contribución de agua fresca durante años con características hidrológicas normales y húmedas. Sin embargo, la contribución glacial juega un rol importante durante el periodo de estiaje, especialmente en periodos secos donde su contribución supera el 70-80% (e.g., Ayala et al., 2017; Migliavacca et al., 2015). En Chile, lo anterior toma gran importancia debido a que se cuenta con la mayor superficie glacial en el Hemisferio Sur (Cepeda, 2017). Dicha superficie se traduce en reservas de agua que potencialmente podrían asegurar la disponibilidad del recurso hídrico hacia el final del año hidrológico (31 de marzo), cuando el almacenamiento nival se encuentra agotado o en escenarios de sequía.

Las sequías en Chile central no son eventos inusuales. Cerca de un cuarto de los años comprendidos entre 1940 y 2010 muestran características de año seco, es decir un déficit de precipitaciones mayor al 30% (sequía meteorológica; CR2, 2015), en general como eventos aislados de 1 o 2 años de extensión, destacando dos eventos multianuales importantes: 1967-1969 y 2010-2015. Si bien la sequía de 1967-1969 resulta ser un evento relevante en términos meteorológicos, la sequía que tuvo lugar en Chile central entre 2010 y 2015 no tiene precedentes, siendo incluso denominada como una mega sequía dada su extensión territorial (Regiones de Coquimbo y La Araucanía), duración (6

años), y magnitud (Garreaud et al., 2017). Más aún, a través de la reconstrucción climatológica del último milenio (1000 – 2014 d.C.), realizada a partir del estudio de los anillos de árboles en la zona central de Chile, se desprende que las anomalías registradas durante la mega-sequía se ubican dentro del 2% inferior de la distribución de precipitaciones (Garreaud et al., 2017), evidenciando así la envergadura del evento.

Así, el posible incremento en la persistencia y recurrencia de sequías en Chile central (Boisier et al., 2016) realza la importancia de los glaciares Andinos y la necesidad de estudiar los efectos del cambio climático sobre ellos. Más aún, considerando el cambio en las condiciones climáticas durante el último siglo y que, en respuesta a ello, los glaciares se han reducido, surge la interrogante asociada a cuál será la capacidad de estos para contrarrestar el impacto de una sequía. ¿Podrán continuar sustentando los caudales de las cuencas con régimen nival o nivo-pluvial que cuentan con dicho aporte durante el periodo de ablación (1 de octubre – 31 de marzo)?

Por otro lado, el aumento en las emisiones de gases de efecto invernadero genera incertidumbre respecto a las tendencias climáticas que podrían esperarse a futuro. Para reducir dicha incertidumbre y entregar lineamientos claros de las trayectorias que podrían seguir las emisiones, el Panel Intergubernamental del Cambio Climático, presenta los escenarios de Trayectorias Representativas de Concentración (RCP por sus siglas en inglés), estimadas a partir de la implementación de los denominados “*Earth System Models*”, los cuales consideran la evolución de las forzantes radiativas, interacción con la vegetación, ciclo del carbono y química atmosférica (IPCC, 2013). Los diferentes Modelos de Circulación General (GCM por sus siglas en inglés) incluidos en el Proyecto de Intercomparación de Modelos – CMIP5 (Taylor et al., 2012) son forzados con dichas trayectorias, por lo que a través de los escenarios RCP y los modelos GCM se pueden estimar proyecciones futuras del clima mundial.

Eventos extremos sin precedentes y recurrentes en el último tiempo (e.g., olas de frío/calor, inundaciones, sequías) han abierto el debate sobre las medidas de mitigación y adaptación a los efectos del cambio climático. Tomando en cuenta esta preocupación, en el marco de la Convención sobre el Cambio Climático de las Naciones Unidas, celebrado en 2015 en París, se propuso un acuerdo para reducir las emisiones de gases de efecto invernadero a modo de limitar en 1,5°C el aumento de la temperatura media mundial respecto a la época preindustrial. Si bien el denominado Acuerdo de París (ONU, 2015) pretende reducir los efectos del cambio climático y con ello mitigar los impactos del mismo, cualquier aumento en la temperatura genera una respuesta de los diferentes sistemas terrestres (i.e., atmósfera, hidrósfera, criósfera, litósfera y biósfera), los que buscan adaptarse a las nuevas condiciones climáticas (i.e., encontrar el equilibrio).

En Chile gran parte de la población se concentra en tres regiones administrativas del país, siendo la Región Metropolitana de Santiago la más importante con cerca del 40% de la población (INE, 2017). A su vez, el río Maipo, que nace en la alta cordillera de Los Andes, es una de las principales fuentes de agua fresca para la población que habita y desarrolla su actividad en la Región Metropolitana, por lo que resulta importante, a modo de cuantificar la disponibilidad del recurso hídrico, el estudio de las cuencas aportantes al mismo, la cual hacia su parte alta es tributada principalmente por los ríos Olivares,

Colorado, Yeso y Volcán. A su vez, la cuenca tiene una importante cobertura glacial, equivalente a 364 km<sup>2</sup> (Migliavacca et al., 2015), y hacia su parte alta un marcado régimen nival.

Si bien existe un consenso generalizado de que, hoy por hoy, los glaciares son agentes mitigadores de sequías, en Chile no se cuenta con estudios que cuantifiquen el rol glacial en estos escenarios extremos, ni proyecciones asociadas a la respuesta que tendrán los mismos durante eventos similares en el futuro, cuando por efecto de la inestabilidad en la cual se encuentran, vean reducido su tamaño y, en consecuencia, su potencial de mitigación.

En la cuenca del río Olivares (antes de junta río Colorado), la cobertura glacial hacia el periodo 2013-2014 se extendía por una superficie de 95±3 km<sup>2</sup>, equivalente al 17-18% del área total de la cuenca (Mernild et al., 2017), representando aproximadamente el 26% de la superficie glacial total de la cuenca del río Maipo. Dada su cobertura glacial y el deseo de estudiar el aporte futuro de éstos a la escorrentía durante periodos de sequía, se adopta como zona de estudio la cuenca del río Olivares. Por otro lado, considerando el bajo grado de intervención humana en la cuenca, se facilita el estudio del cambio hidrológico natural.

Con el fin de realizar los diferentes ensayos que requiere el estudio, se utiliza como apoyo el modelo glacio-hidrológico TOPKAPI – ETH, considerando su motivación física y su resolución espacial (100 m), lo cual nos permite estimar de manera realista la respuesta hidrológica de la cuenca.

## 1.2 Objetivos

### 1.2.1 Objetivo General

Del estudio de la cuenca del río Olivares antes de su junta con río Colorado se espera:

- A partir del bajo grado de intervención antrópico de la cuenca, obtener una estimación precisa sobre el impacto del cambio climático en los recursos hídricos de la alta cordillera (i.e., cambio hidrológico natural) en el futuro cercano, intermedio y lejano.
- Evaluar el rol glacial en la mitigación de sequías climáticas en los caudales al término del año hidrológico en escenarios de cambio climático y retroceso glacial.

### 1.2.2 Objetivos Específicos

- Cuantificar la contribución glacial a la escorrentía en la mega-sequía de 2010-2015.
- Analizar las variaciones de precipitación y temperatura media diaria proyectadas por diferentes GCMs según el escenario RCP2.6.
- Evaluar el impacto del estado inicial de los glaciares, previo a la ocurrencia de una sequía, en la contribución a la escorrentía total.
- Comparar la contribución glacial a la escorrentía en escenarios de sequías extremas futuras respecto a la observada entre 2000-2009 y durante la mega sequía 2010-2015.

### 1.3 Estructura del Documento

El resto del documento se encuentra organizado en seis apartados, los cuales se individualizan a continuación:

- En el Capítulo 2, se desarrolla una revisión de antecedentes bibliográficos a modo de introducir los conceptos básicos sobre glaciología y, a su vez, establecer el estado del arte del tema en estudio.
- En el Capítulo 3, se describe la zona de estudio en cuanto a sus características hidrometeorológicas, geomorfológicas, cobertura de suelo y tipología glacial.
- En el Capítulo 4, se presenta la metodología utilizada para el desarrollo del estudio; se realiza una descripción del modelo glacio-hidrológico TOPKAPI-ETH, sus principales componentes y datos requeridos para su construcción. A su vez, se presenta la estrategia de calibración y validación del modelo en conjunto con las métricas y criterios definidos para evaluar el desempeño de éste. Por otro lado, se definen los escenarios de estudio y la metodología adoptada para la estimación del área glacial en el periodo 2000-2016.
- En el Capítulo 5, se analiza la información disponible espacial y temporalmente. En primer lugar, se analiza la información meteorológica y se describe el enfoque adoptado para distribuirla espacialmente. Luego, se analiza el control fluviométrico de la cuenca y la intervención del régimen natural de la misma. Finalmente, a modo de asegurar la caracterización del proceso de acumulación y derretimiento del manto nival, se estudia la disponibilidad de información asociada a la cobertura nival (fSCA) y equivalente de agua nieve (SWE).
- En el Capítulo 6, se presentan los resultados obtenidos de la modelación hidrológica, tanto para el periodo de calibración/validación como para los escenarios futuros. Se evalúa y compara el desempeño de TOPKAPI-ETH respecto a otros modelos implementados en la zona de estudio en el periodo de calibración/validación y se analizan las variaciones de la escorrentía total y la contribución glacial en la simulación a largo plazo, estudiando la respuesta de la cuenca a sequías en escenarios de retroceso glacial.
- Finalmente, en el Capítulo 7 se presentan comentarios y conclusiones obtenidos a partir de los resultados de la presente investigación

## 2 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

La criósfera de la Cordillera de los Andes aporta agua fresca en forma significativa a las cuencas de las regiones semiáridas de Chile central (31-36°S), por lo que resulta necesario cuantificar la disponibilidad recursos hídricos. Una correcta estimación del recurso facilita el manejo eficiente y eficaz del agua en estas regiones, las cuales sustentan su economía, principalmente, en torno a la agricultura.

Un correcto manejo del agua toma vital importancia considerando la persistente sequía que ha afectado a la zona central del país durante los últimos años (Garreaud et al., 2017) y las proyecciones de cambio climático que apuntan hacia una disminución en precipitaciones anuales y aumento de temperaturas (e.g., Bozkurt et al., 2017; Bravo et al., 2017; Migliavacca et al., 2015; Pizarro et al., 2014; Vicuña et al., 2011). Así, se podría esperar que el caudal en los ríos de origen Andino disminuyan, comprometiendo ecosistemas locales y la creciente demanda humana, agrícola, hidroeléctrica, minera e industria.

Comprender los procesos que intervienen en el fenómeno de acumulación/derretimiento nival y glacial resulta complejo dados los múltiples factores que determinan el mismo, como por ejemplo la radiación, el viento, la actividad volcánica, cobertura detrítica, entre otros. A su vez, estudiar los procesos resultantes de la interacción entre, por ejemplo, la nieve o la atmósfera y la superficie glacial, implica otro desafío quizás aún mayor dada la escala del fenómeno. Por lo anterior, se han desarrollado múltiples estudios enfocados en modelar la respuesta de cuencas nivo-glaciales a partir de diferentes modelos hidrológicos (e.g., conceptuales/motivación física, concentrados/distribuidos) ante variaciones en las forzantes climáticas (e.g., Ayala et al., 2017, 2016; Bravo et al., 2017; Burger et al., 2018; Farinotti et al., 2012; Ragettli et al., 2013).

El objetivo principal de esta sección es entregar una revisión de los estudios previos realizados en la zona, tanto a nivel macro (i.e., Cordillera de Los Andes) como a escala regional y local (i.e., cuenca del río Maipo en El Manzano y cuenca del río Olivares respectivamente), enfocados en los cambios en el volumen y área glacial en la parte alta de la Cordillera de Los Andes y la respuesta hidrológica de las cuencas. A su vez, revisar algunas definiciones básicas de los conceptos que son abordados en el presente estudio.

### 2.1 Definiciones Básicas

La criósfera es el subsistema terrestre integrado por todas aquellas regiones de la Tierra y océano donde las aguas se encuentran en forma sólida, incluyendo hielo marino, hielo en lagos, ríos, superficies con nieve, glaciares, casquetes de hielo y permafrost (capa de hielo permanentemente congelada). Estas formas de agua en estado sólido pueden experimentar fluctuaciones, por ejemplo, en respuesta a cambios climáticos, ya sean naturales o antrópicos. Sin embargo, la escala temporal a la que ocurre dicha respuesta dependerá de las características dinámicas, termodinámicas, geográficas y topográficas del elemento, variando desde horas, días, años hasta milenios (Rivera et al., 2017). La Figura 2-1 ilustra la escala temporal de reacción de diferentes crioformas, como por ejemplo nieve, glaciares, casquetes de hielo continental, entre otros.

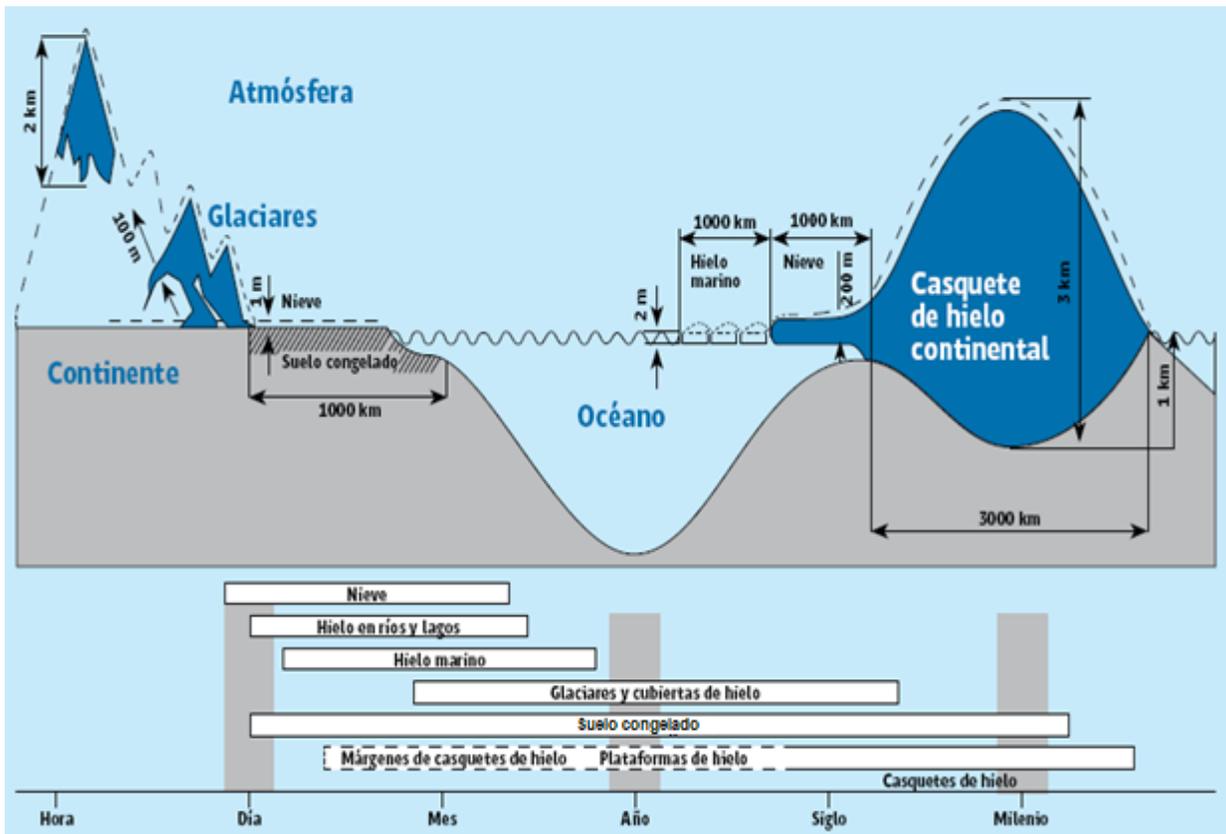


Figura 2-1 Escala temporal de las reacciones en la criósfera ante variaciones en las condiciones del sistema.

Fuente: Rivera et al. (2017)

En el caso particular de los glaciares, existen ciertas concordancias entre algunas de las definiciones, pero también discrepancias entre las mismas por lo que, dependiendo del inventario y las técnicas de mapeo implementadas para el desarrollo de cada uno, el número de glaciares en una misma zona puede variar. Un claro ejemplo de ello es la comparación del inventario desarrollado por la Dirección General de Aguas de Chile (DGA, 2011b) y el Inventario Glaciar de Randolph v6.0 (RGI Consortium, 2017), según los cuales, para la cuenca del río Olivares, se contabilizan 94 y 64 glaciares, respectivamente. Es decir, existe una diferencia de 30 glaciares entre ambas bases de datos. Tomando en cuenta lo anterior, resulta necesario precisar la definición adoptada.

La Estrategia Nacional de Glaciares de Chile (DGA, 2009) adopta la siguiente definición: “Glaciar es toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre el suelo, que sea visible por periodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0,01 km<sup>2</sup> (una hectárea). O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo”. La definición anterior resulta práctica al momento de utilizar técnicas de percepción remota para la delimitación glaciar. En términos legislativos, en Chile, según el informe “Glaciares de Chile” realizado por Departamento de Estudios, Extensión y Publicaciones de la Biblioteca del Congreso Nacional (BCN, 2016), se utiliza la definición propuesta en el Atlas del Agua (DGA, 2016), la cual es consistente con la empleada para la elaboración de la Estrategia Nacional de Glaciares de Chile (DGA, 2009). Así, tomando en cuenta el dominio del presente estudio, el cual se circunscribe en el territorio nacional, se adopta la definición anteriormente mencionada (i.e., Estrategia Nacional de Glaciares).

A partir de los lineamientos definidos por la DGA (2009), Barcaza et al. (2017) elaboran el primer inventario nacional de glaciares utilizando: 1) imágenes adquiridas desde los satélites Landsat TM y ETM+ cercanas, en principio, al término del verano de 2003; 2) Modelos de Elevación Digital (DEM) del “*Shuttle Radar Topographic Mission*” (SRTM); 3) procesos semiautomáticos para definir los contornos glaciares; y 4) una clasificación no supervisada para estimar el área libre y cubierta de detritos. En la Tabla 2-1 se muestra, por un lado, la clasificación morfológica de los glaciares ubicados en Chile continental y, por otro lado, la clasificación de los glaciares ubicados en la cuenca del río Olivares según los datos obtenidos del inventario nacional de glaciares.

**Tabla 2-1 Clasificación morfológica de glaciares a nivel nacional y a nivel de la zona de estudio**

Clasificación morfológica	Descripción*	Chile continental		Cuenca río Olivares	
		Número	Sup. (km <sup>2</sup> )	Número	Sup. (km <sup>2</sup> )
Glaciarete	Pequeñas masas de hielo ubicadas en laderas o depresiones.	12597	445,8	13	0,6
Glaciar de Valle	Cubren parcial o totalmente el valle de una montaña.	301	2356,7	10	50,4
Glaciar Rocoso	Mezcla de hielo (40-60%), roca y sedimento fino.	2831	369,9	49	9,0
Glaciar de Montaña	Localizados en la alta cordillera.	8019	6617,9	22	22,7
Glaciar Efluente	Extensas planicies de hielo (campos de hielo).	366	13851,1	-	-
<b>Total</b>		<b>24114</b>	<b>23641,4</b>	<b>94</b>	<b>82,7</b>

\*En el ANEXO B se realiza una descripción con mayor detalle.

De la Tabla 2-1 se desprende que, a nivel nacional, los glaciaretes y glaciares de montaña predominan en cantidad por sobre el resto de las tipologías definidas, no obstante, en términos de superficie, sólo representan el 65% del área cubierta por glaciares efluentes, los cuales concentran el 58,5% del área glacial total del país.

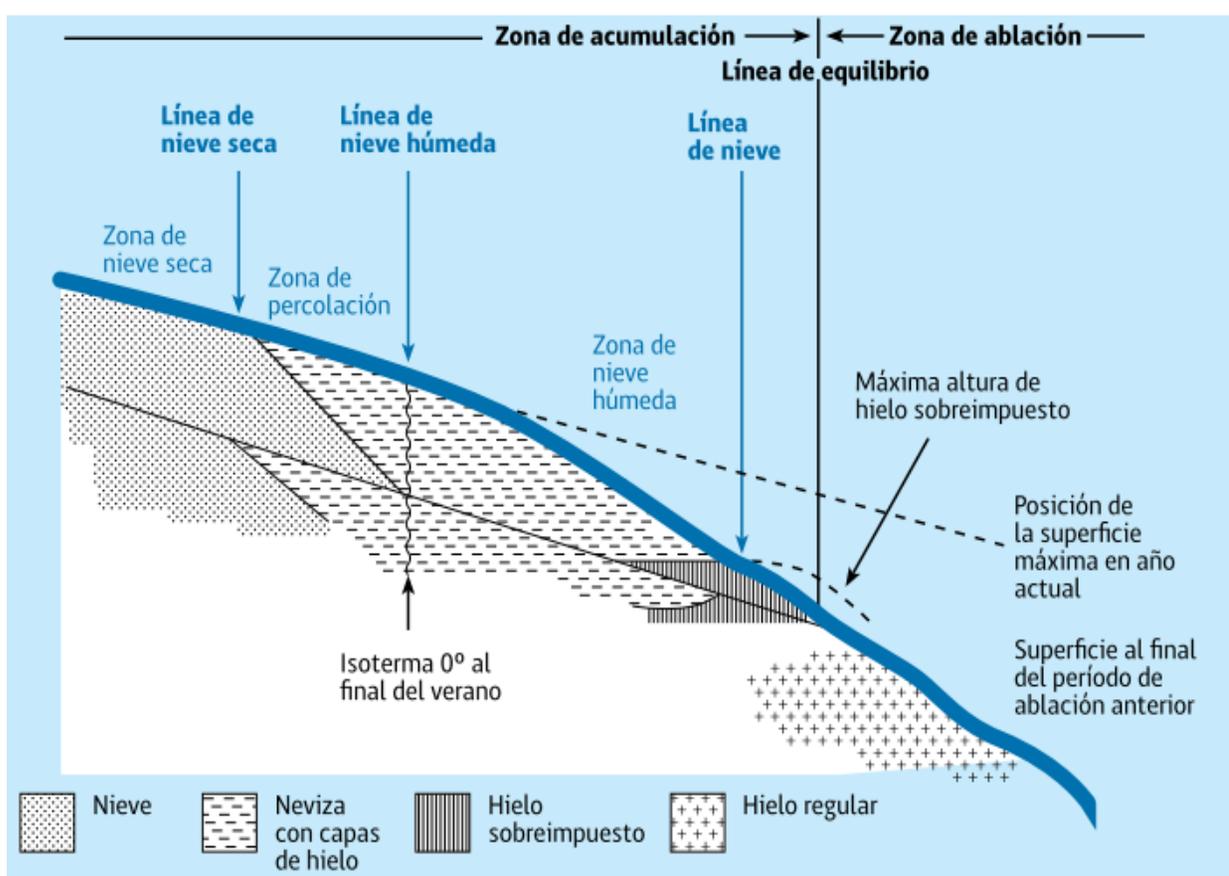
Considerando las diferencias existentes entre los tipos de glaciares de la Tabla 2-1, resulta intuitivo pensar que su respuesta ante variaciones en las forzantes climáticas es diferente. Los glaciares de montaña reaccionan rápidamente a cambios en las forzantes climáticas, mientras que glaciares de roca y cubiertos con detritos son menos sensibles a la ablación que los glaciares libres (Barcaza et al., 2017). Tanto la contribución glacial a la escorrentía como los patrones espaciales de retroceso pueden variar dependiendo del tipo de glaciares que predominan en la zona de estudio.

En términos generales, la distribución de glaciares en Chile (Barcaza et al., 2017) varía como resultado de los gradientes climáticos latitudinales y altitudinales, concentrándose el 0,8% en Los Andes Desiertos (17°30' – 32°S); 3,6% en Los Andes Centrales (32 – 36°S), 6,2% en la Región de Los Lagos y Provincia de Palena (36 – 46°S), y 89,3% en Patagonia y Tierra del Fuego (46 – 56°S). En la Tabla 2-1 se observa que los glaciares efluentes abarcan la mayor superficie glacial en Chile Continental por lo que, pese a no contar con la mayor cantidad de glaciares, los Campos de Hielo Patagónicos representan mayor extensión glacial en Chile.

Teóricamente, un glaciar se divide en dos zonas a lo largo de su perfil altimétrico (ablación y acumulación), las cuales se definen en torno a la “Línea de Equilibrio Altitudinal” (ELA por sus siglas en inglés) o simplemente Línea de Equilibrio. Dicha línea representa los puntos donde el balance de masa es cero, es decir, toda la masa ganada durante el periodo de acumulación se pierde durante el periodo de ablación. Las zonas según las cuales se divide teóricamente un glaciar se individualizan a continuación:

1. *Zona de Acumulación*: Definida desde las nacientes hasta la línea de equilibrio, es donde se produce la ganancia neta de masa al cabo de un año.
2. *Zona de Ablación*: Definida desde la línea de equilibrio hasta el frente glaciar, es donde se produce pérdida de hielo al final del año hidrológico

La Figura 2-2 muestra un esquema general de las zonas mencionadas, incorporando, a su vez, otras sub-zonas definidas según los procesos de transformación y propiedades de la nieve depositada.



**Figura 2-2 Esquema general de la zona de acumulación y ablación de un glaciar**  
Fuente: Rivera et al. (2017)

Cabe mencionar que la diagénesis del hielo y nieve, depende de las condiciones climáticas locales de la zona de estudio y las características físicas del material cercano a la superficie, por lo que los mecanismos que controlan la formación/derretimiento de hielo pueden variar a lo largo del glaciar (Rivera et al., 2017).

Tomando en cuenta la dificultad de acceder a ciertas zonas de alta montaña y la escasa disponibilidad (espacial y temporal) de observaciones en glaciares de Chile, se debe recurrir a técnicas de estimación indirecta de las variables requeridas. Así, las técnicas de percepción remota adquieren gran importancia considerando que entregan buenas estimaciones de cambios glaciales en áreas extensas según la experiencia de diferentes investigadores (e.g., Andreassen et al., 2008; Bronge and Bronge, 1996; Hall et al., 1988; Silverio and Jaquet, 2005; Williams et al., 1991).

Pese a la importancia que tienen los glaciares en Chile, en especial en la zona árida y semiárida de la Cordillera de Los Andes son pocos los estudios que han abordado los cambios glaciales en el hemisferio sur (Farías et al., 2019). Por lo tanto, se desconocen los impactos del cambio climático en el retroceso glacial en muchas cuencas. A continuación, se busca establecer un estado del arte asociado a los estudios glacio-hidrológicos realizados en la zona central de Chile.

## 2.2 Estado del Arte

### 2.2.1 Clima en la Cordillera de Los Andes

En términos generales el clima de Chile es modulado principalmente por tres fenómenos de gran escala: El Niño Oscilación Sur (ENOS), Oscilación Decadal del Pacífico (PDA) y el Módulo Anular del Sur (SAM) (DGA, 2017).

Por su extensión cercana a 4300 km de Norte a Sur, Chile continental presenta una gran diversidad climática, con un clima tropical desértico y semi desértico en el norte, mediterráneo en el centro, templado oceánico y sub – polar oceánico en el sur (Zhao et al., 2016), el que a su vez queda condicionado por la geomorfología del lugar de estudio.

En particular, la zona central de Chile es descrita por Aceituno (1989) como una estrecha franja de tierra comprendida entre el sudeste del Océano Pacífico y la Cordillera de los Andes (30 – 38°S). Se caracteriza por un arquetípico clima mediterráneo, determinado por el anticiclón subtropical y la trayectoria de las tormentas en latitudes medias (Garreaud et al., 2017), precipitación media anual comprendida entre 100 y 1000 mm (aumentando en dirección Sur) y un marcado ciclo estacional.

Las precipitaciones invernales son causadas principalmente por la circulación oeste y aumentan por el efecto orográfico de la cordillera de los Andes (Farías et al., 2019), el cual se intensifica sobre la ladera de barlovento de la cordillera de Los Andes favoreciendo un gradiente de precipitaciones oeste-este (Garreaud et al., 2017). A su vez, las lluvias muestran una sustancial variabilidad interanual asociada a ENOS, trayendo consigo una relación cálida – húmeda/fría – seca (Aceituno, 1989; Garreaud et al., 2017).

Dada la influencia de ENOS en la variabilidad interanual de las precipitaciones en Chile central, la ocurrencia de sequías meteorológicas intensas y de corta duración (1 o 2 años) es habitual. No obstante, una ininterrumpida secuencia de años secos, con déficit en la precipitación anual comprendida desde el 25 al 45%, prevaleció en la zona central de

Chile entre 2010 y 2015, siendo la sequía más larga de la cual se tenga registro (Garreaud et al., 2017). Si bien se cuenta con sequías multianuales importantes en Chile central, como por ejemplo las ocurridas entre 1967-1969 y 1994-1996, la extensión, intensidad y duración de la sequía de 2010-2015 no tiene precedentes.

Dependiendo de su duración e intensidad, una condición de precipitación inferior al promedio histórico (i.e., una sequía meteorológica) puede llevar a una disminución de los recursos de agua superficial, humedad del suelo, agua subterránea y almacenamiento en forma de nieve o hielo (i.e., sequía hidrológica), causando así impactos adversos en términos ecológicos, sociales y económicos. Más aún, considerando la posibilidad del incremento en la persistencia y recurrencia de sequías en Chile central (Boisier et al., 2016) y las proyecciones de cambio climático, resulta clave analizar la sensibilidad hidrológica a dichos cambios. Si bien hoy se cuenta con reservas naturales como los glaciares, que mitigan el impacto del déficit de precipitaciones en los caudales (e.g., Pritchard, 2017; Vuille et al., 2008), su inevitable retroceso tendrá un impacto directo en su contribución estacional, por lo que, sumado a la creciente demanda del recurso hídrico, las consecuencias de sequías futuras podrían ser catastróficas (e.g., Pritchard, 2019).

### 2.2.2 Hidrología en Los Andes del Centro de Chile

Tomando en cuenta la precaria red de estaciones hidrometeorológicas en zonas cordilleranas y, por lo tanto, la escasez de observaciones en zonas de alta montaña resulta difícil estudiar los procesos hidrológicos en dichos dominios. Entendiendo dichas limitaciones observacionales se debe recurrir a modelos hidrológicos (e.g., concentrados-distribuidos; conceptuales-base física) para entender las diferentes componentes del ciclo hidrológico definidas en la perceptualización (comprensión del funcionamiento) que el modelador realice de la cuenca.

Peña y Nazarala (1987) desarrollaron uno de los primeros modelos de motivación física utilizados para cuantificar fuentes de recursos hídricos en la cuencas andinas de los cuales se tiene registro. Utilizando un modelo de derretimiento-escorrentía empírico semi-distribuido para simular la hidrología de la cuenca del río Maipo en El Manzano (Salida: 850 m.s.n.m.; Área: 4837 km<sup>2</sup>, 8% superficie glacial), concluyen que la contribución glacial a la escorrentía total es pequeña, pero que juega un rol importante durante años secos y al final de la temporada de verano (34% en febrero de 1982). Peña y Nazarala (1987) enfatizan que el aporte glacial a la escorrentía representó sobre el 67% del caudal medio mensual registrado durante el verano del año hidrológico 1968/1969, el cual corresponde a uno de los veranos más secos registrados a la fecha (Garreaud et al., 2017).

Cortés et al. (2011) efectúan un análisis del régimen hidrológico de varios ríos de origen cordillerano en Chile central, usando como indicador el centro temporal del hidrograma anual (CT por sus siglas en inglés), concluyendo que el principal factor que controla el CT es la precipitación. Vicuña et al. (2011) analizan los impactos directos del cambio climático en la respuesta hidrológica en las partes altas de cuencas controladas por el derretimiento nival, enfocando su estudio en la cuenca del río Limarí (Norte de Chile), concluyendo que, en escenarios de cambio climático, el máximo de escorrentía tiende a

ocurrir antes que en la condición actual a causa del aumento de la temperatura durante la temporada de primavera/verano y la baja acumulación de nieve durante el invierno.

Tanto Cortés et al. (2011) como Vicuña et al. (2011) concluyen que, en el futuro, la estacionalidad y el régimen de las cuencas cordilleranas podrían sufrir modificaciones importantes.

### 2.2.3 Estudios de Glaciares de la zona central de Chile

En cuanto a disponibilidad de observaciones (control instrumental sobre alguna variable), el glaciar Echaurren Norte (33°34'S; 70°07'O) es el único que cuenta con registros continuos. Más aún, cuenta con los registros más extensos en Sudamérica y el Hemisferio Sur, con una data desde 1975 hasta el presente (Farías et al., 2019). Dado lo anterior, el Glaciar Echaurren Norte constituye una fuente de información importante para entender los impactos del cambio climático en el comportamiento glacial de la región, por lo que es el único glaciar andino que forma parte de la red del Servicio Mundial de Monitoreo Glaciar (WGMS – “*World Glacier Monitoring Service*”). Por otro lado, el glaciar Juncal Norte es el que cuenta con la mayor cantidad de artículos e investigaciones (Bravo et al., 2017).

Por otro lado, diversos estudios asociados a las variaciones glaciales han sido desarrollados en las últimas décadas, especialmente aquellos que reportan los patrones de retroceso experimentado por diferentes glaciares a lo largo de Chile en respuesta al cambio climático y su contribución a la escorrentía en dichos escenarios (e.g., Bravo et al., 2017; Malmros et al., 2016; Masiokas et al., 2009), entregando lineamientos claros de los impactos que el cambio climático tendría en la criósfera.

En la Tabla 2-2 se resumen algunos estudios desarrollados por múltiples autores que documentan el retroceso glacial en zonas cercanas al dominio de estudio (i.e., cuenca del río Olivares) desde 1955 a 2019.

Del estudio realizado por el Centro de Estudios Científicos (CECs) para la DGA, donde se estudian las variaciones en más de 140 glaciares a lo largo de Chile durante la última década (DGA, 2011a), se desprende que existe una tendencia general al retroceso en los glaciares de Chile continental, lo cual responde directamente cambios en la temperatura y precipitación registrados en los últimos años en la zona centro del país (CR2, 2015). Además, se concluye que existen respuestas en glaciares que han sido intensificadas debido a condiciones climáticas locales y efectos dinámicos por desprendimiento y volcanismo.

Si bien gran parte de los estudios se han realizado a una escala de macro cuenca y los resultados desprendidos de dichos estudios no pueden compararse de manera directa entre sí, considerando que el derretimiento glacial depende del rango altitudinal, características del glaciar, diferencias en condiciones atmosféricas para cada año e incluso diferencias en metodología (Ayala et al., 2017), todos sirven de referencia para comprender, o al menos avanzar en la comprensión, de los procesos que dominan los patrones de derretimiento o almacenamiento.

**Tabla 2-2 Documentación del retroceso glaciar en cuencas cercanas al dominio de estudio**

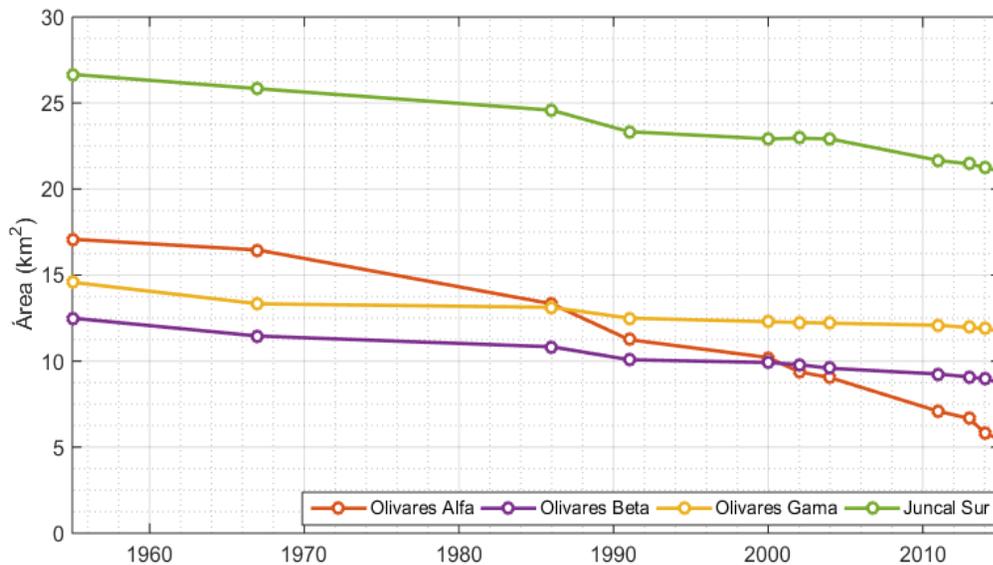
<b>Autor</b>	<b>Periodo de Estudio</b>	<b>Zona de Estudio</b>	<b>Retroceso</b>
Acuña (2001)	1955-1997	Glaciar G30 y G32, cuenca río Olivares	Área: 0,4 y 0,7 km <sup>2</sup> ; equivalente al 30% y 50% respectivamente
Rivera (2000, 2002, 2008)	1955-1997	Juncal Sur, Glaciar Olivares Beta y Glaciar Olivares Gama, cuenca del río Olivares	Retroceso Frontal: 50, 54 y 58 m/año respectivamente
Brown (2008)	1955-2007	Glaciar Juncal Norte, cuenca del río Aconcagua	Área: 1,46 km <sup>2</sup> ; equivalente al 14%
Brown (2008)	1955-2007	Cuenca del río Aconcagua	Área: 30 km <sup>2</sup> ; equivalente al 20%
Cortés (2014)	1986-2011	Cuencas de los ríos Aconcagua y Maipo	Área:36,2 km <sup>2</sup> ; equivalente al 15%
DGA (2011)	1986-2010	Volcan Tupungatito y Volcán San José	Área: 4,7 y 0,99 km <sup>2</sup> ; equivalente al 18% y 13% respectivamente
CECs-DGA (2011)	1947-2011	Glaciar Juncal Sur	Retroceso Frontal: 79 m/año
	1935-2011	Glaciar Olivares Gama	Retroceso Frontal: 35 m/año
	1935-2012	Glaciar Olivares Beta	Retroceso Frontal: 48 m/año
	1986-2011	Glaciar Olivares Alfa	Retroceso Frontal: 34 m/año
Malmros (2016)	1955-2013	Juncal Sur, Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma, Juncal Norte, Esmeralda	Área: 5,3 (20,5%); 10,5 (62,9%); 4,3 (34,3%); 2,95 (20,5%); 0,79 (10,5%); y 1,35 km <sup>2</sup> (20,1%). Retroceso frontal: 61,9; 40,0; 12,4; 19,2; 6,0; y 10,8 m/año
Farías (2019)	2000-2009	Glaciar Echaurren	Cambio de volumen 0,002 km <sup>3</sup> y Balance Geodésico 4,87 m eq.a.
	2009-2015		Cambio de volumen -0,002 km <sup>3</sup> y Balance Geodésico -7.21 m eq. a

Fuente: Adaptado de Cepeda (2017)

#### 2.2.4 Estudios en la cuenca del río Olivares

El glaciólogo francés Louis Lliboutry, en su libro “Nieve y Glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología” (1956) plantea que el retroceso glaciar en Los Andes centrales de Chile ha sido importante durante el siglo XX, exceptuando algunos aumentos locales como la del Glaciar Juncal Sur. En su estudio Lliboutry muestra que la superficie del Glaciar Olivares ha disminuido unos 150 m durante el siglo XX, fragmentándose en tres glaciares distintos entre 1935 y 1950. Los antecedentes proporcionados por Lliboutry sobre los glaciares de la cuenca del Olivares (ANEXO G) forman parte de uno de los primeros estudios glaciológicos a escala nacional de los cuales se tiene registro, el que fue elaborado a partir de la visita y exploración en terreno realizada por él y su equipo.

Del inventario glaciar (DGA, 2011a), se obtiene que en la cuenca del río Olivares existen un total de 94 glaciares, siendo los más importantes los glaciares Juncal Sur, Olivares Alfa, Beta y Gamma. La Figura 2-3 ilustra los cambios de área en dichos glaciares para el periodo 1955-2015, recuperados del trabajo de Malmros et al. (2016), citado en el estudio anteriormente mencionado, quienes utilizando fotografías aéreas capturada por el Instituto Geográfico Militar desde 1955 e imágenes capturadas por diferentes satelitales (e.g., Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+, Landsat 8 OLI, ASTER).



**Figura 2-3 Cambios de área en los principales glaciares de la cuenca alta del río Olivares entre 1955 y 2015**  
Fuente: Adaptado de Malmros et al. (2016)

Maturana (2015) desarrolla un modelo conceptual para representar la dinámica del derretimiento glacial y sus propiedades con el fin de analizar el retroceso glacial y la influencia que tiene en la cuenca del río Olivares, centrando su estudio principalmente en los glaciares Olivares Alfa, Beta, Gamma y Juncal Sur. A su vez, efectúa una proyección del escurrimiento entre los años 2040-2070, considerando el retroceso glacial y los escenarios extremos de cambio climático (RCP2.6 y RCP8.5). Maturana concluye que, para el escenario más severo (RCP8.5), el caudal medio histórico se reduciría en torno al 41%. No obstante, durante años secos, el aporte glacial continuaría mitigando el déficit de precipitaciones con aportes de hasta el 90% durante años secos en escenario RCP8.5.

Cepeda (2017) a partir de un análisis multi-modelo, utilizando los modelos hidrológicos WEAP (semi-distribuido, conceptual, base física) y DHSVM (distribuido, base física), analiza el comportamiento histórico y proyectado a futuro del caudal en la cuenca del río Olivares en escenarios de cambio climático, con énfasis en las variaciones del aporte glacial. Para efectuar las proyecciones de cambio climático considera cinco modelos de circulación global del escenario RCP8.5. Cepeda concluye que gran parte de los glaciares de la cuenca del río Olivares habrán desaparecido para fines de 2075, quedando, en promedio, superficies glaciales de 1,2 km<sup>2</sup> y 6,8 km<sup>2</sup> según los resultados obtenidos de la modelación con DHSVM y WEAP, respectivamente. Además, proyecta reducciones de caudal medio anual en torno al 15% y 46% y glacial entre 53% y 85% dependiendo del modelo hidrológico y GCM en el mismo horizonte temporal.

Mernild et al. (2017) efectúan simulaciones usando el modelo *SnowModel* para verificar, mapear y realizar un detallado análisis de las propiedades de la nieve en la cuenca del río Olivares, así como tendencias espaciales y temporales, extendiendo las estadísticas para un periodo de 35 años a partir de las forzantes atmosféricas obtenidas del NASA-MERRA. Entre sus resultados, obtienen que existe una considerable variabilidad espacial en la precipitación dentro de la cuenca en distancias cortas. Mernild et al. (2017) concluyen que la cobertura nival juega un rol importante en el balance de energía

superficial y la estimación de la humedad, considerando a su vez que las condiciones físicas de la cobertura nival, extensión, duración, profundidad, y características del grano son determinadas por las condiciones del clima, principalmente por la temperatura, las tasas de precipitación o condensación y la dirección y velocidad del viento.

### 2.2.5 Aplicaciones de TOPKAPI-ETH en Los Andes semi-áridos

Respecto a experiencias previas del modelo TOPKAPI-ETH aplicado en cuencas Andinas de Chile Central, existen diferentes investigaciones enfocadas a zonas con importancia glacial (e.g., Ayala et al., 2016; Pellicciotti et al., 2014; Ragetti et al., 2014). Ragetti y Pellicciotti (2012) evalúan la dinámica glacial condicionada por el clima en la parte alta de la cuenca del río Aconcagua durante la temporada de verano, identificando los parámetros del modelo que son robustos y pueden ser transferidos espacial y temporalmente sin perjuicio de la calibración. De allí, se desprende que los parámetros que modelan el derretimiento son transferibles a nivel estacional, mientras que los parámetros que controlan las extrapolaciones de las forzantes meteorológicas y el ruteo del agua de deshielo necesitan ser recalibrados al pasar de una estación a otra.

Ayala et al. (2016) estudiaron el balance de masa y contribución a la escorrentía de glaciares con cobertura detrítica y libres en condiciones climáticas actuales en la cuenca del río El Yeso (62 km<sup>2</sup>; 19% Superficie Glacial), ubicada en Los Andes semiáridos de Chile Central. A partir de sus resultados, Ayala et al. concluyen que la escorrentía tiene mayor sensibilidad a los gradientes de temperatura y precipitación, y factores de derretimiento y espesor de la cobertura detrítica. A su vez, concluyen que el glaciar cubierto Pirámide contribuye en la misma magnitud a la escorrentía que los descubiertos Bello y Yeso.

Caro (2017) utiliza TOPKAPI-ETH para modelar la hidrología de las cuencas glaciales Tapado (29°S) y Pirámide (33°S), obteniendo que la contribución glacial para el año 2015 fue de un 55% y 77% respectivamente, ocurriendo las máximas durante Enero-Marzo en Tapado y Noviembre a Marzo en Pirámide. Además, concluye que el espesor de la capa detrítica reduce el aporte glacial de los mismos respecto a condiciones libres y que la respuesta al aumento de temperatura es diferente para cada uno de los glaciares.

## 2.3 Síntesis de la revisión e Hipótesis de Investigación

### 2.3.1 Comentarios generales

A partir de la revisión bibliográfica se desprende lo siguiente:

- Los procesos de acumulación/derretimiento del manto nival y retroceso glacial dependen de múltiples factores como el clima, topografía, orientación de la cuenca, tipología, entre otros, condicionando una respuesta única a escala de cuenca e imposible de comparar directamente con otras zonas de estudio.
- Las forzantes meteorológicas que mayormente inciden en la respuesta hidrológica de cuencas andinas en Chile central corresponden a precipitación y temperatura, ya

que, por ejemplo, inciden sobre los montos acumulados (déficit/exceso de precipitación) y patrones de derretimiento (e.g., temporalidad, tasas de derretimiento).

- La tipología glaciaria determina los patrones de retroceso glacial y con ello la contribución a la escorrentía en respuesta a los cambios en las forzantes climáticas.
- Si bien durante años meteorológicamente normales o húmedos el aporte glaciario es menor durante gran parte del año, la contribución glaciaria sustenta los caudales al término del año hidrológico, adquiriendo mayor participación durante años secos.
- Dada la escasa información observacional disponible y la necesidad de estudiar los recursos hídricos almacenados en forma de nieve y hielo, a modo de comprender y estudiar los procesos hidrológicos que ocurren en las partes altas de la cordillera de Los Andes se debe recurrir a modelos que permitan estimar dichos procesos.
- Experiencias previas con TOPKAPI-ETH han sido satisfactorias, lográndose modelar y representar de buena forma los procesos hidrológicos que predominan en cuencas ubicadas en Los Andes semi-áridos.
- Considerando la elevación de la cuenca del río Olivares, donde se favorece la precipitación sólida por sobre la precipitación líquida, y la variabilidad en la distribución espacial de la misma, los procesos de acumulación de nieve y redistribución toman gran importancia en el estudio de la cuenca.

### 2.3.2 Hipótesis del Trabajo de Investigación

En base a los antecedentes revisados, surgen una serie de preguntas asociadas, entre otros ámbitos, a los patrones de retroceso glacial y respuesta de la cuenca del río Olivares a sequías severas. Entre interrogantes destacan principalmente tres, las cuales se presentan a continuación:

1. ***¿Cuál fue la contribución glaciaria a la escorrentía durante la mega-sequía?***
2. ***¿Cómo será el retroceso glaciario y su tamaño en el futuro según los diferentes escenarios de precipitación y temperatura?***
3. ***¿Cuál será la respuesta de la cuenca a un evento de sequía severa en escenarios de retroceso glaciario?***

Tomando en cuenta las preguntas anteriormente definidas, como hipótesis del presente trabajo de investigación se postula que el aporte glaciario mitiga y mitigará los efectos de sequías meteorológicas en la cuenca del río Olivares. En tanto, considerando que los diferentes modelos de cambio climático proyectan un generalizado aumento de temperatura y, en los casos más desfavorables, una disminución en la precipitación anual media, sumado al acelerado retroceso glaciario proyectado en respuesta a los cambios en las condiciones climáticas, se plantea que estos seguirán representando una importante contribución durante el periodo de ablación, aumentando su aporte a medida que se avanza hacia el término del año hidrológico y, más aún, en años secos.

En favor de verificar la hipótesis, se espera estimar la contribución glaciaria presente (línea base) y futura, generar mapas que evidencien el retroceso glaciario y comparar la contribución glaciaria durante sequías severas en el futuro lejano respecto a lo observado en la mega-sequía de 2010-2015 y en el periodo 2000-2009, definido como una condición de clima normal para efectos del estudio.

### 3 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

#### 3.1 Antecedentes Generales

La zona de estudio corresponde a la cuenca del río Olivares ( $33^{\circ}10'S$ ;  $70^{\circ}10'O$ ) ubicada a 40-50 km hacia el noreste de Santiago de Chile, en la zona central de Los Andes Chilenos (Figura 3-1). La cuenca tiene un área de  $544 \text{ km}^2$ , orientación sur-norte y aproximadamente 50 km de largo. El rango de elevación va desde aproximadamente los 1500 m.s.n.m. (salida) a los 6000 m.s.n.m. La mayor parte de la superficie glacial se concentra en los glaciares Olivares Alfa, Beta, Gamma y Juncal Sur.

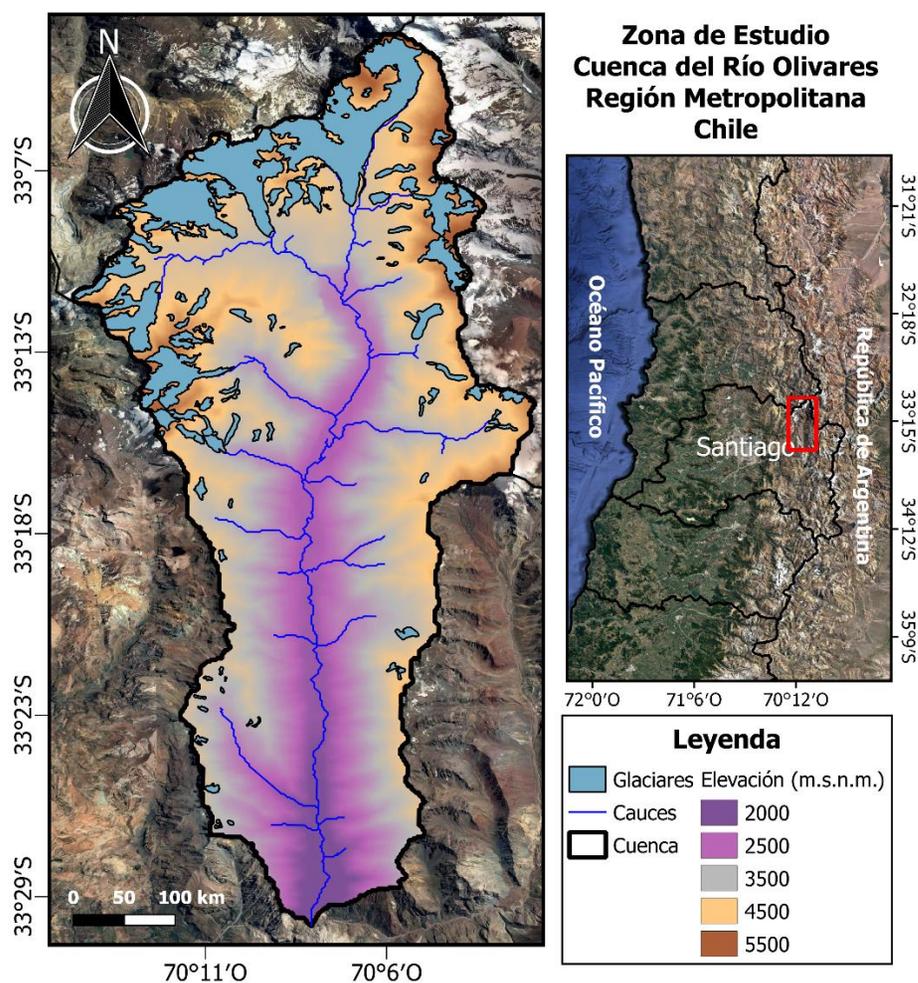


Figura 3-1 Zona de estudio. Cuenca del río Olivares antes de junta con río Colorado.

En términos geológicos, de la base de datos CAMELS-CL (<http://camels.cr2.cl/>) se obtiene que la clase más común corresponde a rocas volcánicas ácidas, seguidas por material piroclástico, abarcando un 64,4% y 19,1% de la superficie total de la cuenca respectivamente. En términos metodológicos, el atributo anteriormente mencionado se consigue a partir de un producto de los mapas del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin), a resolución de 1:1000000, compilados en la base de datos global de mapas litológicos (GLiM por sus siglas en inglés) desarrollado por Hartmann y Moosdorf (2012) (Alvarez-Garreton et al., 2018).

Zhao et al. (2016) desarrolló, a partir del procesamiento de imágenes Landsat, un producto cartográfico de cobertura de suelo de Chile continental para el año 2014 ([http://www.gep.uchile.cl/Landcover CHILE.html](http://www.gep.uchile.cl/Landcover_CHILE.html)), a una resolución espacial de 30 m, validado a través de bases de datos independientes. El esquema que propone Zhao consiste en una clasificación en 3 niveles con 10, 30 y 35 clases respectivamente, los cuales van desde la clasificación más general hasta la más específica. La Figura 3-2 (A) ilustra la cobertura de suelo según el nivel 1. Por otro lado, la Figura 3-2 (B) muestra la máscara glacial del inventario de glaciares de la Dirección General de Aguas.

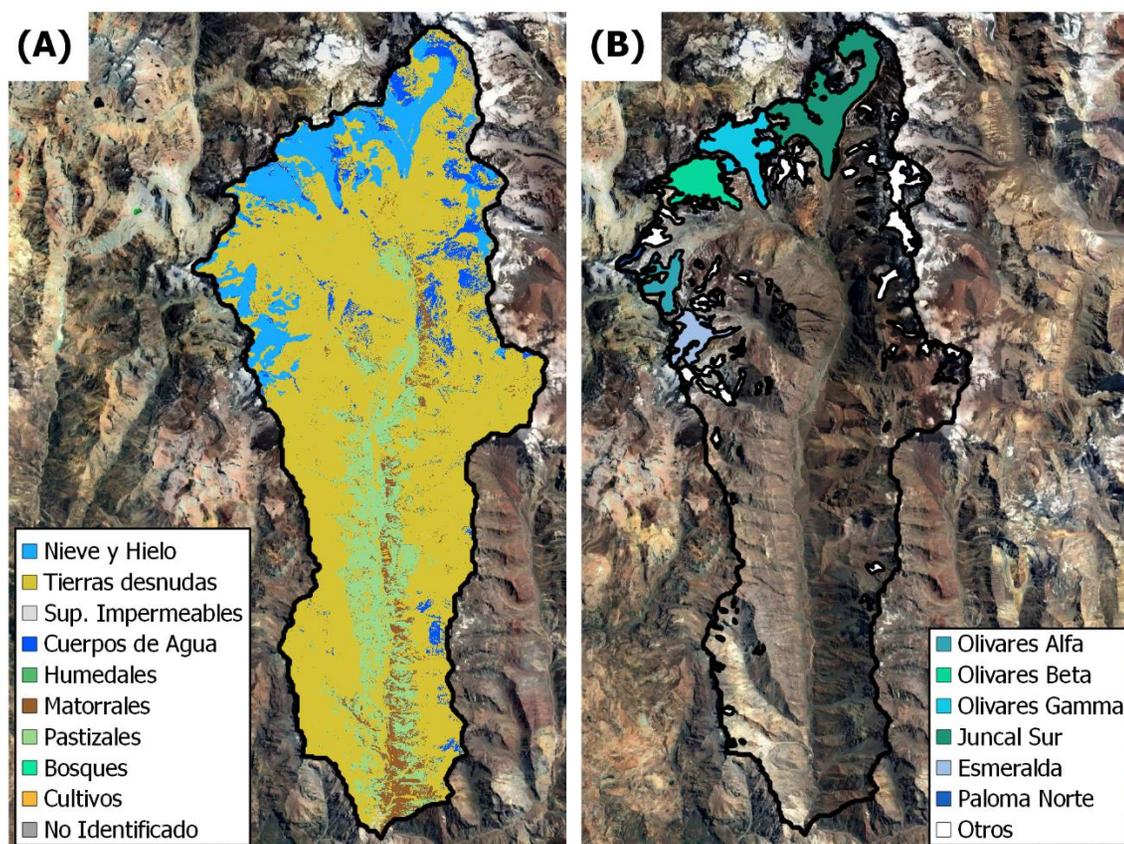


Figura 3-2 (A) Cobertura de suelo de la cuenca del río Olivares para el año 2014 según clasificación primaria realizada por Zhao et al. (2014). (B) Glaciares identificados en el Inventario de Glaciares de la DGA.

De la Figura 3-2 se desprende que la cuenca se encuentra principalmente cubierta por tierra desnuda (67,8%), con predominio de suelos rocosos tipo grava (51,2%), seguido en una menor fracción por cobertura glacial (14,3%), pastizales (11,6%) y matorrales (5,2%). El detalle asociado a los porcentajes de cobertura de suelo desagregados según los diferentes niveles de clasificación y algunos comentarios adicionales se pueden encontrar en el ANEXO C.

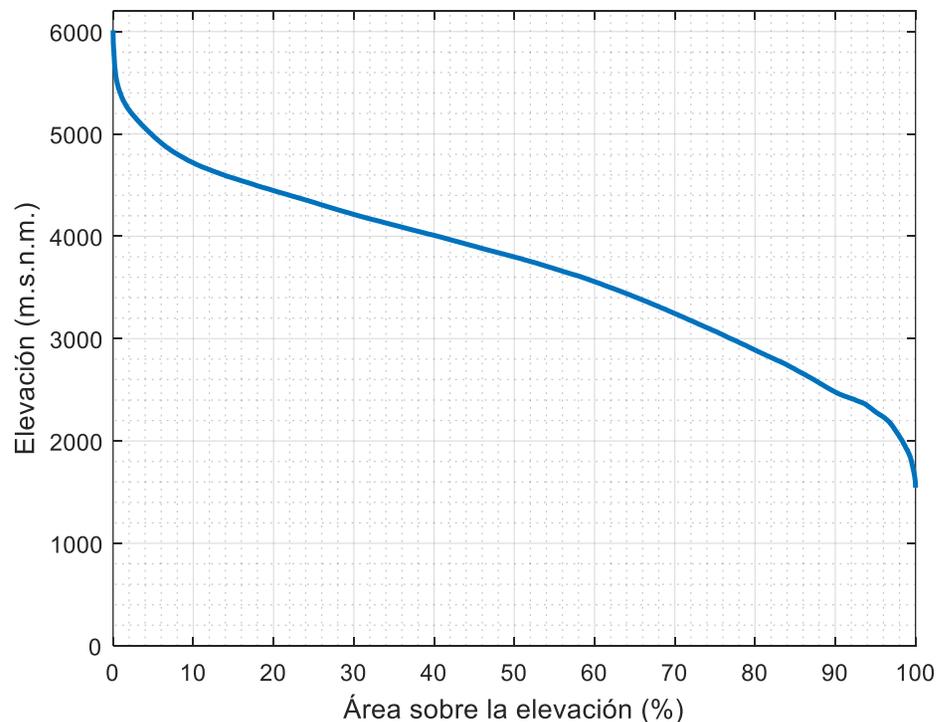
### 3.2 Caracterización Geomorfológica

En términos de la geomorfología de la cuenca, algunas de las principales características se resumen en la Tabla 3-1. Las características presentadas fueron derivadas a partir del procesamiento del Modelo de Elevación Digital (DEM) del “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM).

**Tabla 3-1 Características geomorfológicas de la cuenca del río Olivares.**

Parámetro	Unidad	Valor
Área	km <sup>2</sup>	544
Elevación mínima (salida)	m.s.n.m.	1544
Elevación máxima	m.s.n.m.	6013
Elevación media	m.s.n.m.	3703
Rango de elevación	m	4469
Pendiente media	-	0.2
Longitud cauce principal	km	45

La cuenca presenta una geomorfología propia de zonas de alta montaña, con elevaciones por sobre los 2000 m.s.n.m. en aproximadamente el 98% de la misma. Más aun, el 40% de la cuenca se encuentra por sobre los 4000 m.s.n.m., mientras que elevaciones por sobre los 5000 m.s.n.m. se encuentran en un 5% de la superficie total de cuenca. La forma de la curva hipsométrica (Figura 3-3) denota una cuenca en equilibrio, es decir en fase de madurez, donde la erosión progresiva del agua, nieve, glaciares y viento han determinado la topografía del lugar.



**Figura 3-3 Curva Hipsométrica cuenca del Río Olivares.**

### 3.3 Hidroclimatología

La cuenca del río Olivares presenta un marcado régimen nivo-glacial, el cual se evidencia en la curva de variación estacional (CVE) de caudales medios mensuales ilustrada en la Figura 3-4. De manera consistente al régimen de la cuenca, los caudales de mayor magnitud se presentan durante la temporada de deshielos (octubre a marzo), alcanzando su máximo en enero.

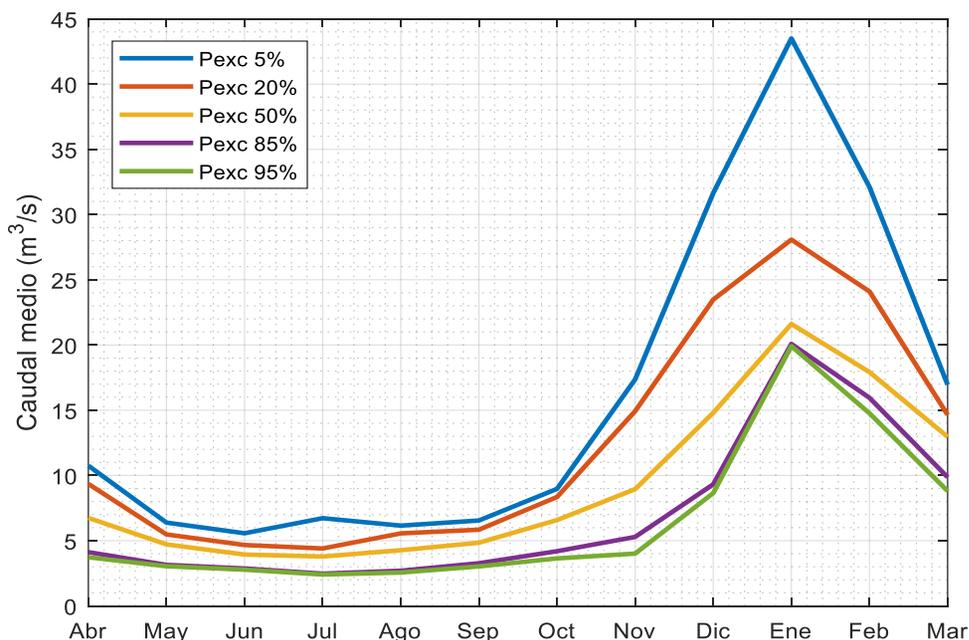


Figura 3-4 Curva de variación estacional de caudales medios en la cuenca del río Olivares periodo 2000-2016.

La Figura 3-5 ilustra la curva de duración (CD) de caudales medios diarios observados en la cuenca del río Olivares para el periodo 2000-2016, de la cual se desprende que existe una baja retención al interior de la misma, siendo consistente con lo esperado para una cuenca de alta montaña.

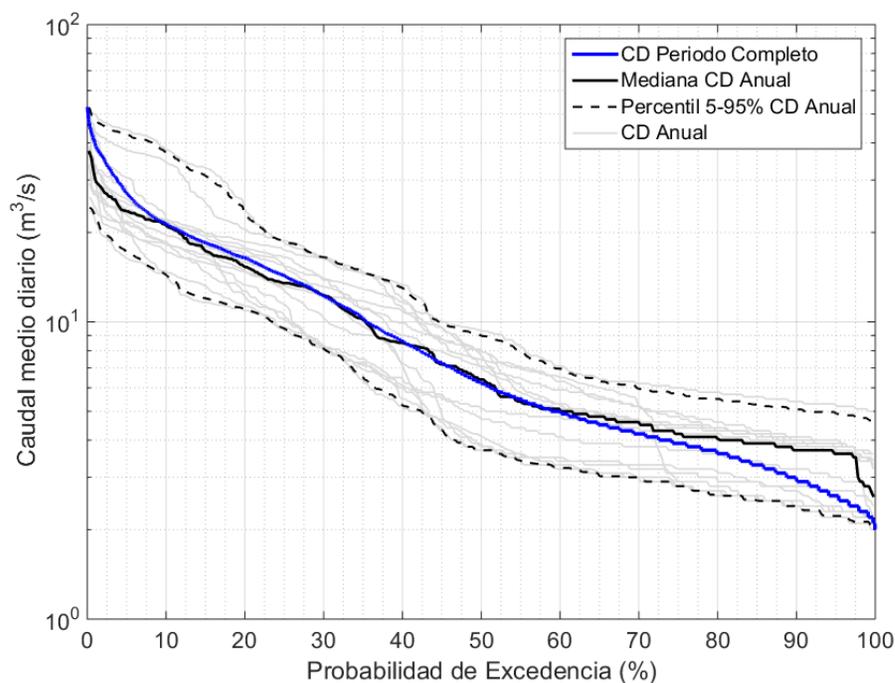
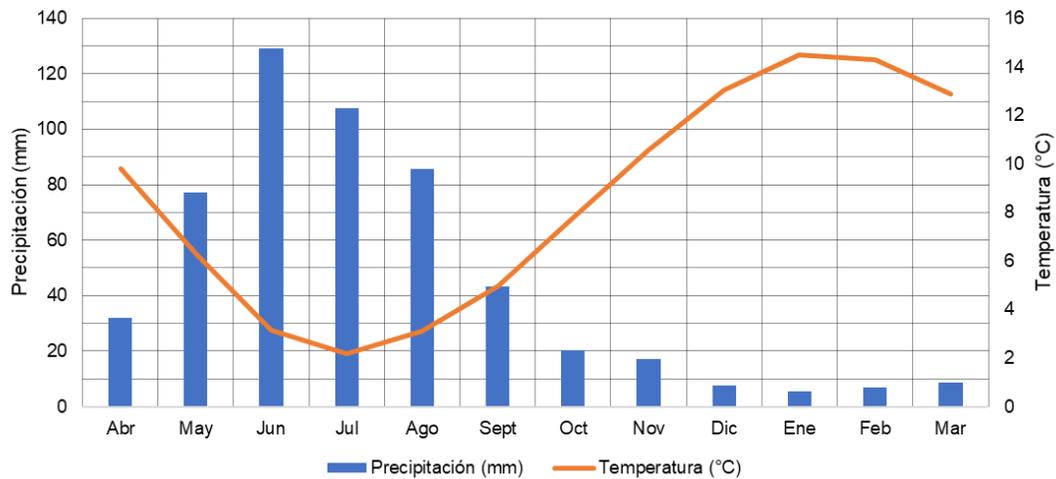


Figura 3-5 Curva de duración de caudales medios diarios en la cuenca del río Olivares periodo 2000-2016.

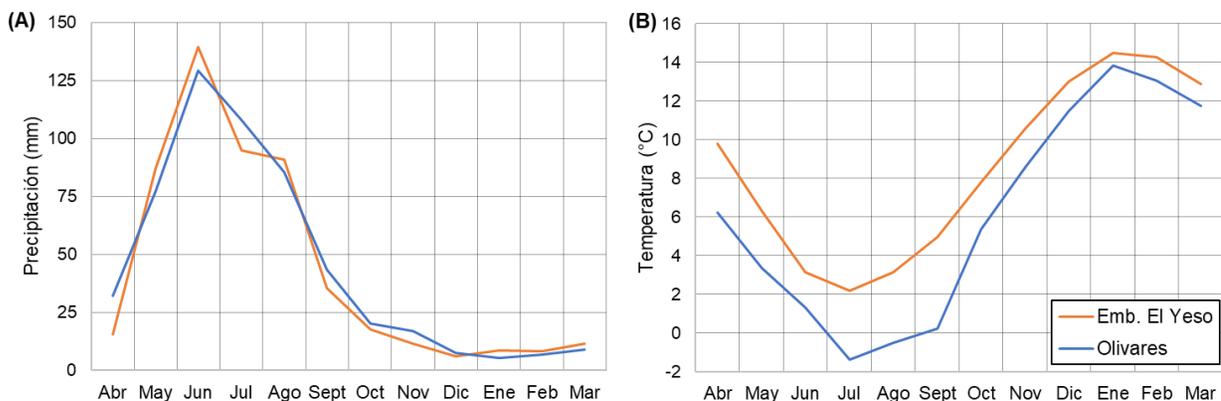
En términos climáticos, la zona de estudio se caracteriza por un clima mediterráneo con estación seca prolongada, concentrándose la mayor parte de las precipitaciones durante el invierno austral (Abril – Septiembre). Lo anterior se ve reflejado en el climograma

presentado en la Figura 3-6, el cual se construye a partir de las observaciones en la estación Embalse El Yeso (2475 m.s.n.m.), ubicada aproximadamente 20 km al sur de la salida de la cuenca en estudio.



**Figura 3-6** Climograma construido a partir de las observaciones registradas en la estación meteorológica Embalse El Yeso durante el periodo 1955-2016.

Se presenta la climatología de la cuenca del río Olivares en términos de la Estación Embalse El Yeso ya que, a falta de estaciones meteorológicas, se define como estación de referencia para representar los patrones climáticos de la zona de estudio. La decisión metodológica adoptada se justifica considerando la proximidad a la cuenca y la extensión y continuidad de sus registros, los cuales datan de 1955 hasta la actualidad. A modo de evaluar la representatividad de la estación, se comparan las curvas de variación estacional de precipitación y temperatura media mensual obtenidas del producto CR2MET (CAMELS-CL), con aquellas derivadas de los registros de la estación Embalse El Yeso (Figura 3-7).



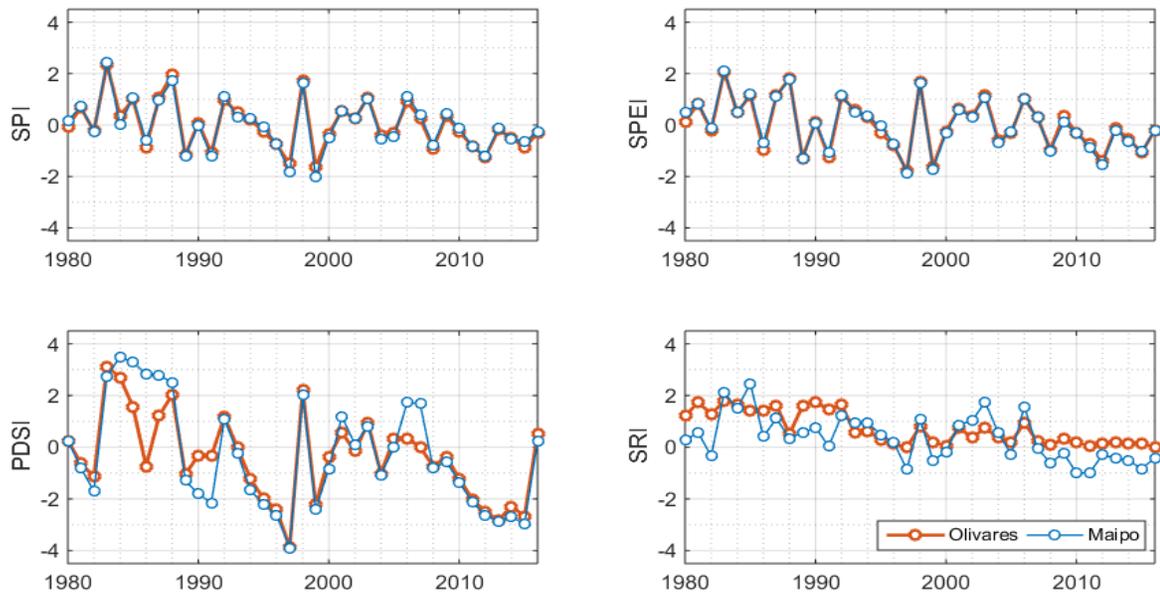
**Figura 3-7** Comparación entre la precipitación y temperatura registrada en la estación Embalse El Yeso y los valores a escala de cuenca obtenidos de CR2MET (CAMELS-CL).

De la Figura 3-7 se desprende que, a escala de cuenca, la precipitación registrada en la estación Embalse El Yeso es representativa del dominio de estudio. En cuanto a la temperatura, existen diferencias notorias que se explican por las diferencias de elevación de la cuenca y los gradientes orográficos de temperatura.

### 3.4 Eventos de sequía

Como se menciona en el apartado 2.2.1, existe gran variabilidad interanual en términos de precipitación, lo cual responde principalmente a los Fenómenos del Niño Oscilación Sur. Lo anterior condiciona la recurrencia de eventos de sequía alternados con eventos de humedad o normalidad. La característica de año seco, normal o húmedo se define a partir de ciertos índices recomendados por algunos autores (e.g., Burke and Brown, 2008; Guttman, 1999, 1998; Shukla and Wood, 2008), como por ejemplo el índice estandarizado de precipitación (SPI), índice estandarizado de precipitación–evapotranspiración (SPEI), índice estandarizado de sequía de Palmer (PDSI) o índice estandarizado de escorrentía (SRI), los cuales a su vez buscan establecer el tipo la magnitud del evento.

La Figura 3-8 muestra los resultados obtenidos para cada uno de los índices anteriores, los cuales son calculados para la cuenca del río Olivares y Maipo en El Manzano.



**Figura 3-8 Índices de sequía meteorológica e hidrológica calculados para las cuencas del Río Olivares y Maipo en El Manzano en el periodo 1980-2015 a partir de la información obtenida de CAMELS-CL**

De la Figura 3-8 se desprende que, en términos climáticos, existe correspondencia entre los eventos que ocurren en la cuenca del río Maipo en El Manzano y su tributario, la cuenca del río Olivares (e.g.,  $SPI - R^2 = 0,97$ ,  $SPEI - R^2 = 0,98$ ,  $PDSI - R^2 = 0,80$ ). No obstante, resulta interesante observar los resultados obtenidos para el SRI, ya que se observa que en algunos casos (e.g., periodo 2008-2015) la cuenca del río Maipo se encuentra en un estado de sequía hidrológica mientras que la cuenca del río Olivares no. Más aún, correlacionando el SRI de Olivares y Maipo se obtiene  $R^2 = 0,43$ . Por otro lado, si correlacionamos el SPI con el SRI se obtiene  $R^2 = 0,49$  y  $R^2 = 0,18$  para Maipo y Olivares respectivamente. Entonces, ¿qué condiciona dicha diferencia? Según la hipótesis que se busca probar en el presente trabajo de investigación, la respuesta hidrológica de la cuenca puede estar condicionada por la contribución glacial en periodos de baja precipitación, ya que estos amortiguan el déficit y mantienen los niveles “normales” de escorrentía respecto a las estadísticas históricas.

## 4 METODOLOGÍA

### 4.1 Metodología General

El estudio se apoya en el modelo glacio-hidrológico TOPKAPI-ETH (TE) para generar una condición “realista” del estado futuro de los glaciares en el dominio de estudio y, con ello, poder realizar proyecciones de cambio hidrológico. Así, el “Paso 0” corresponde a la construcción, calibración y validación del modelo. En la sección 4.2, 4.3 y 4.4 se puede encontrar una descripción de TE, las variables requeridas para su construcción y las observaciones necesarias para la calibración/validación del modelo respectivamente.

Para responder las preguntas que motivan la investigación, se definen tres pasos: 1) se estudian cambios hidrológicos, climáticos y glaciares entre la mega-sequía de 2010-2015 y el periodo 2000-2009; 2) a partir de dos escenarios climáticos, se realizan simulaciones a largo plazo para analizar los patrones de retroceso glacial y cambios hidrológicos; 3) dado el estado inicial definido en el paso 2 se evalúa la respuesta glacial a una sequía como la de 2010-2015. Los escenarios de cambio buscan i) representar una condición de clima normal (patrones climáticos observados entre 1990-2009), y ii) evaluar el impacto local de un aumento de 1,5°C en la temperatura media global. Una descripción más detallada de los escenarios empleados puede ser revisada en la sección 4.5.

La Figura 4-1 resume esquemáticamente la metodología desarrollada.

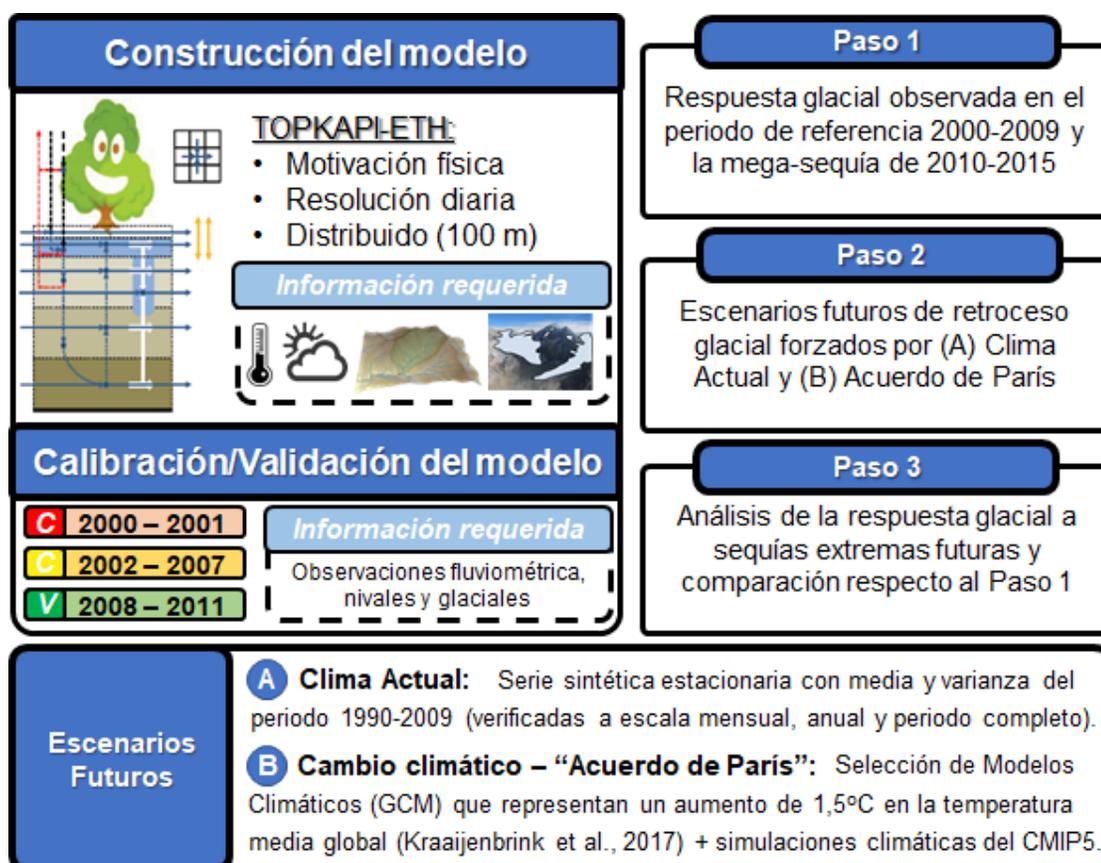


Figura 4-1 Esquema general de la metodología desarrollada para el estudio

## 4.2 Descripción General del Modelo Hidrológico

El modelo precipitación – escorrentía “TOPographic Kinematic wave APproximation and Integration” (TOPKAPI) fue originalmente desarrollado como un modelo académico de pronóstico operacional en tiempo real en la Universidad de Boloña en 1995 y posteriormente adaptado para fines industriales (Mazzetti, 2015). Las mejoras más importantes que ha recibido el modelo han sido efectuadas por el grupo de Hidrología y gestión de Recursos Hídricos (HWRM) del Instituto de Ingeniería Ambiental (IfU), Instituto Federal de Tecnología Zúrich (ETH), Suiza (e.g., Fatichi et al., 2015; Ragetti et al., 2014, 2013; Ragetti and Pellicciotti, 2012). Junto con el esquema de ruteo (onda cinemática), el resto de los procesos y parametrizaciones originalmente considerados en TOPKAPI fueron modificados por IfU – ETH para aumentar el desempeño y flexibilidad del código del modelo, incorporando nuevas y diferentes funciones.

TOPKAPI es un modelo completamente distribuido, con una grilla regular referenciada espacialmente. Considera la mayor parte de las componentes del ciclo hidrológico con parametrizaciones de orientación física parsimoniosas en cuanto a los parámetros que las definen y la información de entrada necesaria (Ciarapica and Todini, 2002). Entre las mejoras incluidas en TOPKAPI-ETH se tiene la incorporación de almacenamiento nival y glaciares, posibilitando la modelación de regiones montañosas.

La dirección del flujo se define a partir de las tres celdas vecinas con una única dirección de salida. Lo anterior implica que cada celda puede tener a lo más tres celdas aguas arriba y sólo una aguas abajo. El tipo de ruteo anteriormente mencionado describe el flujo de agua de las diferentes componentes del modelo, salvo el ruteo de la escorrentía glacial, el cual es modelado a partir de un estanque lineal (Hock and Noetzi, 1997). La Figura 4-2 esquematiza la estructura de TOPKAPI a escala de celda.

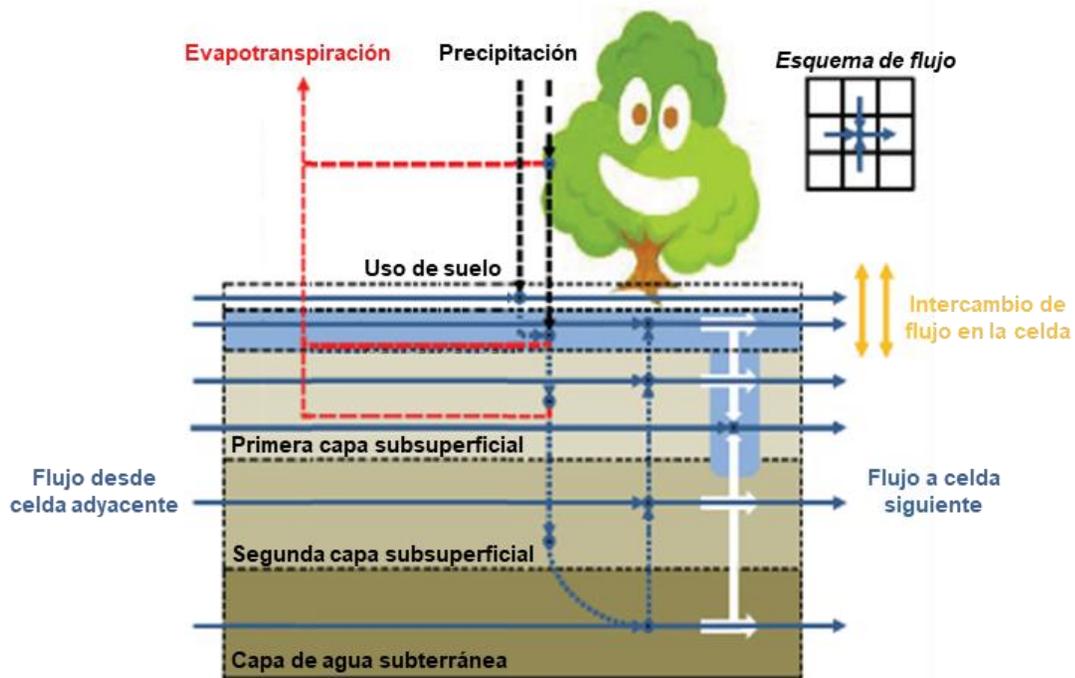


Figura 4-2 Estructura del modelo TOPKAPI-ETH a nivel de celda

### 4.3 Variables de entrada requeridas y componentes del modelo

El modelo de TOPKAPI-ETH implementado en la cuenca del río Olivares, denominado TOPKAPI-Olivares, se construye a resolución diaria y distribuido espacialmente según una grilla regular de 100 m. La información necesaria para la construcción del modelo se esquematiza en la Figura 4-3.

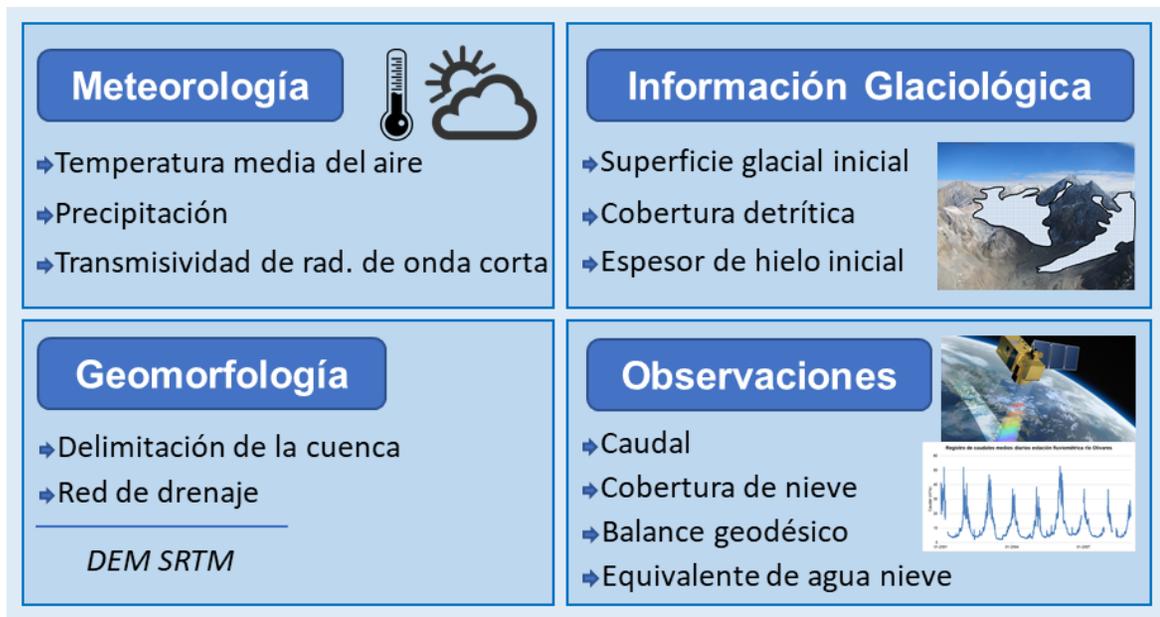


Figura 4-3 Información requerida para la construcción, calibración y validación del modelo.

Las forzantes climáticas requeridas para la construcción del modelo, es decir precipitación y temperatura, se obtienen a partir del producto CR2MET (Boisier et al., 2018) escalado a resolución espacial de 100 m mediante una interpolación lineal a una grilla de 0,001° latitud-longitud y re proyectado a coordenadas UTM Huso 19 Sur para compatibilizar la grilla respecto a la utilizada por TOPKAPI-ETH. Por otro lado, la transmisividad de nubes (CT) se obtiene a partir del enfoque paramétrico propuesto por Pellicciotti et al. (2005), con datos extraídos del explorador solar en la ubicación de la estación embalse El Yeso (<http://www.minenergia.cl/exploradorsolar/>).

Para la modelación glaciológica, además de la superficie glacial (inventario nacional de glaciares y correcciones) y la cobertura detrítica (mapa binario derivado de imágenes satelitales), se requiere conocer la condición inicial del espesor glacial (i.e., espesor de hielo al año 2000), la cual se determina usando la topografía obtenida del Modelo de Elevación Digital SRTM (año 2000) y el método de Huss y Farinotti (2012). En cuanto a la red de drenaje, delimitada por las divisorias de aguas que dan lugar a la cuenca hidrográfica en estudio, se define de manera consistente a lo anterior a partir del DEM SRTM.

Con el objetivo de evaluar la habilidad del modelo para representar los procesos hidrológicos predominantes en la cuenca, se requiere conocer algunas observaciones, ya sea obtenidas mediante mediciones in-situ, técnicas de percepción remota, reanálisis u otros, a modo de contrastarlas con las simulaciones efectuadas por el mismo y evaluar

mediante diferentes métricas e indicadores su performance. Así, se requiere de, por ejemplo, observaciones de caudal, cobertura de nieve, área glacial, entre otras. Las observaciones y registros utilizados en el presente estudio para calibrar y validar el modelo TOPKAPI-Olivares se individualizan en la Sección 4.4.

Cabe mencionar que, si bien el modelo tiene diferentes componentes y configuraciones que permiten modelar, por ejemplo, arrastre de sedimentos, embalses y lagos, entre otros; no se consideran dichos elementos dado los objetivos y alcances del presente estudio. Las componentes utilizadas son individualizadas y detalladas en el ANEXO A.

## 4.4 Calibración y validación del modelo

A modo de definir una situación comparativa en el periodo de calibración y validación del modelo respecto al trabajo desarrollado por Cepeda (2017), la modelación hidrológica se realizó tomando como periodo de calentamiento el año hidrológico 2001-2002, periodo de calibración entre el año hidrológico 2002-2003 y 2007-2008 y periodo de validación comprendido entre el año 2007-2008 y 2011-2012.

### 4.4.1 Estrategia de calibración

Dada la naturaleza física del modelo, resulta fácil pensar en que los parámetros que lo definen pueden ser medibles y, por lo tanto, no se requiere implementar algoritmos basados en la optimización de una cierta métrica. Contrariamente la realidad es otra, ya que la escasa red de monitoreo en alta montaña, la topografía que imposibilita el acceso a ciertos lugares y la cantidad de parámetros del modelo, dificulta la estimación de parámetros derivados de observaciones in-situ. Es por ello que se debe recurrir a técnicas de percepción remota y algoritmos de optimización para estimar y calibrar ciertos parámetros (inviablemente) medibles. La Figura 4-4 muestra la estrategia de calibración secuencial en tres pasos implementada para la obtención del set de parámetros que representan los principales procesos hidrológicos en la cuenca estudiada.

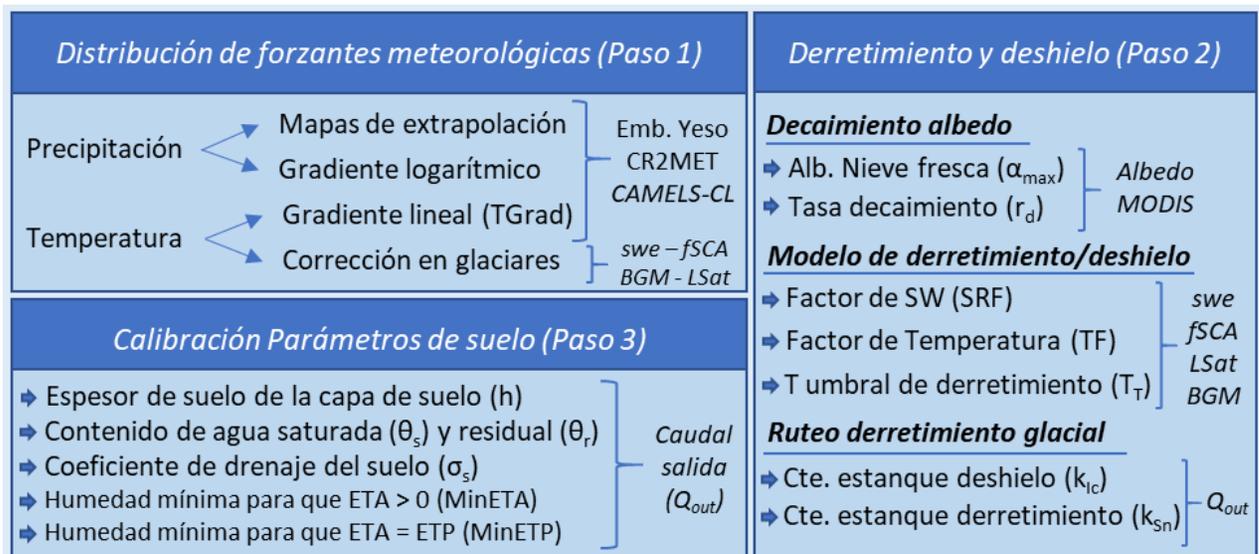


Figura 4-4 Estrategia implementada para la construcción del modelo TOPKAPI-Olivares

Con el objetivo de reducir el problema de equifinalidad asociado a la estructura del modelo y el set de parámetros calibrados, conforme a lo indicado por Beven (2010), en cada paso de calibración, según la naturaleza del parámetro (i.e., proceso físico asociado), se comparan las simulaciones de TOPKAPI – Olivares con los registros de 1) caudal medido a la salida de la cuenca ( $Q_{out}$ ), 2) equivalente de agua nieve (SWE) estimado por Cortés y Margulis (2017), 3) fracción de cobertura de nieve ( $fSCA$ ) en la cuenca del río Olivares estimada por Cepeda (2017), 4) albedo derivado de MODIS Terra y Aqua, 4) balance geodésico de masa ( $BGM$ ) entre 2000-2013 realizado por Farías et al. (en prep.), y 5) variaciones de la superficie glacial en el periodo 2000-2016 estimadas a partir de imágenes Landsat ( $LSat$ ) (Sección 4.6).

#### 4.4.2 Evaluación del modelo

Para evaluar la eficiencia del modelo se definen 7 potenciales criterios recomendados en la literatura (Gupta et al., 2009; Legates and McCabe, 1999; Yilmaz et al., 2008), los cuales corresponden a: Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE), eficiencia de Kling-Gupta (KGE), error medio (ME), error medio absoluto (MAE), error cuadrático medio (MSE), raíz del error cuadrático medio (RMSE) y eficiencia volumétrica (VE). A modo de estudiar el ajuste de las variables simuladas a valores bajos, se aplica el criterio de NSE en escala logarítmica, denominado LNSE. La Tabla 4-1 resume los criterios de eficiencia definidos para la evaluación del modelo.

**Tabla 4-1 Criterios de eficiencia definidos para la evaluación del modelo.**

Criterio	Ecuación	Valor Óptimo
ME	$me = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)$	0
MAE	$mae = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N  (S_i - O_i) $	0
RMSE	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}$	0
NSE	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}$	1
R2	$R2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})(S_i - \bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2 \sum_{i=1}^N (S_i - \bar{S})^2}} \right)^2$	1
KGE	$KGE = 1 - \sqrt{\left( \frac{Cov_{so}}{\sigma_s \cdot \sigma_o} - 1 \right)^2 + \left( \frac{\sigma_s}{\sigma_o} - 1 \right)^2 + \left( \frac{\mu_s}{\mu_o} - 1 \right)^2}$	1
VE	$VE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N  S_i - O_i }{\sum_{i=1}^N O_i}$	1

Donde:

- $S_i$  : Valor simulado para la variable en el tiempo  $t = t_i$ .
- $O_i$  : Valor simulado para la variable en el tiempo  $t = t_i$ .

Por otra parte, para efectuar una evaluación de los índices hidrológicos, se definen 4 medidas de diagnóstico de la curva de duración (CD) recomendadas como métricas complementarias a las anteriormente presentadas, las cuales corresponden al sesgo de la tasa de escorrentía (RR), sesgo del flujo base a largo plazo (FLV), sesgo de la percolación del sistema (FMS) y sesgo de eventos extremos (FHV). La Tabla 4-2 resume las métricas empleadas para evaluar la curva de duración.

**Tabla 4-2 Medidas de diagnóstico de la curva de duración.**

Métrica	Ecuación	Valor Óptimo
RR	$RR = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^N O_i} \times 100$	0
FLV	$FLV = -1 \times \frac{\sum_{i=1}^N [\log(S_i) - \log(S_N)] - \sum_{i=1}^N [\log(O_i) - \log(O_N)]}{\sum_{i=1}^N [\log(O_i) - \log(O_N)]} \times 100 ; P_{exc} > 0,7$	0
FMS	$FMS = \frac{[\log(S_{P_{exc}=0,2}) - \log(S_{P_{exc}=0,7})] - [\log(O_{P_{exc}=0,2}) - \log(O_{P_{exc}=0,7})]}{\log(O_{P_{exc}=0,2}) - \log(O_{P_{exc}=0,7})} \times 100$	0
FHV	$FHV = \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^N O_i} \times 100 ; P_{exc} \leq 0,02$	0

Donde:

$S_i$  : Valor simulado para la variable en la posición  $i$  del posicionamiento de Weibull.  
 $O_i$  : Valor simulado para la variable en la posición  $i$  del posicionamiento de Weibull.

#### 4.5 Escenarios de Estudio

En la actualidad, los glaciares se encuentran fuera de su equilibrio, por lo que se requiere definir escenarios que nos permitan encontrar el punto donde los glaciares alcanzan su equilibrio de masa y tamaño. Para las simulaciones a largo plazo que definen la condición inicial de los glaciares en el año 2065, donde se busca evaluar la respuesta glacio-hidrológica de la cuenca ante una mega-sequía como la de 2010-2015, se consideran dos escenarios para generar las forzantes del modelo (i.e., precipitación y temperatura):

1. **Clima Actual:** Se generan 100 series sintéticas de 65 años de extensión replicando las condiciones climáticas observadas entre 1990-2009. Cada serie se construye a partir de un remuestreo aleatorio o “bootstrapping” (Efron, 1998) de los años comprendidos en el periodo y la concatenación de la serie de valores medios diarios. El proceso estocástico se considera estacionario.
2. **Acuerdo de París – Cambio Climático:** El año 2015, en París, los gobiernos del mundo acordaron reducir la emisión de gases de efecto invernadero para limitar el aumento de temperatura promedio global a 1,5°C en relación al periodo preindustrial (ONU, 2015). Con el objetivo de evaluar el impacto de un aumento local de temperatura equivalente al definido en 2015, se realiza una selección de los Modelos de Circulación Global (GCM) del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5) que, según los resultados de Kraaijenbrink et al. (2017), proyectan dicho aumento y se realiza el escalamiento y corrección por sesgo de la señal proyectada por los GCM.

La Tabla 4-3 presenta las diferentes alternativas de GCM posibles y resaltadas aquellas adoptadas para realizar el estudio. El criterio según el cual se seleccionan los GCM corresponde a una tolerancia en torno al 8% de aumento en la temperatura media a escala global de 1,5°C. Cabe mencionar que, para los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5, el aumento de temperatura era superior al valor requerido.

**Tabla 4-3 Aumento de temperatura global en escenario RCP2.6 según modelos climáticos del CMIP5.**

<b>Modelo</b>	<b>ΔT Global 1851-1880 - 2071-2100</b>	<b>Modelo</b>	<b>ΔT Global 1851-1880 - 2071-2100</b>
bcc-csm1-1-m	1,86	HadGEM2-ES	1,80
bcc-csm1-1	1,77	IPSL-CM5A-LR	2,23
BNU-ESM	2,15	IPSL-CM5A-MR	1,94
CanESM2	2,24	MIROC-ESM-CHEM	2,35
CCSM4	1,82	MIROC-ESM	2,33
CESM1-CAM5	1,97	<b>MIROC5*</b>	<b>1,49</b>
CNRM-CM5	1,70	<b>MPI-ESM-LR*</b>	<b>1,58</b>
CSIRO-Mk3-6-0	1,88	<b>MPI-ESM-MR*</b>	<b>1,59</b>
EC-EARTH	1,85	MRI-CGCM3	1,34
FGOALS_g2	1,13	<b>NorESM1-M*</b>	<b>1,40</b>
FIO-ESM	0,89	<b>NorESM1-ME*</b>	<b>1,43</b>
GISS-E2-H	1,62	<b>Promedio</b>	<b>1,72</b>
GISS-E2-R	1,05	<b>Desv. Std,</b>	<b>0,39</b>
<b>HadGEM2-AO*</b>	<b>1,57</b>	<b>Rango</b>	<b>1,46</b>

Fuente: Adaptado de Kraaijenbrink et al.(2017)

A su vez, se verifica la disponibilidad de los modelos anteriormente mencionados en la base de datos de simulaciones climáticas del Centro Ciencia del Clima y la Resiliencia – (CR)<sup>2</sup> (<ftp://qhawayra2.dgf.uchile.cl/>), según lo que, finalmente, se adoptan los modelos HadGEM2-AO, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR y NorESM1-M en escenario de emisiones RCP2.6 para efectos de las simulaciones a corto, mediano y largo plazo.

Considerando que la resolución de la grilla a la cual han sido construidos los modelos es gruesa (desde aproximadamente 1,25° a 1,89° en latitud y 1,41° a 2,50° en longitud), es necesario escalar los resultados a la escala requerida para el modelo glacio-hidrológico, pudiéndose adoptar un enfoque dinámico o estadístico (e.g., Fowler et al., 2007; Wilby et al., 2004; Wood et al., 2004). Dada la aplicación de escalamientos del tipo estadístico en estudios de hidrología (e.g., Enke and Spekat, 1997; Prudhomme and Nick Reynard, 2002; Xu, 1999) y la facilidad que presentan en comparación al enfoque dinámico, se adopta dicho enfoque. Para reducir el sesgo del proceso de escalamiento, y por tanto reducir la incertidumbre intrínseca al proceso, en primer lugar, se realiza un escalamiento espacial y, en segundo, una corrección de sesgo o “*bias-correction*” (e.g., Cannon et al., 2015; Hay et al., 2000; Rätty et al., 2014; Switanek et al., 2017).

El escalamiento espacial consiste en transferir, a partir de métodos de interpolación, la información desde la grilla definida por el GCM a una grilla diferente o un punto en particular. En el presente estudio, se utiliza la estación Embalse El Yeso para efectuar el

escalamiento espacial a través de una interpolación lineal al punto definido por la estación y las simulaciones climáticas del CR2 generadas a partir de modelos HadGEM2-AO, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR y NorESM1-M.

Por otro lado, la corrección del sesgo se efectúa en base a los registros de la estación Embalse El Yeso durante el periodo de referencia, definido de manera consistente al escenario A (1990 – 2009), y los resultados del escalamiento espacial. La metodología de corrección de sesgo adoptada consiste en la comparación de las funciones de distribución acumulada (CDF) ajustadas según el criterio de máxima verosimilitud a la serie de valores medios diarios para cada mes.

Para cada mes se ajusta una CDF a los valores observados en la estación de referencia, y modelados para el periodo observado y futuro, aplicando la metodología denominada “*Scaled Distribution Mapping*” (Switanek et al., 2017) para mantener la variabilidad en la media y varianza proyectada por el GCM. El método no realiza supuestos de estacionariedad, por lo que no se altera la señal cruda del modelo. El método SDM propuesto por Switanek et al. queda definido según las Ecs. (1) y (2) para temperatura y precipitación respectivamente (mayor detalle en ANEXO F).

$$T_{fut}^{(*)} = F_{obs,Ref}^{-1}\{CDF^*\} + [T_{mod,fut} - F_{mod,obs}^{-1}\{F_{mod,Ref}[T_{mod,fut}]\}] \cdot \frac{\sigma_{OBS}}{\sigma_{MODH}} \quad (1)$$

$$Pp_{fut}^{(*)} = \frac{Pp_{mod,fut}}{F_{mod,Ref}^{-1}\{F_{mod,fut}[Pp_{mod,fut}]\}} \cdot F_{obs,Ref}^{-1}\{CDF^*\} \quad (2)$$

Donde:

- $X_{fut}^{(*)}$  : Valor de la variable  $X$  corregida (Precipitación – Pp o Temperatura – T).
- $X_{mod,fut}$  : Valor de la variable  $X$  modelada por el GCM para el futuro (Pp o T).
- $CDF^*$  : Función de probabilidad acumulada corregida.
- $F_{obs,Ref}^{-1}$  : Inversa de la CDF observada en el periodo de referencia.
- $F_{mod,Ref}^{-1}$  : Inversa de la CDF modelada por el GCM para el periodo de referencia.
- $F_{mod,fut}$  : CDF modelada por el GCM para el futuro.

En términos generales, las ecuaciones anteriormente presentadas buscan corregir los sesgos sistemáticos en los cuantiles de una serie modelada respecto a los valores observados, preservando así los cambios relativos proyectados por los modelos GCM en los cuantiles.

#### 4.6 Estimación del Área Glacial

Para estimar el área glacial se analizan las imágenes obtenidas de los satélites Landsat durante los días próximos al término del periodo de ablación (31 de marzo). Mayor detalle sobre el procedimiento puede ser revisado en el Anexo H.

A partir del álgebra de bandas espectrales de las imágenes Landsat se calculan los indicadores definidos según las Ecs. (3) y (4), los cuales se recomiendan ampliamente en la bibliografía (Chinn et al., 2011; DGA, 2011b; Obbard et al., 2011) con el objetivo de estimar valores representativos de la huella espectral asociada a nieve/hielo y, con ello, realizar la clasificación correspondiente.

$$NDSI_{Landsat\ 5/7} = \frac{B_2 - B_5}{B_2 + B_5} ; \quad NDSI_{Landsat\ 8} = \frac{B_3 - B_6}{B_3 + B_6} \quad (3)$$

$$BR_{Landsat\ 5/7} = \frac{B_3}{B_5} ; \quad BR_{Landsat\ 8} = \frac{B_4}{B_6} \quad (4)$$

Píxeles con índice NDSI mayores a 0,4 definen la presencia de nieve (Dozier, 1989; Riggs et al., 1994). Para la identificación de glaciares se calibra un índice NDSI entre 0,5 y 0,9 (Bajracharya et al., 2014) a partir de delimitaciones preexistentes. Por otro lado, el índice BR, el cual vincula las bandas espectrales en el rojo visible y el infrarrojo cercano (Earl and Gardner, 2016), define la presencia glaciar cuando el valor asociado a un píxel excede 2,0 (Chinn et al., 2011). De manera complementaria al cálculo del Índice Normalizado de Nieve (NDSI) y Band Ratio (BR), para facilitar la delimitación de la máscara glaciar, se emplea el método de Falsos Colores. Los métodos empleados para la estimación del área glaciar se ilustran en la Figura 4-5.

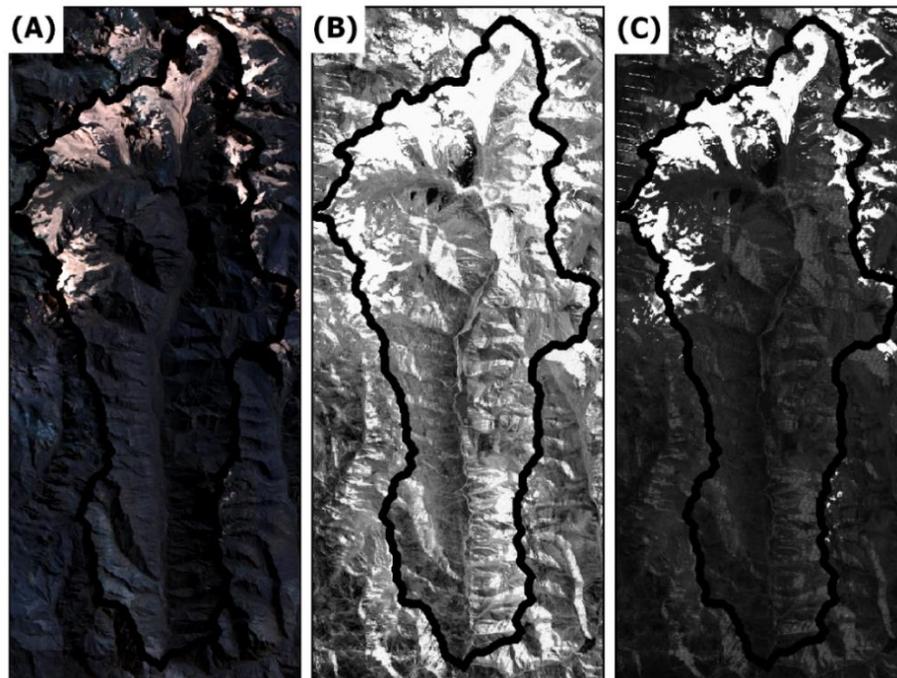


Figura 4-5 Métodos de estimación del área glaciar. Imagen LANDSAT 5 TM del 27-03-2004. (A) Falso color RGB 5-4-3. (B) Índice Normalizado de Nieve (NDSI). (C) Ratio de la Banda 3 y 5.

Si bien el algoritmo de detección de nieve/hielo propuesto resulta sencillo y práctico considerando que sólo se basa en un umbral, el método subestima la superficie glaciar real ya que no incorpora, por ejemplo, glaciares cubiertos, considerando que su firma espectral difiere de la exhibida por glaciares descubiertos.

## 5 INFORMACIÓN DISPONIBLE

### 5.1 Información Meteorológica

A falta de una densa red de estaciones meteorológicas en la zona de estudio se utiliza el producto CR2MET (ANEXO D), el cual contiene información de precipitación y temperatura para todo Chile continental a resolución diaria en el periodo 1979-2016 y escala espacial de aproximadamente 5 km (DGA, 2017). Para compatibilizar la grilla de CR2MET (0,05° latitud-longitud) con la utilizada en TOPKAPI-ETH (100 m) se realiza una interpolación lineal a una grilla de 0,001° latitud-longitud (aproximadamente 100 m) y se re proyecta CR2MET a coordenadas UTM Huso 19 Sur.

En la Figura 5-1 se muestra la distribución espacial promedio en el periodo 2000-2008 de precipitación y temperatura relativas a la estación de referencia definida para el estudio (Embalse El Yeso) obtenidas a partir del producto CR2MET. La precipitación relativa se calcula a partir de la razón entre el valor de precipitación anual registrado en un píxel y el registrado en el punto definido por la estación de referencia. Por su lado, la temperatura relativa se calcula según la diferencia entre el valor promedio anual en un píxel y el promedio anual registrado en la estación referencial.

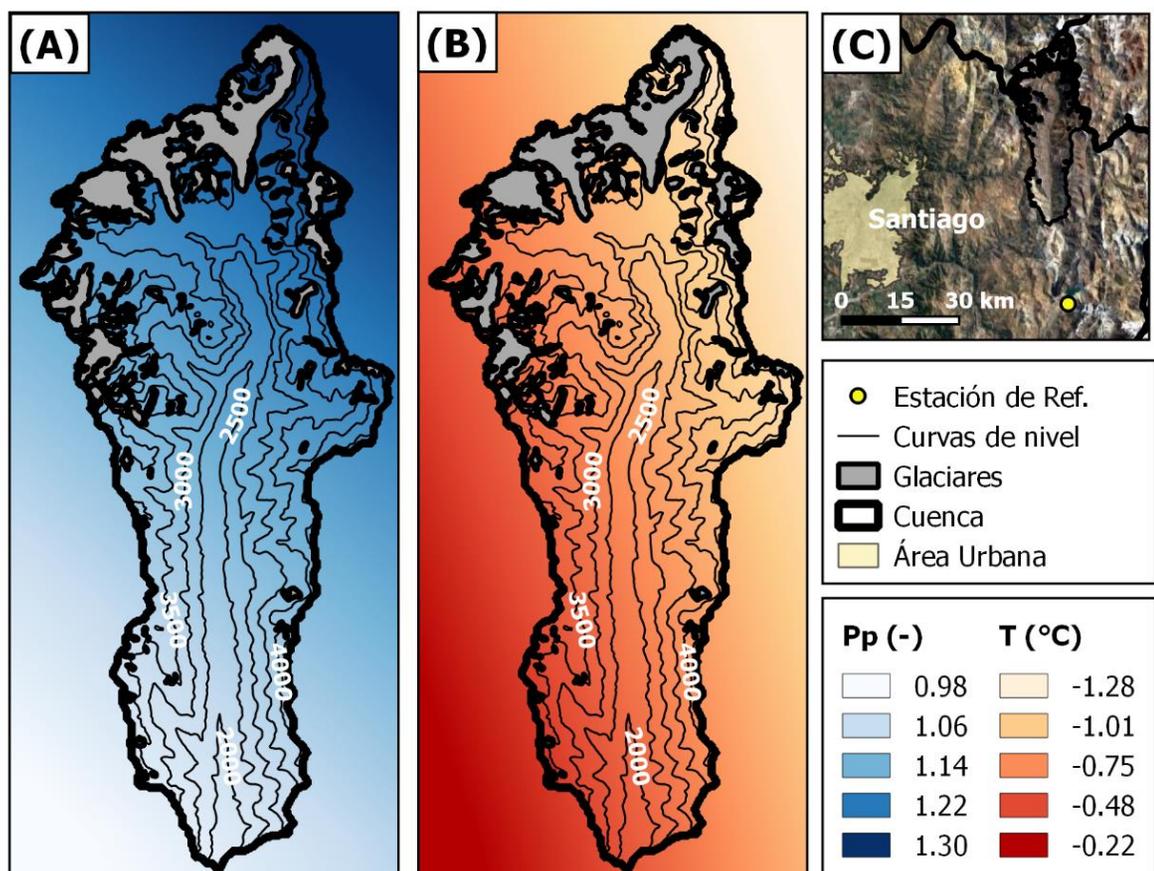
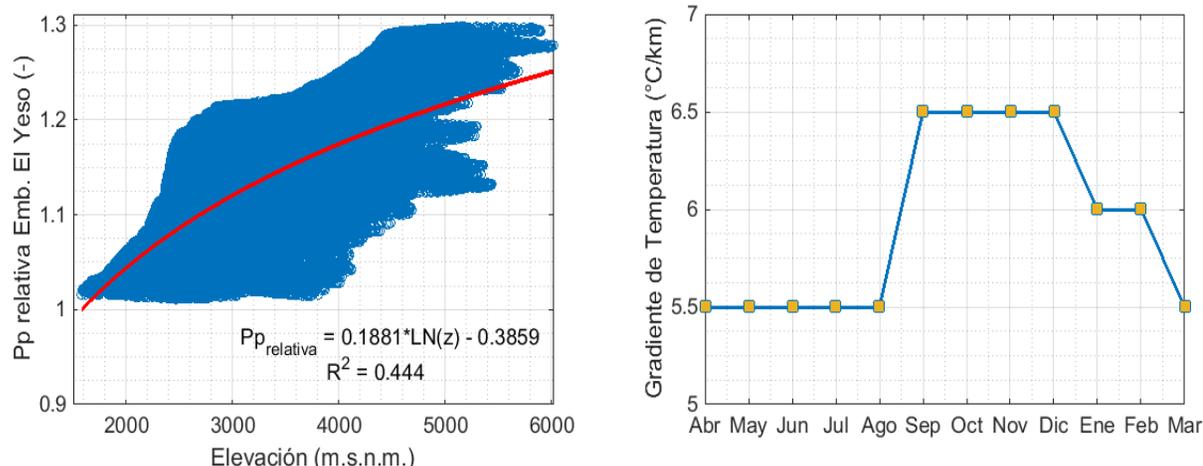


Figura 5-1 Distribución espacial de la precipitación y temperatura anual promedio en el periodo 2000-2008 en la cuenca respecto a los registros de la estación Embalse El Yeso, estimada a partir del producto grillado CR2MET. (A) Distribución espacial de la precipitación normalizada. (B) Distribución espacial de la temperatura normalizada. (C) Ubicación de la estación Embalse El Yeso.

La Figura 5-1 (A) exhibe un marcado gradiente de precipitación en la dirección norte a barlovento de la divisoria de aguas de la cuenca, el cual a su vez se observa, aunque menos acentuado, en la temperatura (B). Así, para distribuir espacialmente la precipitación y temperatura en la cuenca, se adoptan gradientes orográficos del tipo logarítmico y lineal respectivamente. En la Figura 5-2 se muestran los gradientes de precipitación y temperatura (panel izquierdo y derecho respectivamente), ajustados a través del método de mínimos cuadrados.



**Figura 5-2 Gradiente de precipitación anual y temperatura mensual en el periodo 2000/01 – 2008/09 en la cuenca del Río Olivares relativo a estación meteorológica Embalse El Yeso. (A) Ajuste logarítmico a los valores de precipitación anual. (B) Gradiente de Temperatura mensual promedio.**

De la Figura 5-2 se desprende que existe gran dispersión de los datos en torno al ajuste logarítmico definido, lo cual da cuenta de las limitaciones de distribuir las forzantes meteorológicas a través de gradientes. Si bien los gradientes son aproximaciones prácticas de fácil implementación, no capturan las singularidades meteorológicas que se observan en la realidad, las que sí podrían ser incorporadas mediante mapas (a igual resolución temporal que el modelo) a costa de aumentar el tiempo de cómputo asociado a las simulaciones.

En términos de instrumentación, en la cuenca se encuentran instaladas algunas estaciones meteorológicas y glaciológicas, las cuales se resumen en la Tabla 5-1.

**Tabla 5-1 Estaciones ubicadas en la cuenca del río Olivares.**

Nombre de la estación	Fecha Inicio	Coordenadas*		Elevación (m.s.n.m.)	Tipo de estación
		UTM E	UTM N		
Río Olivares antes junta río Colorado**	01-03-1991	394343	6293240	1500	Meteorológica y Fluviométrica
Valle Río Olivares**	01-03-2014	396152	6326987	2786	Meteorológica y Glaciológica
Glaciar Olivares Gamma**	01-03-2014	392500	6330784	3628	Glaciológica
Glaciar Juncal Sur	01-04-2018	396269	6335124	4035	Glaciológica
Glaciar Olivares Alfa	01-04-2018	386439	6328240	4230	Glaciológica

\*Proyección WGS84 Huso 19 Sur; \*\*Transmisión de datos en tiempo real

## 5.2 Control Fluviométrico

La cuenca del río Olivares cuenta con solo un control fluviométrico, ubicado en el punto de salida de esta (33°10'S; 70°1'O; 1544 m.s.n.m.). El registro de caudales a nivel diario se extiende desde el 1 de marzo de 1991 hasta la actualidad, por lo que se cuenta con estadísticas continuas de más de 20 años. Hoy en día la estación transmite en tiempo real variables como la altura y temperatura del agua, temperatura del aire, humedad, caudal y precipitación.

Pese a contar con un control fluviométrico, el río se encuentra intervenido aproximadamente 11 km aguas arriba de la junta con río Colorado a 2030 m.s.n.m. por una aducción propiedad de la empresa multinacional de generación eléctrica AES GENER S.A. La empresa cuenta con un derecho no consuntivo de ejercicio permanente y continuo equivalente de 12000 L/s por año, resuelto el 14 de mayo de 1984 (Cód. Expediente: ND-1302-800023). Considerando los caudales diseño de las obras de captación y las estadísticas de generación eléctrica de la central Alfalfal, Cepeda (2017) realiza la restitución a régimen natural de los caudales registrados por la estación fluviométrica río Olivares antes junta río Colorado (Cód. BNA 05706001-8) para el periodo 2001-2016 a resolución diaria, por lo que, dada la correspondencia temporal, se utilizan dichos datos en la calibración y validación del modelo TOPKAPI-Olivares.

## 5.3 Acumulación y derretimiento del manto nival

Si bien la cuenca cuenta con algunas estaciones glaciológicas (Tabla 5-1), todas ellas entraron en operación el 1 de Abril de 2018, mientras que la estación glaciometeorológica Valle Río Olivares en 2014, por lo que no se cuenta con un registro extenso para ser empleado en el presente estudio, debiéndose incorporar técnicas de percepción remota, modelos del manto nival y/o estudios de nieve que incluyan en su dominio la cuenca de estudio para comprender, analizar y comparar los procesos de acumulación y derretimiento del manto nival observados respecto a los simulados.

De la base de datos CAMELS-CL se recupera el equivalente en agua nieve promedio a escala de cuenca estimado por Cortés y Margulis (2017), el cual se encuentra disponible a resolución diaria y con valores en el periodo del 01-04-1984 a 31-31-2015. A su vez, se utiliza el fSCA estimado por Cepeda (2017) a escala de cuenca a modo de evaluar la habilidad del modelo para representar la distribución espacial de la nieve.

## 5.4 Retroceso Glacial

Al igual que en el caso del estudio del manto nival, dada la escasez de observaciones glaciales en la zona de estudio, se debe recurrir a técnicas de percepción remota y estudios glaciológicos realizados que incluyan el dominio de estudio. Dada la necesidad de contar con dicha información, como se describe en la Sección 4.6, se determina el área glacial de la cuenca del río Olivares en el periodo 2000-2016 a través del procesamiento de imágenes Landsat. A su vez, se comparan las variaciones de área glacial simuladas respecto a las estimadas por Malmros et al. (2016) para los principales glaciares de la cuenca (i.e., Juncal Sur, Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma).

## 5.5 Proyecciones de Cambio Climático

A partir del escalamiento espacial y corrección por sesgo aplicados a los diferentes GCM definidos para el estudio, se obtienen las variaciones proyectadas para la temperatura a escala mensual, estacional y anual según el escenario RCP2.6 para el futuro cercano, intermedio y lejano, las cuales se resumen en la Tabla 5-2.

**Tabla 5-2 Variación de temperatura mensual, estacional (pluvial/Pv – Deshielo/DH) y anual en la cuenca del río Olivares para el futuro cercano, intermedio y lejano según diferentes GCMs RCP2.6 respecto a los registros promedio en la estación Embalse El Yeso en el periodo 1990-2009.**

Futuro Cercano 2020-2035															
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Pv	DH	Anual
HadGEM2-AO	0,6	1,0	0,6	0,1	0,9	0,2	0,3	0,3	0,4	0,2	0,8	0,4	0,6	0,4	0,5
MIROC5	0,2	1,0	0,6	-0,1	0,0	-0,3	0,0	0,4	0,6	0,7	1,1	-0,1	0,2	0,5	0,3
MPI-ESM-LR	1,6	0,7	-0,2	0,6	0,1	0,1	0,9	1,0	1,0	1,4	0,4	0,8	0,5	0,9	0,7
MPI-ESM-MR	0,0	0,1	-0,1	0,2	1,1	1,1	1,1	0,7	0,7	0,6	0,0	0,0	0,4	0,5	0,5
NorESM1-M	-0,4	-0,1	0,4	0,6	0,3	0,4	0,8	0,6	-0,6	0,3	0,6	-0,3	0,2	0,2	0,2
<b>Promedio</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,3</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,6</b>	<b>0,6</b>	<b>0,4</b>	<b>0,6</b>	<b>0,6</b>	<b>0,2</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>
<b>Desv, Std,</b>	<b>0,8</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,4</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>

Futuro Intermedio 2035-2050															
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Pv	DH	Anual
HadGEM2-AO	0,4	-0,2	0,6	0,4	0,6	1,2	0,1	0,0	0,6	0,6	0,3	0,8	0,5	0,4	0,4
MIROC5	0,7	0,4	0,6	0,5	0,1	0,2	0,1	0,0	0,6	0,3	1,2	0,3	0,4	0,4	0,4
MPI-ESM-LR	1,2	0,6	-0,4	0,1	0,8	0,6	0,4	0,9	0,9	1,4	0,7	0,6	0,5	0,8	0,7
MPI-ESM-MR	0,5	0,0	0,6	1,2	1,3	0,6	1,2	0,1	1,7	1,0	0,5	0,7	0,7	0,9	0,8
NorESM1-M	0,0	0,3	0,6	-0,7	1,2	0,6	0,7	0,6	0,1	0,3	0,7	0,0	0,3	0,4	0,4
<b>Promedio</b>	<b>0,6</b>	<b>0,2</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>0,8</b>	<b>0,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,8</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>
<b>Desv, Std,</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>0,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0,2</b>	<b>0,2</b>

Futuro Lejano 2050-2065															
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Pv	DH	Anual
HadGEM2-AO	1,0	0,4	0,3	0,8	0,8	0,6	0,6	0,2	0,2	0,6	1,0	0,5	0,6	0,5	0,6
MIROC5	0,5	1,4	0,3	0,6	0,3	0,8	0,5	0,1	1,2	0,5	1,4	0,4	0,6	0,7	0,7
MPI-ESM-LR	0,5	1,2	0,6	0,6	0,6	1,2	0,7	0,7	1,6	1,5	0,7	1,1	0,8	1,0	0,9
MPI-ESM-MR	1,1	1,6	-0,1	0,6	1,1	0,1	1,5	0,8	1,4	0,6	0,9	1,0	0,7	1,0	0,9
NorESM1-M	0,3	0,2	-0,1	0,1	1,1	1,4	1,1	0,3	0,0	0,7	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5
<b>Promedio</b>	<b>0,7</b>	<b>1,0</b>	<b>0,2</b>	<b>0,6</b>	<b>0,8</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>0,4</b>	<b>0,9</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>0,7</b>	<b>0,6</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>
<b>Desv, Std,</b>	<b>0,3</b>	<b>0,6</b>	<b>0,3</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>0,5</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>0,8</b>	<b>0,4</b>	<b>0,4</b>	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>

De los resultados presentados en la Tabla 5-2 se desprende que, para el escenario RCP2.6, se proyecta en promedio un aumento de 0,4°C en el futuro cercano, 0,5°C en el futuro intermedio y 0,7°C en el futuro lejano con respecto a la temperatura media anual registrada durante el periodo 1990-2009 en la estación Embalse El Yeso, aumento que es consistente para cada uno de los GCM analizados, con una desviación estándar de

0,2°C para cada uno de los subperiodos. En términos estacionales, no existe gran dispersión respecto al valor anual. Respecto a la variabilidad interanual de las proyecciones se desprende que existe, en promedio, una diferencia en torno a 0,2°C para el futuro cercano, intermedio y lejano respecto al promedio anual en cada subperiodo. Cabe mencionar que, tan sólo en algunos meses, ciertos modelos proyectan una disminución en la temperatura respecto al periodo de referencia, no obstante, la tendencia generalizada de las proyecciones indica un aumento de la variable a escala mensual, estacional y anual.

De manera análoga al caso anterior, la Tabla 5-3 muestra las proyecciones de aumento porcentual de precipitación mensual, estacional y anual según el escenario RCP2.6 para los modelos GCM estudiados en el periodo futuro cercano, intermedio y lejano.

**Tabla 5-3 Variación porcentual de precipitación mensual, estacional (Pluvial/Pv – Deshielo/DH) y anual en la cuenca del río Olivares para el futuro cercano, intermedio y lejano según diferentes GCMs RCP2.6 respecto a los registros promedio en la estación Embalse El Yeso en el periodo 1990-2009.**

Futuro Cercano 2020-2035															
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Pv	DH	Anual
HadGEM2-AO	-11	59	4	7	4	11	-39	-34	-8	-15	-28	-20	13	-24	-6
MIROC5	-24	-52	-2	-18	3	18	-47	15	-15	1	40	-61	-13	-11	-12
MPI-ESM-LR	25	29	-18	-22	-19	5	-36	-24	-5	15	-34	96	0	2	1
MPI-ESM-MR	-8	-19	11	-44	-34	-26	15	12	-55	33	-39	43	-20	1	-9
NorESM1-M	-24	12	0	-1	-8	-2	-25	-10	-48	-62	24	-11	-4	-22	-13
<b>Promedio</b>	<b>-8</b>	<b>6</b>	<b>-1</b>	<b>-16</b>	<b>-11</b>	<b>1</b>	<b>-27</b>	<b>-8</b>	<b>-26</b>	<b>-6</b>	<b>-7</b>	<b>9</b>	<b>-5</b>	<b>-11</b>	<b>-8</b>
<b>Desv. Std.</b>	<b>20</b>	<b>43</b>	<b>11</b>	<b>20</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>24</b>	<b>22</b>	<b>23</b>	<b>36</b>	<b>37</b>	<b>61</b>	<b>12</b>	<b>12</b>	<b>6</b>

Futuro Intermedio 2035-2050															
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Pv	DH	Anual
HadGEM2-AO	-2	-16	-24	-26	48	-7	31	-36	-68	-27	-44	-32	-4	-29	-17
MIROC5	-45	17	7	-30	26	-27	6	-31	55	-17	5	70	-9	14	3
MPI-ESM-LR	9	32	-13	-3	71	-24	-16	25	44	17	12	117	12	33	23
MPI-ESM-MR	-23	-4	-23	17	-6	28	-61	-33	-40	195	12	46	-2	20	9
NorESM1-M	-8	-35	1	-13	-30	-1	14	-1	4	-21	61	-25	-15	5	-5
<b>Promedio</b>	<b>-14</b>	<b>-1</b>	<b>-10</b>	<b>-11</b>	<b>22</b>	<b>-6</b>	<b>-5</b>	<b>-15</b>	<b>-1</b>	<b>29</b>	<b>9</b>	<b>35</b>	<b>-3</b>	<b>9</b>	<b>3</b>
<b>Desv. Std.</b>	<b>21</b>	<b>27</b>	<b>14</b>	<b>19</b>	<b>41</b>	<b>22</b>	<b>35</b>	<b>27</b>	<b>53</b>	<b>94</b>	<b>37</b>	<b>64</b>	<b>10</b>	<b>24</b>	<b>15</b>

Futuro Lejano 2050-2065															
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Pv	DH	Anual
HadGEM2-AO	8	-1	18	6	-2	11	-17	35	-44	57	43	-8	6	11	9
MIROC5	-26	5	-7	-16	-40	-64	-10	-28	-89	-72	-61	-31	-25	-49	-37
MPI-ESM-LR	6	19	-46	-8	-6	-18	30	14	-83	9	-57	12	-9	-13	-11
MPI-ESM-MR	-32	-22	34	-28	4	41	-70	-65	86	118	-6	77	0	23	11
NorESM1-M	1	-18	-15	-1	-30	-13	-28	-36	-13	98	-22	-38	-13	-7	-10
<b>Promedio</b>	<b>-9</b>	<b>-3</b>	<b>-3</b>	<b>-10</b>	<b>-15</b>	<b>-9</b>	<b>-19</b>	<b>-16</b>	<b>-29</b>	<b>42</b>	<b>-21</b>	<b>2</b>	<b>-8</b>	<b>-7</b>	<b>-7</b>
<b>Desv. Std.</b>	<b>19</b>	<b>17</b>	<b>31</b>	<b>13</b>	<b>19</b>	<b>39</b>	<b>36</b>	<b>40</b>	<b>71</b>	<b>76</b>	<b>43</b>	<b>46</b>	<b>12</b>	<b>27</b>	<b>19</b>

A partir de las proyecciones de variaciones porcentuales de precipitación respecto a los registros promedio en la estación Embalse El Yeso en el periodo de referencia (Tabla 5-2) se desprende que, a diferencia de la temperatura, no existe consistencia entre los resultados obtenidos para cada GCM, los cuales difieren considerablemente en las proyecciones efectuadas.

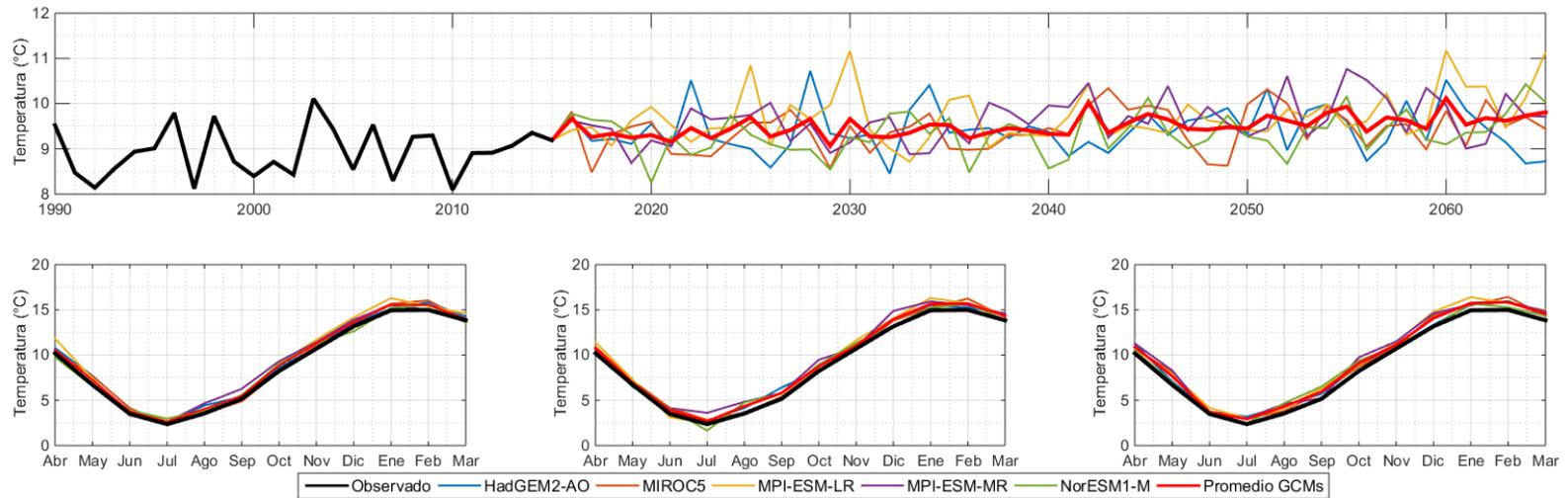
En términos anuales, respecto al periodo de referencia se proyecta una disminución del 8% en el futuro cercano, un aumento del 3% en el futuro intermedio y una disminución del 7% en el futuro lejano, con una desviación estándar del 6%, 15% y 19% respectivamente. Estacionalmente, existe una dispersión de aproximadamente el 3%, 6% y 1% para el futuro cercano, intermedio y lejano respecto al promedio anual en cada subperiodo. A nivel mensual, se observa, en general, una disminución de la tasa de precipitación promedio para el invierno, mientras que para el verano depende del modelo y subperiodo de estudio.

En la Figura 5-3 se muestran las proyecciones anuales de temperatura y las variaciones estacionales para los diferentes subperiodos de estudio. De las proyecciones anuales (2020-2065) se observa una clara tendencia al aumento de temperatura en el promedio del conjunto de modelos GCM, no obstante, de manera individual cada uno de ellos es consistente con dicho incremento. Así, comparando el inicio de las proyecciones respecto al horizonte de simulación, se desprende que los efectos de un aumento en 1,5°C de la temperatura media global tendrían un impacto local asociado a un incremento de 0,5°C en promedio.

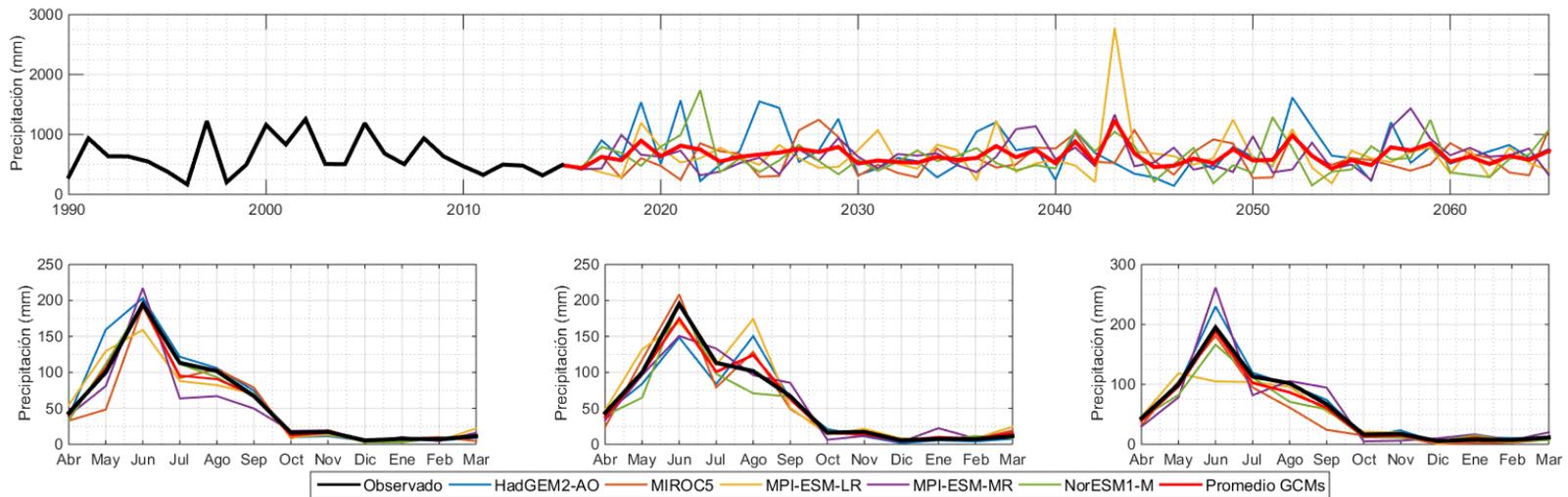
En términos estacionales (Panel inferior Figura 5-3), no se observan cambios en los patrones históricos de temperatura (1990-2009), pero sí se evidencia, en general, un aumento en la media mensual consistente entre todos los modelos para los tres subperiodos. Algunos valores aislados de temperatura media mensual inferiores a los del periodo histórico se observan en el futuro intermedio (e.g., julio/NorESM1-M).

Análogamente al caso anterior, en la Figura 5-4 se muestran gráficamente las variaciones de precipitación proyectadas en el periodo completo de análisis, es decir entre 2020 y 2065. De allí se desprende que no existe consistencia entre las proyecciones de los diferentes GCM, ya que algunos indican aumento en los montos de precipitación anual y otros una disminución. Estas diferencias pueden explicarse a partir de las diferencias metodológicas en el desarrollo de los modelos utilizados. El modelo MPI-ESM-LR en el año 2043 muestra un valor inusual respecto al resto de los años, no obstante, dicho valor fue obtenido según la misma metodología empleada para el escalamiento y corrección de sesgo del resto de los modelos, por lo que se atribuye dicha diferencia a la señal del GCM.

A escala estacional (Panel inferior Figura 5-4), se observan diferentes cambios en los patrones de precipitación mensual, pero se mantienen las precipitaciones en invierno y un verano seco. Si bien los montos de precipitación mensuales varían según el modelo, todos logran replicar la ocurrencia del máximo monto mensual (i.e., junio), salvo para el modelo MPI-ESM-LR en el periodo futuro lejano, donde la mayor fracción de la precipitación anual promedio en dicho periodo ocurre en mayo.



**Figura 5-3** Proyección de la temperatura según los GCM MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR y NorESM1-M en el periodo 2020-2069 escenario RCP2.6. En el panel superior se muestran las proyecciones de temperatura anual, mientras que, en el panel inferior, de izquierda a derecha, la temperatura media mensual al futuro cercano, futuro intermedio y futuro lejano.

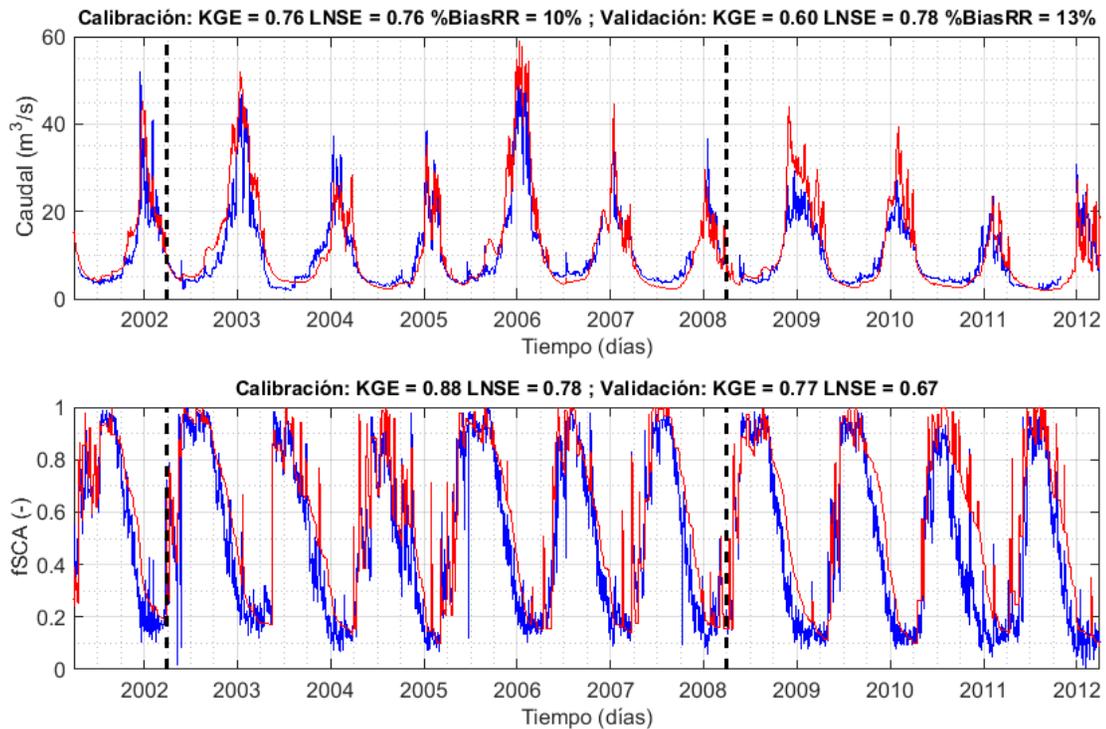


**Figura 5-4** Proyección de la precipitación según los GCM MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR y NorESM1-M en el periodo 2020-2069 escenario RCP2.6. En el panel superior se muestran las proyecciones de precipitación anual, mientras que, en el panel inferior, de izquierda a derecha, la precipitación mensual al futuro cercano, futuro intermedio y futuro lejano.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 Evaluación de la calibración y validación del modelo

En base a la calibración secuencial realizada se logra representar de buena forma los patrones de acumulación-derretimiento de nieve a escala de cuenca, caracterizados principalmente por la cobertura fraccional nival (fSCA), y los caudales observados en la salida de la cuenca del río Olivares. Así, en la Figura 6-1 se presenta la serie de caudales medios y cobertura fraccional de nieve a escala diaria observadas y simuladas para los periodos de calentamiento, calibración y validación.



**Figura 6-1 Series de tiempo diaria simuladas (rojo) y observadas (azul) de caudal (panel superior) y cobertura fraccional de nieve (fSCA; panel inferior) durante los periodos de calentamiento, calibración y validación.**

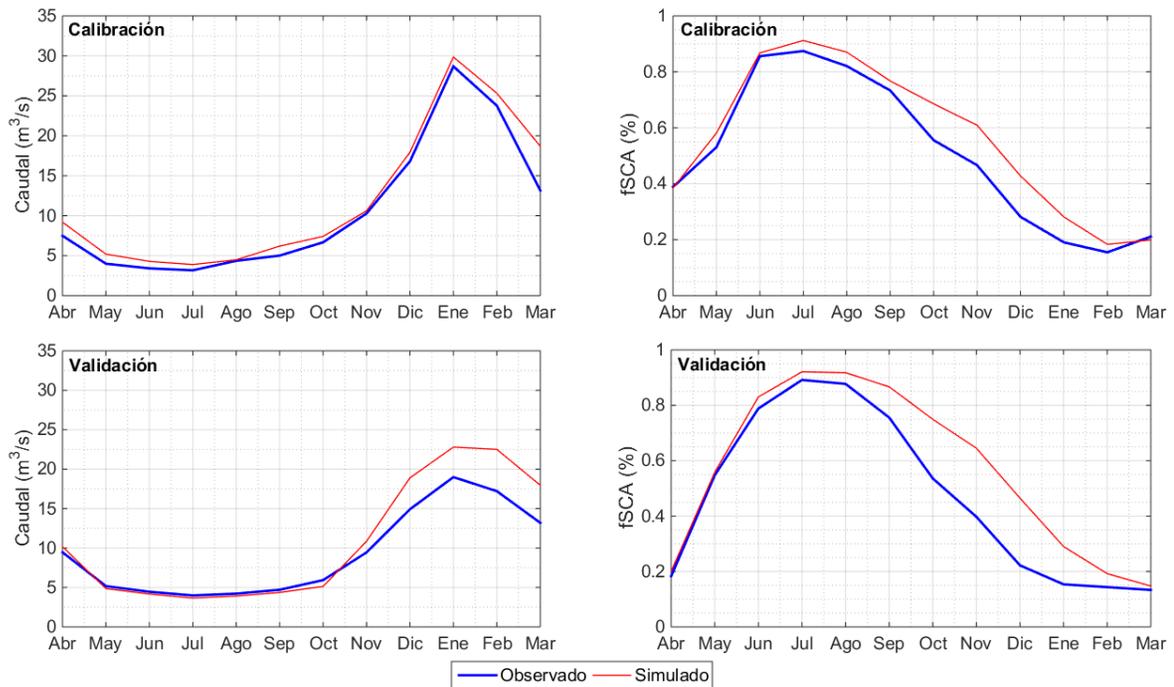
De la Figura 6-1 se desprende que, en términos cualitativos, los caudales simulados se ajustan de buena forma a las observaciones, salvo en algunos casos durante el periodo de estiaje donde se sobre estiman dichos valores. Lo anterior puede estar condicionado por aportes subterráneos no considerados en la modelación o bien que las observaciones, las cuales son una restitución al régimen natural del caudal registrado en la estación fluviométrica río Olivares antes junta río Colorado, subestimen los valores reales sin intervención.

En términos de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve simulados por TOPKAPI-Olivares, ilustrados en el panel inferior de la Figura 6-1, se observa una buena representación de los mismos durante los diferentes periodos de evaluación, pero existen ciertos problemas en la curva de agotamiento del año hidrológico 2010-2011, lo cual

puede explicarse según anomalías de temperatura que generan gradientes diferentes al definido para la simulación, el cual es invariante en el tiempo, o bien errores en el procesamiento de las imágenes MODIS para la estimación del fSCA a escala de cuenca.

Por otro lado, considerando las limitaciones del producto de equivalente de agua nieve desarrollado por Cortés y Margulis (2017), el cual no considera los procesos de acumulación-derretimiento sobre superficies glaciales, sólo se utiliza como referencia de la temporalidad y estacionalidad de dicha variable de estado ( $R^2 = 0,89$  en calibración y  $R^2 = 0,83$  en validación). Cabe mencionar que al comparar directamente el SWE de TOPKAPI-Olivares y el estimado por Cortés y Margulis (2017) se observa un sesgo sistemático dada la acumulación de nieve en las zonas cubiertas por glaciares que no es captada por el segundo producto.

En términos estacionales, para el periodo de calibración y validación, se obtienen las curvas de variación estacional (CVE) presentadas en la Figura 6-2 para caudal y cobertura fraccional nival promedio a escala de cuenca.



**Figura 6-2 CVE observada y simulada de caudal (panel izquierdo) y cobertura nival (fSCA – panel derecho) durante calibración y validación.**

De la Figura 6-2 se desprende que el régimen de escorrentía y los patrones de acumulación/derretimiento son representados por TOPKAPI-Olivares. Durante el periodo de calibración, el modelo logra reproducir los valores estacionales de caudal y fSCA observados, existiendo una sobrestimación en la curva de agotamiento de este último. En el periodo de validación, el caudal modelado durante el periodo invernal modelado se ajusta a las observaciones, pero en verano éstas son sobreestimadas. El fSCA modelado en validación muestra una curva de recesión que sobreestima las observaciones. Los problemas en la modelación del fSCA, tanto en calibración como en validación, son concordantes a los observados en el panel inferior de la Figura 6-1 (fSCA diario).

En términos cuantitativos, de manera complementaria a la Figura 6-1 y Figura 6-2, en la Tabla 6-1, Tabla 6-2 y Tabla 6-3 se resumen algunos de los criterios, métricas e índices hidrológicos aplicados para evaluar y diagnosticar la eficiencia del modelo en la representación de los principales procesos hidrológicos de la cuenca de estudio.

**Tabla 6-1 Métricas e índices hidrológicos aplicados para valores diarios en la calibración del modelo.**

Variable	NSE	LNSE	KGE	R2	RMSE*	%BiasRR	%BiasFHV	%BiasFLV	%BiasFMS
Caudal	0,76	0,76	0,76	0,85	4,43	10,04	22,38	34,08	16,08
fSCA	0,85	0,78	0,88	0,88	0,12	10,61	-20,34	71,84	1,45

\*Valor en m3/s para caudal y en tanto por uno para fSCA

**Tabla 6-2 Métricas e índices hidrológicos aplicados para valores diarios en la validación del modelo.**

Variable	NSE	LNSE	KGE	R2	RMSE*	%BiasRR	%BiasFHV	%BiasFLV	%BiasFMS
Caudal	0,53	0,78	0,60	0,80	4,23	12,86	18,87	9,52	43,93
fSCA	0,75	0,67	0,77	0,85	0,16	21,94	-30,15	79,66	2,54

\*Valor en m3/s para caudal y en tanto por uno para fSCA

**Tabla 6-3 Evaluación de los valores mensuales de caudal y fSCA simulados.**

Criterio	Caudal		fSCA	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación
NSE	0,97	0,95	0,92	0,90
LNSE	0,98	0,94	0,89	0,88
KGE	0,89	0,86	0,89	0,88
R2	0,99	0,98	0,96	0,96
RMSE*	0,11	0,14	0,01	0,01
$\Delta$ CT (%)	-1,75	-0,74	2,07	1,86

\*Valor en m3/s para caudal y en tanto por uno para fSCA

De la Tabla 6-1 se desprende que TOPKAPI-Olivares logra replicar de buena forma la temporalidad (KGE, R2), variabilidad (KGE), valores máximos (NSE, RMSE) y mínimos (LNSE) de la serie de caudales diarios para el periodo de calibración. Para el periodo de validación (Tabla 6-2) empeora notoriamente la representación de los máximos de escorrentía (NSE y RMSE disminuyen un 30% y 5% respectivamente) y por tanto el volumen de agua (KGE disminuye un 21%).

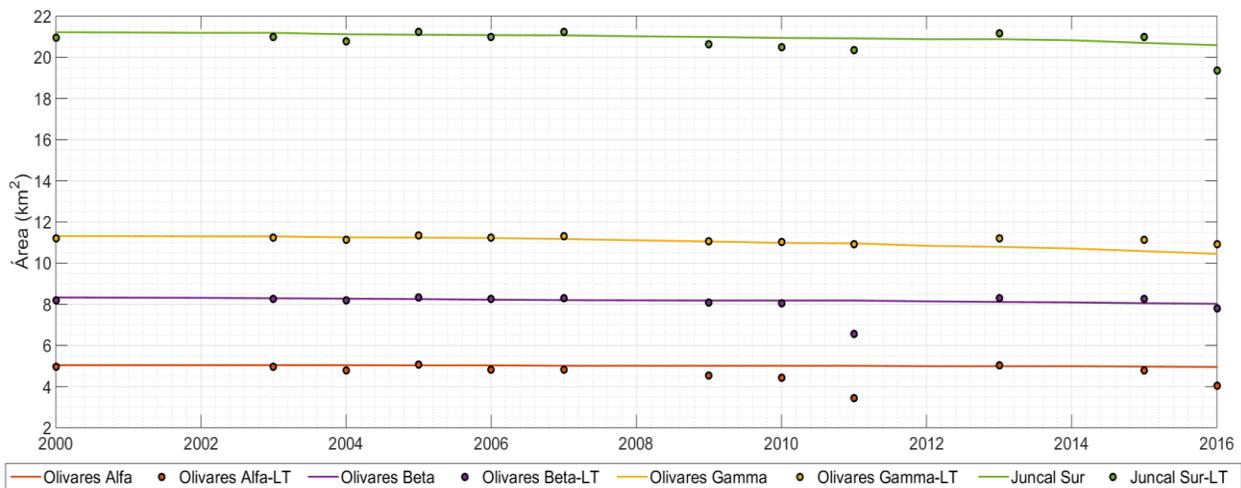
En cuanto a los índices hidrológicos, se desprende que el sesgo más importante de los caudales durante la calibración corresponde a los flujos base, los cuales sobreestiman en un 34% los valores observados. Por otro lado, en el periodo de validación, el mayor sesgo se obtiene en la pendiente del segmento medio de la curva de duración (FMS), por lo que se desprende que TOPKAPI-Olivares muestra una mayor rapidez en la respuesta hidrológica respecto a la realidad. A excepción de los índices hidrológicos anteriormente mencionados, el resto de ellos, tanto para calibración como validación, no presentan errores mayores al 25%. El ajuste gráfico de las CD puede ser revisado en el ANEXO I.

Respecto a la representación de los patrones de acumulación/derretimiento nival, representados mediante el fSCA, de la Tabla 6-1 y Tabla 6-2 se desprende que el principal problema de TOPKAPI-Olivares radica en la modelación de la curva de

agotamiento y la nieve remanente al término de la temporada. Al igual que en el caso de los caudales medios diarios, el modelo logra simular de buena forma la cobertura de nieve durante el periodo de calibración (métricas de evaluación mayores a 0,78), pero empeora su desempeño durante el periodo de validación (disminuye en un 14% el límite inferior de las métricas aplicadas). Cabe mencionar que la incertidumbre asociada a la estimación del fSCA mediante técnicas de percepción remota puede repercutir en errores sistemáticos en los valores usados como referencia (observados).

Del análisis estacional cuantitativo del desempeño de TOPKAPI-Olivares (Tabla 6-3) se validan las impresiones cualitativas obtenidas de la Figura 6-2, ya que todos los indicadores de eficiencia se encuentran por sobre 0,88, es decir, el modelo explica al menos el 88% de la variación total de las variables utilizadas como referencia. Por un lado, el RMSE, tanto para calibración como validación no supera el 1% del caudal promedio en el periodo. A su vez, la diferencia porcentual del centro de temporalidad ( $\Delta CT$ ) de caudal y fSCA simulado y observado no supera el 2,5% de desfase.

Considerando que el foco de la investigación es el estudio de la contribución glacial a la escorrentía, resulta importante verificar la correcta representación de la dinámica del retroceso glacial. Dado lo anterior, se compara el balance geodésico 2000 – 2013 desarrollado por Farías et al. (en prep.) respecto al balance de masa glacial de TOPKAPI-Olivares y, por otro lado, el área glacial simulada para el periodo 2000 – 2016 respecto a las estimaciones derivadas de imágenes Landsat (LT; Figura 6-3).



**Figura 6-3 Área de los glaciares Olivares Alfa, Olivares Beta, Olivares Gamma y Juncal Sur en el periodo 2000-2016 simulada con TOPKAPI y derivada del análisis de imágenes Landsat (LT).**

**Tabla 6-4 Comparación entre el área simulada con TOPKAPI-Olivares y el área estimada de Landsat.**

Criterio	Olivares Alfa		Olivares Beta		Olivares Gamma		Juncal Sur	
	Valor (km <sup>2</sup> )	Valor* (%)						
ME	0,37	8,1	0,15	1,8	-0,13	-1,1	0,22	1,1
MAE	0,39	8,4	0,25	3,1	0,18	1,6	0,36	1,8
MSE	0,34	7,4	0,24	3,0	0,06	0,6	0,22	1,1
RMSE	0,58	12,6	0,49	6,1	0,25	2,3	0,47	2,3

\*Valor normalizado respecto al promedio observado entre 2000-2016

A partir de la Figura 6-3 y la Tabla 6-4, donde se muestran los resultados de las métricas de desempeño aplicadas para evaluar la modelación del área glacial en el periodo 2000-2016, se concluye que TOPKAPI-Olivares representa bien (errores menores a 15%) los cambios de área en los glaciares más importantes de la cuenca. Resulta lógico que los errores obtenidos sean mayores en el caso de los glaciares con menor superficie (e.g., Olivares Alfa, Olivares Beta) dada la resolución de las imágenes Landsat (i.e., 30x30 m).

La Figura 6-4 muestra el error por pixel del balance de masa glaciario simulado respecto a la referencia, mientras que la Figura 6-5 muestra la variabilidad del balance de masa en los glaciares más importantes de la cuenca simulados (TE) y de referencia (BGM – Farías et al.). Cabe mencionar que, para compatibilizar las unidades de los mapas generados por el modelo (m eq. a.) y el balance geodésico de Farías et al. (m), se utiliza un factor de conversión de masa de 850 kg/m<sup>3</sup>.

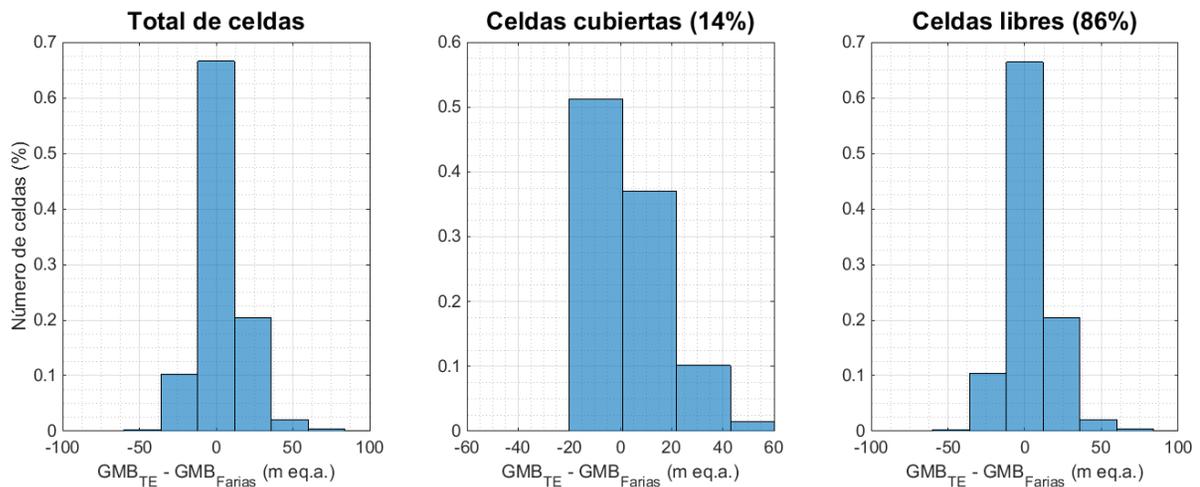


Figura 6-4 Evaluación de TOPKAPI-Olivares en la modelación de la dinámica glaciario de la cuenca.

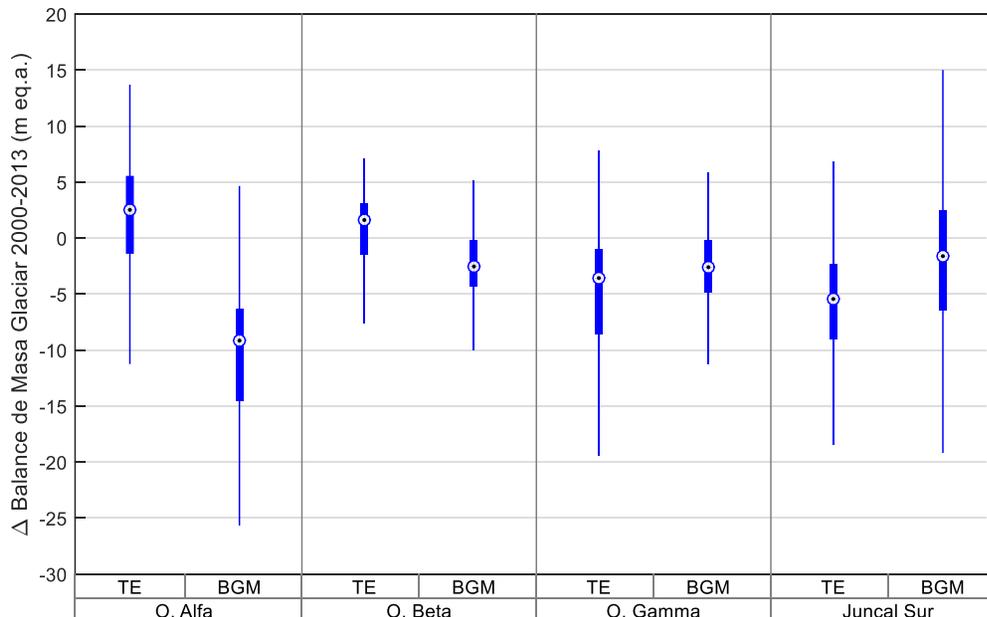


Figura 6-5 Cambios en el balance de masa en los glaciares más importantes en la cuenca del río Olivares. Comparación entre TOPKAPI-Olivares (TE) y balance geodésico (BGM) de Farías et al.

En la Figura 6-4 se observa que el error del balance de masa glaciar (~70%) se concentra en cero, por lo que se concluye que el modelo representa bien los cambios de masa glaciar en el periodo 2000-2013. Por otro lado, en la Figura 6-5 se observa que para los glaciares Olivares Gamma y Juncal Sur, se logra representar con un error de ~20% la variabilidad en el balance de masa asociado.

Por otro lado, comparando el desempeño de TOPKAPI-ETH respecto a los modelos DHSVM y WEAP implementados en la cuenca del Río Olivares por Cepeda (2017), de la Tabla 6-5, donde se muestra en tonalidad verde y azul el mejor indicador de calibración y validación respectivamente, se desprende que TOPKAPI-Olivares es el modelo que peor representa la escorrentía a escala de cuenca en términos de su desempeño y el sesgo asociado a la mayor parte de los índices hidrológicos comparados.

**Tabla 6-5 Comparación del desempeño de TOPKAPI-ETH en la representación de los caudales medios diarios respecto a los modelos DHSVM y WEAP.**

Modelo	Periodo	Criterio					
		NSE	LNSE	%BiasRR	%BiasFHV	%BiasFLV	%BiasFMS
DHSVM	Calibración	0,77	0,76	<b>1,07</b>	28,41	<b>-6,12</b>	<b>0,43</b>
	Validación	<b>0,59</b>	0,68	<b>-1,45</b>	<b>-10,55</b>	<b>-5,31</b>	<b>-1,77</b>
WEAP	Calibración	<b>0,80</b>	<b>0,78</b>	-5,20	24,33	7,10	7,35
	Validación	<b>0,59</b>	0,61	2,98	-13,38	24,07	39,84
TOPKAPI-ETH	Calibración	0,76	0,76	10,40	<b>22,38</b>	34,08	16,08
	Validación	0,53	<b>0,78</b>	12,86	18,87	9,52	43,93

Análogamente, se compara el desempeño de TOPKAPI respecto a los modelos implementados por Cepeda en términos de la cobertura nival. La Tabla 6-6 resume los resultados obtenidos, los cuales se calculan en base a los valores simulados por cada modelo y el fSCA estimado por el mismo autor.

**Tabla 6-6 Comparación del desempeño de TOPKAPI-ETH en la representación de la cobertura nival diaria a escala de cuenca respecto a los modelos DHSVM y WEAP.**

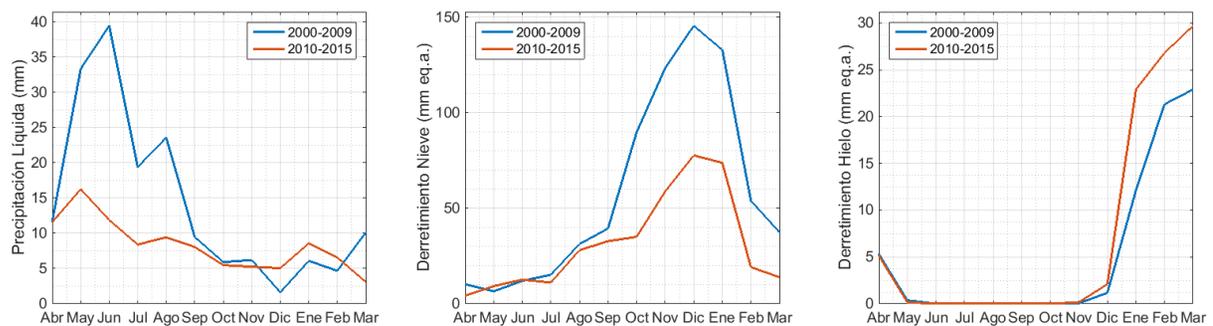
Modelo	Periodo	Criterio	
		NSE	LNSE
DHSVM	Calibración	0,76	0,69
	Validación	0,64	0,57
WEAP	Calibración	0,76	0,69
	Validación	0,64	0,57
TOPKAPI-ETH	Calibración	<b>0,85</b>	<b>0,78</b>
	Validación	<b>0,75</b>	<b>0,67</b>

De la Tabla 6-6 se desprende que TOPKAPI-ETH es el modelo que mejor reproduce el fSCA a escala de cuenca. Si bien en términos de escorrentía TOPKAPI-Olivares no presenta mejores índices que los modelos DHSVM y WEAP implementados por Cepeda en la cuenca, la buena representación de la cobertura nival y la base física que respalda el módulo nivo-glacial del modelo posicionan a TOPKAPI-ETH como una potente herramienta de modelación en cuencas donde predominan los procesos hidrológicos asociados a dicha componente.

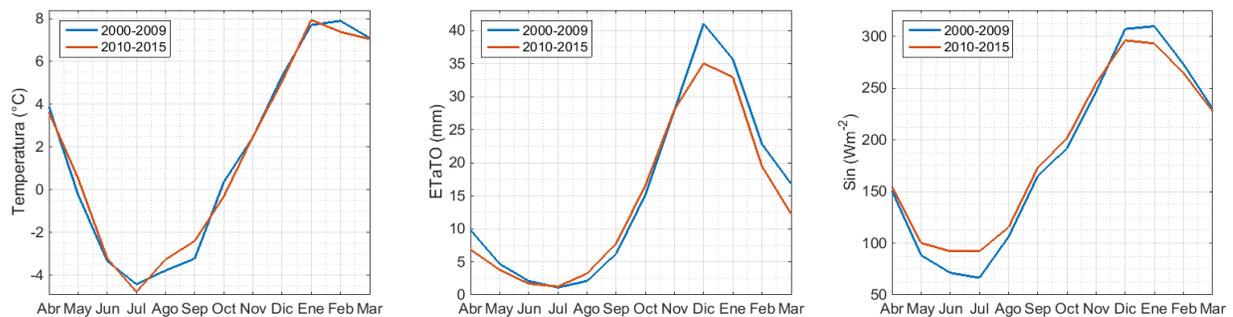
## 6.2 Análisis del periodo de referencia

A modo de establecer un caso base de la respuesta de la cuenca del río Olivares a sequías extremas, se estima el aporte promedio a la escorrentía de la precipitación, derretimiento de nieve y deshielo durante el periodo 2000-2009, denominado condición de clima normal, y se compara respecto a los mismos aportes durante la mega-sequía de 2010-2015.

Para identificar y evaluar las diferencias hidrológicas entre los periodos de clima normal y mega-sequía, se construyen las curvas de variación estacional de aportes promedio a la escorrentía de precipitación líquida, derretimiento de nieve y deshielo (Figura 6-6). Además, para analizar los patrones climáticos asociados, se construyen las curvas de variación estacional de temperatura, evapotranspiración potencial y radiación solar incidente promedio a escala de cuenca para los subperiodos de análisis (Figura 6-7).



**Figura 6-6** Aporte promedio a la escorrentía de la precipitación líquida (izq.), derretimiento de nieve (centro) y derretimiento de hielo (der.) durante la condición de clima normal (azul) y sequía (rojo).



**Figura 6-7** Temperatura (izq.), evapotranspiración real total (centro) y radiación solar incidente (der.) promedio a escala de cuenca durante la condición de clima normal (2000-2009) y sequía (2010-2015).

En la Figura 6-6 y la Tabla 6-7 se observa que, durante la mega-sequía de 2010-2015, tanto la precipitación líquida como el derretimiento de nieve presentaron una disminución promedio de ~40% y ~50% en el periodo pluvial y de deshielo respectivamente. Por otro lado, para el periodo de deshielo, la contribución glacial aumenta notoriamente entre octubre y marzo respecto a la condición de clima normal (~80% en enero).

Las temperaturas medias anuales registradas durante la mega-sequía no muestran alteraciones significativas respecto al periodo de clima normal, aunque a escala estacional se observa un aumento promedio de 0,2 y 0,3°C en invierno y verano

respectivamente (Figura 6-7 y Tabla 6-8). En días con lluvia durante invierno, la temperatura media disminuye en 0,3°C, favoreciendo la precipitación sólida, pero no se logra contrarrestar el déficit de precipitación. Conforme se observa una reducción en la precipitación durante la sequía, la evapotranspiración total promedio (ETaTO) disminuye limitada por la disponibilidad de agua. La radiación solar incidente (Sin) aumenta aproximadamente un 16% durante invierno (abril a septiembre) y disminuye un 1% en verano (octubre a marzo), a causa directa de la disminución y aumento de nubosidad en cada periodo, lo cual se puede inferir a partir de las variaciones de transmisividad de radiación de onda corta (Tabla 6-8). Así, se desprende que el déficit de precipitaciones es la variable causante de la condición de mega-sequía.

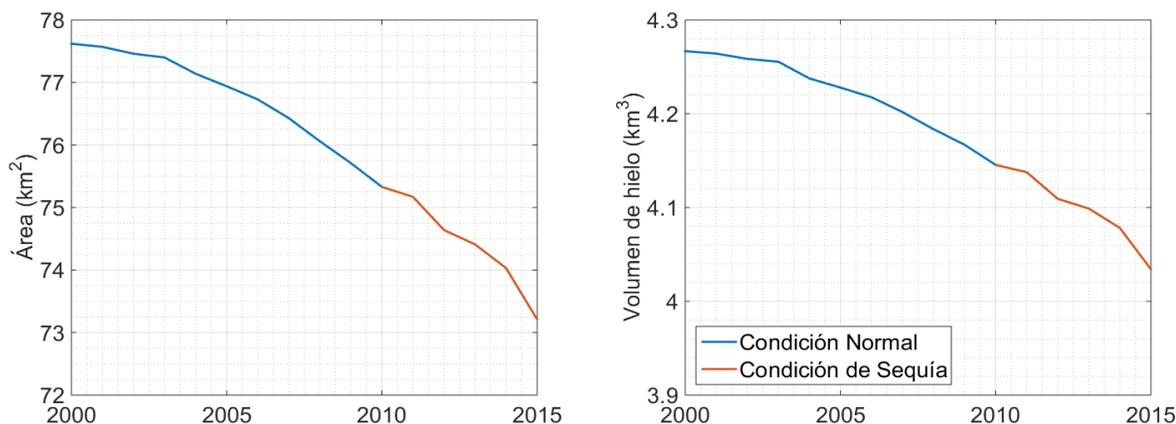
**Tabla 6-7 Cambios en patrones hidrológicos estacionales y anuales durante la mega-sequía de 2010-2015 respecto a la condición de clima normal registrada entre 2000-2009.**

Variable	Unidad	Invierno	Verano	Anual
Precipitación Líquida	%	-42	33	-5
Derretimiento Nieve	%	-11	-55	-33
Derretimiento Hielo	%	2	97	54

**Tabla 6-8 Cambios en patrones climáticos estacionales y anuales durante la mega-sequía de 2010-2015 respecto a la condición de clima normal registrada entre 2000-2009.**

Variable	Unidad	Invierno	Verano	Anual
Temperatura media	°C	0,3	0,2	0,0
Temperatura media en días con lluvia	°C	-0,3	0,2	0,0
Temperatura media en días sin lluvia	°C	0,2	-0,2	0,0
Evapotranspiración Real	%	4	-9	-2.6
Radiación Solar Incidente	%	16	1	8
Transmisividad SWR	%	18	-1	8.4

En términos de las variaciones glaciales, la Figura 6-8 muestra los cambios de área y volumen durante el periodo 2000-2015, donde se observa una sostenida disminución del área y volumen en dicho periodo, alcanzando una reducción del 6% y 5% hacia el año 2015 en área y volumen respectivamente. A su vez, se observa un cambio en la pendiente del 85% y 67% para área y volumen en el periodo 2010-2015 respecto a 2000-2009.



**Figura 6-8 Área glacial (izq.) y volumen de hielo (der.) durante el periodo de referencia de condiciones climáticas normales (2000-2009) y condiciones de sequía (2009-2015).**

Por otro lado, se observa que a escala de cuenca, la mayoría de los años en el periodo 2001-2009 tienen balance de masa glacial anual positivo (5/9 años – panel superior Figura 6-9), consistente a lo documentado para el mismo periodo en el Glaciar Echaurren (Farías et al., 2019) y al balance de masa glacial anual acumulado del mismo glaciar, ilustrado en el panel inferior derecho de la Figura 6-9. En el periodo 2010-2015 el balance de masa anual a escala de cuenca es siempre negativo (6/6 años). Si bien hay un periodo donde de balance de masa positivo es recurrente, la tendencia general de los glaciares es hacia la pérdida de masa (panel inferior izquierdo Figura 6-9).

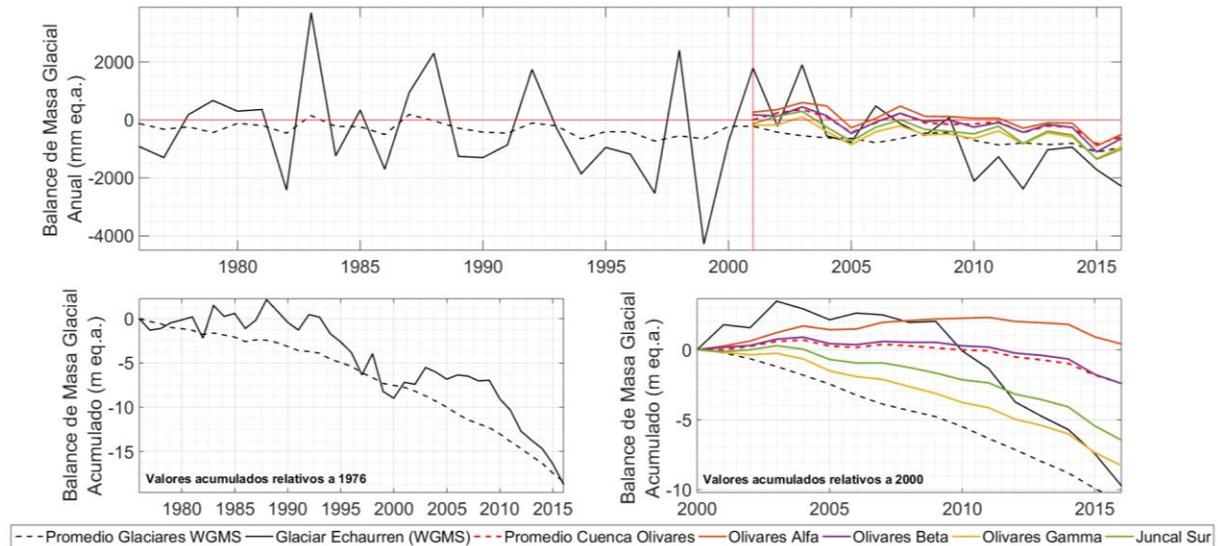


Figura 6-9 Balance de masa glacial anual y acumulado en la cuenca del río Olivares y comparación respecto a las observaciones en el glaciar Echaurren y el promedio de los glaciares del WGMS.

Estudiando los cambios en la partición de contribución a la escorrentía media anual en el periodo 2000-2015 (Figura 6-10), se desprende que el aporte glacial aumenta durante la mega-sequía, alcanzando su máxima contribución en 2014 donde aporta un 30%. Más aún, en el periodo de estudio se observa una tendencia creciente en el aporte glacial, mientras que el aporte nival, muestra una tendencia decreciente.

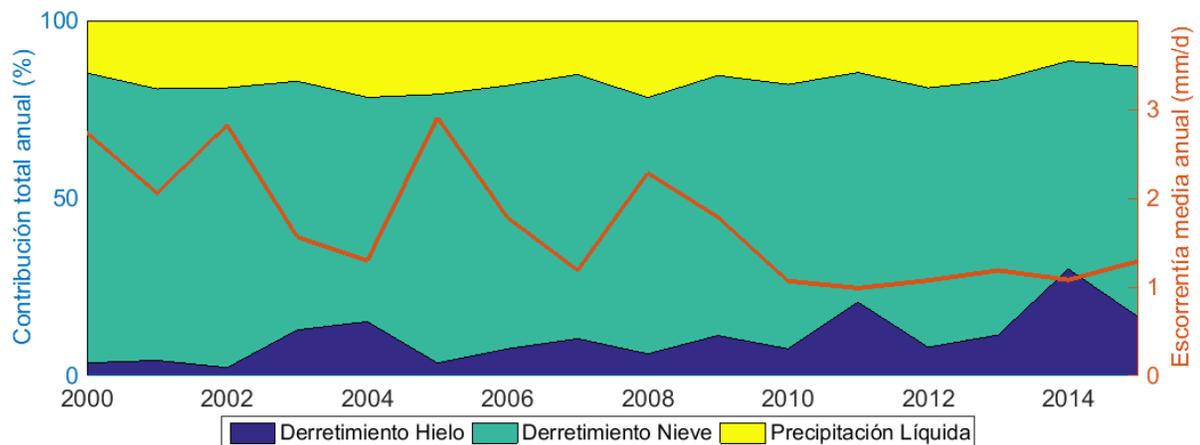
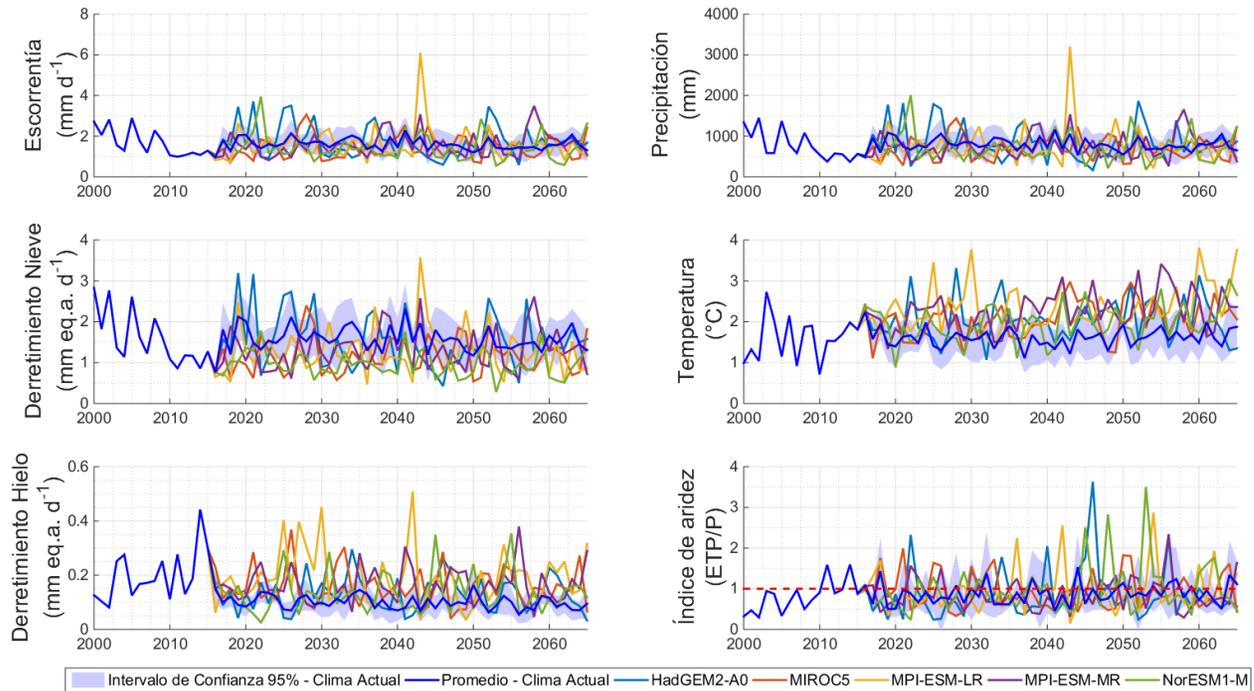


Figura 6-10 Escorrentía media anual 2000-2015 y contribución relativa a la escorrentía de la precipitación líquida, derretimiento de hielo y derretimiento de hielo.

### 6.3 Proyecciones de cambio glacio-hidrológico

Para estudiar los cambios glacio-hidrológicos de la cuenca comprometidos según el escenario de “Clima actual” y aquellos forzados como respuesta al cambio climático según el escenario “Acuerdo de París”, se analizan las variaciones en los valores anuales de escorrentía, derretimiento de nieve y hielo, precipitación total a escala de cuenca, temperatura e índice de aridez en el periodo de simulación a largo plazo (Figura 6-11).



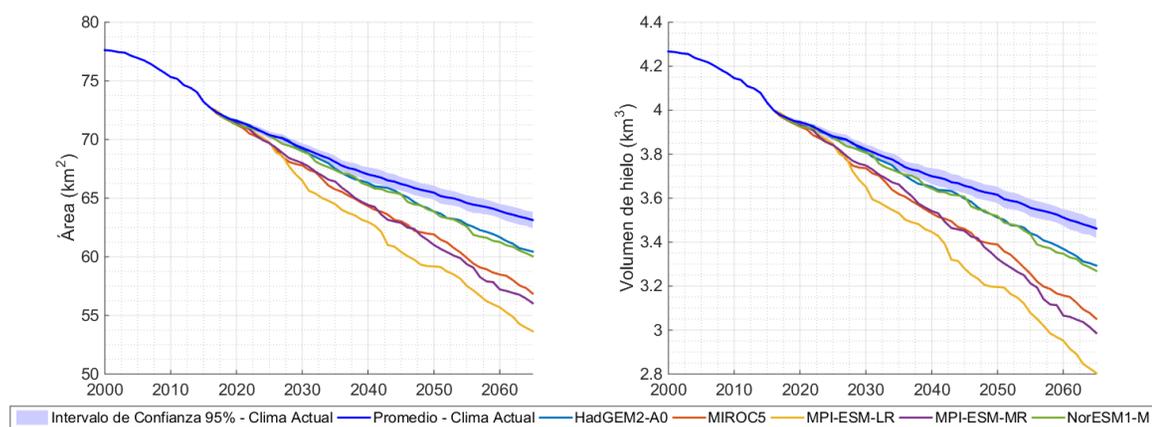
**Figura 6-11 Series anuales de escorrentía, derretimiento de nieve, derretimiento de hielo, precipitación total, temperatura media e índice de aridez. Cada cuadro muestra el intervalo de confianza al 95% de significancia (sombreado azul) y el valor promedio del escenario clima actual (línea azul).**

En la Figura 6-11 se observa que, bajo escenario de Clima Actual, las diferentes variables ilustradas se mantienen en condiciones estacionarias, es decir, exhibiendo valores en torno a un promedio y variabilidad constante. Por otro lado, las simulaciones generadas a partir de los diferentes modelos climáticos presentan un comportamiento variable según la serie de estudio. A continuación, se individualizan los cambios observados en cada una de las series de tiempo ilustradas en la Figura 6-11 según los diferentes escenarios de cambio climático, comparadas respecto al escenario Clima Actual:

- 1) *Escorrentía*: Mayor variabilidad anual. Simulación con forzantes del modelo MPI-ESM-MR es la que muestra mayor similitud al caso base.
- 2) *Derretimiento de Nieve*: Disminución de la contribución nival anual promedio.
- 3) *Derretimiento de Hielo*: Aumento del aporte glacial anual a la escorrentía total.
- 4) *Precipitación total*: No se observan tendencias claras de aumento o disminución, aunque se logra identificar un aumento en la variabilidad anual respecto al periodo observado y un año muy húmedo asociado al modelo climático MPI-ESM-LR.

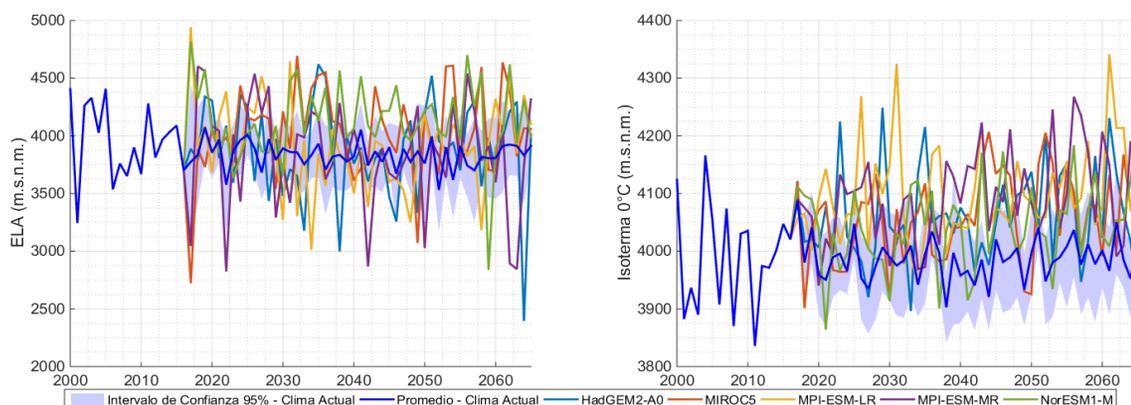
- 5) *Temperatura*: Marcada tendencia creciente que proyecta un aumento promedio de 0,5°C a escala de cuenca hacia el final del periodo de estudio. La tendencia observada resulta coherente entre los diferentes modelos de cambio climático.
- 6) *Índice de aridez*: Durante 2010-2015 el potencial evapotranspirante se ve limitado por el agua disponible en dicho periodo (i.e.,  $PET/P > 1$ ), reafirmando lo mencionado en la sección anterior. Hacia el futuro se proyecta un aumento en la variabilidad anual del índice de aridez de la cuenca.

Analizando los patrones de retroceso glacial en el periodo 2000-2065 (Figura 6-12 y Figura 6-14) se desprende que, en primer lugar, el área glacial disminuiría entre un 22-31% respecto al área inicial, mientras que el volumen de hielo en escenarios de cambio climático disminuiría entre un 22-35%. Si bien existe un retroceso inevitable en términos de superficie, el escenario de clima actual, que representa la condición más optimista, muestra que el volumen de hielo disminuirá en ~18% al final de periodo.



**Figura 6-12 Área y volumen de hielo simulado para el periodo 2000-2065. Sombreado en color azul se representa el intervalo de confianza al 95% de la serie de clima actual.**

A su vez, de los cambios en la ubicación de la isoterma cero y la línea de equilibrio altitudinal al término del periodo de ablación en el periodo 2000-2065 (Figura 6-13) se desprende que existe un aumento progresivo en el área de ablación y, complementariamente, una reducción del área de acumulación (~40% respecto al 2000).



**Figura 6-13 Isoterma cero y línea de equilibrio altitudinal (ELA) al término del periodo de ablación entre 2000-2065. Sombreado en color azul se representa el intervalo de confianza al 95% de la serie de clima actual.**

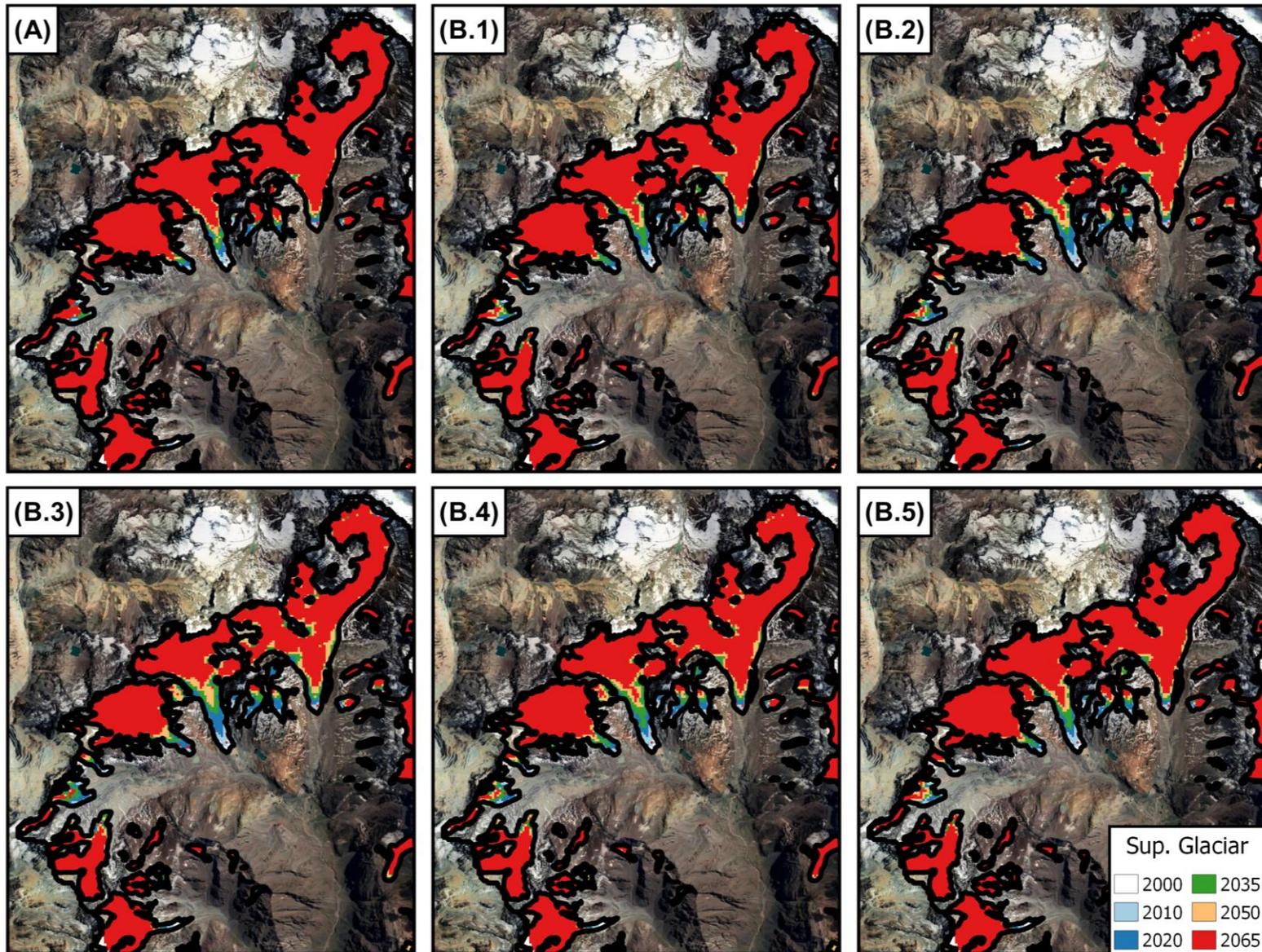
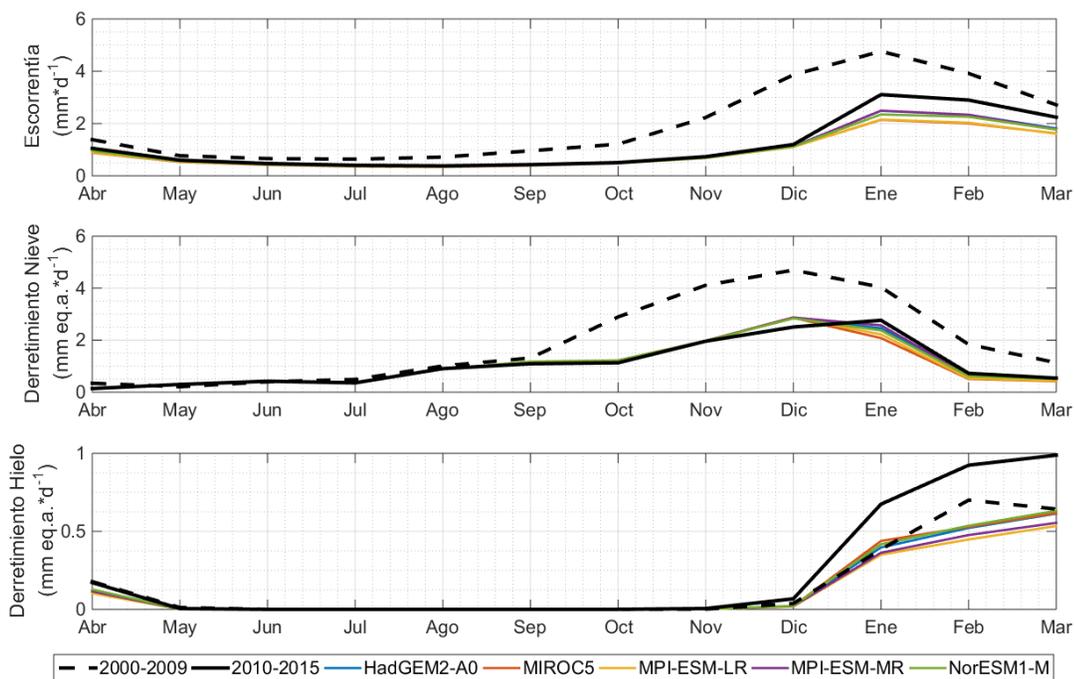


Figura 6-14 Cambios de la superficie glaciar en el periodo 2000-2065 según escenarios de Clima Actual (A) y Acuerdo de París (B). Se muestran los cambios de área simulados a partir de los modelos climáticos HadGEM2-A0 (B.1), MIROC5 (B.2), MPI-ESM-LR (B.3), MPI-ESM-MR (B.4) y NorESM1-M (B.5).

## 6.4 Respuesta de la cuenca a sequías severas

Con una reducción de hasta un 30% en el área glacial y un 35% menos de hielo respecto al año 2000 (escenario más desfavorable), la respuesta hidrológica de la cuenca ante una mega-sequía como la ocurrida entre 2010 y 2015, en términos de su escorrentía total, derretimiento de nieve y derretimiento de hielo, quedaría representada según los patrones estacionales ilustrados en la Figura 6-15. Las variaciones porcentuales estacionales y anuales que representa cada uno de los escenarios respecto a las referencias (clima normal 2000-2009 y mega-sequía de 2010-2015) puede ser consultado en el ANEXO J.



**Figura 6-15 Escorrentía, deshielo y derretimiento de nieve promedio mensual durante la sequía de referencia (2010-2015) y escenarios futuros de retroceso glacial.**

De la Figura 6-15 se desprende que las principales variaciones en la escorrentía, respecto a la respuesta hidrológica observada en la sequía de 2010-2015, ocurren entre diciembre y marzo. En el caso más desfavorable (MPI-ESM-LR), se observa una disminución máxima del 33% (enero), mientras que en el caso más favorable un 17% (HadGEM2-A0).

En términos de la contribución nival a la escorrentía (derretimiento de nieve), dado que la temperatura y los montos de precipitación son los mismos de 2010-2015, no se observan cambios significativos en la magnitud del aporte, sino que el retroceso glacial repercute sólo en un adelanto (un mes) en la ocurrencia del máximo derretimiento estacional. De lo anterior se puede concluir que la nieve comienza su agotamiento en una etapa más temprana respecto al caso de referencia.

La disminución del área y volumen de hielo causan una reducción ~50% del aporte glacial a la escorrentía (derretimiento de hielo) en periodo de sequía respecto a 2010-2015. Si bien la reducción del aporte es notoria respecto al caso de referencia, hacia el término del año hidrológico (marzo) dicho aporte representa el ~40% de la escorrentía total.

## 7 COMENTARIOS Y CONCLUSIONES

En primer lugar, se debe recordar las preguntas de investigación que motivaron la investigación. Tomando en cuenta lo anterior, a continuación, se analiza cada interrogante y se desarrollan las respuestas que se desprenden del presente estudio:

### **1. ¿Cuál fue la contribución glacial a la escorrentía durante la mega-sequía?**

En el periodo 2000-2015 se observa una tendencia creciente del aporte glacial, intensificada durante la sequía. Durante la mega-sequía de 2010-2015 la participación de la contribución a la escorrentía total cambió, reflejando la importancia del aporte glacial durante dicho periodo con déficit de precipitación (-42% en invierno respecto a 2000-2009), donde el aporte anual varía entre 10% y 25%. En términos estacionales, el aporte glacial a la escorrentía aumentó un 97% en verano respecto a 2000-2009.

### **2. ¿Cómo será el retroceso glacial y su tamaño en el futuro según los diferentes escenarios de precipitación y temperatura?**

Dependiendo del modelo de cambio climático en estudio, cambia la estimación en las variaciones de área y volumen de hielo. No obstante, se observa una tendencia decreciente generalizada en términos del área y volumen de hielo, equivalente a una disminución promedio del 27% y 29% respecto al área y volumen en el año 2000.

### **3. ¿Cuál será la respuesta de la cuenca a un evento de sequía severa en escenarios de retroceso glacial?**

Respecto a la contribución glacial en condiciones de clima normal (i.e., 2000-2009), el aporte disminuye en promedio un 24% en verano para una sequía como la de 2010-2015 en escenario de retroceso glacial. Respecto a la misma sequía de 2010-2015, la contribución se reduce en un 58% en verano, evidenciando el efecto del retroceso glacial en el poder de éstos para mitigar sequías. Pese a la evidente disminución en el área glacial y volumen de hielo, los glaciares contribuyen en gran medida (~30%) a la escorrentía durante el periodo de estiaje en el escenario de mega-sequía evaluado.

Por otra parte, según los resultados obtenidos del presente trabajo de investigación, y los objetivos dispuestos para el mismo, se puede concluir lo siguiente:

- De las simulaciones de retroceso glacial a largo plazo (Figura 6-12) se observa una disminución del área glacial en torno al 22-31% respecto al año 2000 según el escenario, siendo el más severo aquel proyectado por el modelo de cambio climático MPI-ESM-LR, mientras que el más optimista el escenario Clima Actual.
- Se observa un retroceso frontal generalizado en todos los escenarios de estudio (Figura 6-14), el cual afecta principalmente a los glaciares Juncal Sur y Olivares Beta y Olivares Gamma. Para el escenario más desfavorable (MPI-ESM-LR), se estima en promedio un retroceso de 17,4; 45,9 y 24,9 m/año respectivamente. Tomando en

cuenta que ambos glaciares tienen la mayor parte de su superficie descubierta y su exposición al sol, resulta lógico pensar que el derretimiento será mayor en ellos.

- Respecto a las variaciones de volumen de hielo, los escenarios de cambio climático proyectan una disminución entre 22-35% respecto al año 2000, mientras que el escenario Clima Actual continúa siendo el más favorable.
- En escenario de Clima Actual la línea de equilibrio altitudinal (ELA) no muestra grandes variaciones y tiende hacia un equilibrio que también se ve reflejado en los cambios de área asociados a dicho escenario.
- En escenario de Acuerdo de París la ELA muestra una tendencia creciente, por lo que se proyecta un aumento en la zona de ablación.
- Si bien TOPKAPI-ETH logra representar bien ciertas componentes del ciclo hidrológico predominantes en la cuenca del río Olivares (e.g., fSCA), entender sus ventajas y limitaciones resulta clave en el análisis de los resultados obtenidos.

Considerando el último punto mencionado anteriormente, se identifican las siguientes limitaciones del modelo y, por lo tanto, de los resultados obtenidos según los diferentes escenarios de estudio:

- TOPKAPI-Olivares no modela de manera correcta las variaciones en el volumen de hielo, debiéndose estimar dicho valor a partir de la fórmula de Chen y Ohmura (1990).
- Si bien se intenta mitigar el problema de equifinalidad utilizando diferentes observaciones (e.g., CR2MET, MODIS, Landsat), la falta de estaciones de monitoreo en el dominio de estudio dificulta la validación de los parámetros a fin de asegurar la obtención de “respuestas correctas por razones correctas”.
- El módulo de redistribución gravitacional del manto nival (SnowSlide) no logra replicar bien la distribución espacial de la nieve, tendiéndose a la formación de “torres de nieve” en la parte alta de la cuenca.
- La única forma de pérdida de masa glacial considerada en TOPKAPI-ETH es el derretimiento y el módulo de dinámica glacial no logra transferir masa hacia partes más bajas cuando el balance de masa anual es positivo.
- TOPKAPI-ETH no logra representar todas las formas de ablación que podrían estar afectando el balance de masa glacial (e.g., sublimación).
- La distribución uniforme de los parámetros que modelan la dinámica glacial homogenizan la respuesta de los mismos, por lo que se pierde la variabilidad intrínseca de cada uno en respuesta a cambios en las condiciones climáticas y radiativas.
- Los parámetros de dinámica glacial definidos por Huss (2010), y aplicados en TOPKAPI-ETH para modelar dicha dinámica (ver ANEXO A), deben ser recalibrados para glaciares de Los Andes, los cuales, condicionados por las singularidades de la zona de estudio, podrían presentar respuestas diferentes a la exhibida por aquellos glaciares con los cuales se calibraron dichos parámetros.

**Finalmente, se concluye que, si bien hoy por hoy los glaciares logran mitigar sequías meteorológicas, dicha capacidad se verá reducida en el futuro debido a la desaparición de algunos glaciares de menor tamaño y el rápido retroceso de los glaciares más importantes de la cuenca. No obstante, continuarían representando un aporte importante a la escorrentía durante sequías y al término del año hidrológico, pero menor al que hasta hoy se ha observado.**

## 8 BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P., 1989. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II. Upper-Air Circulation. *J. Clim.* [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<0341:OTFOTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<0341:OTFOTS>2.0.CO;2)
- Allison, E.A., 2015. The spiritual significance of glaciers in an age of climate change. *Wiley Interdiscip. Rev. Clim. Chang.* 6, 493–508. <https://doi.org/10.1002/wcc.354>
- Almazroui, M., Nazrul Islam, M., Athar, H., Jones, P.D., Rahman, M.A., 2012. Recent climate change in the Arabian Peninsula: Annual rainfall and temperature analysis of Saudi Arabia for 1978-2009. *Int. J. Climatol.* 32, 953–966. <https://doi.org/10.1002/joc.3446>
- Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P.A., Pablo Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., Ayala, A., 2018. The CAMELS-CL dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies-Chile dataset. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 5817–5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- Andreassen, L.M., Paul, F., Kääsignb, A., Hausberg, J.E., 2008. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *Cryosphere* 2, 131–145. <https://doi.org/10.5194/tc-2-131-2008>
- 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>. Received
- 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. *Hydrol. Process.* 30, 4036–4058. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>
- Bajracharya, S.R., Maharjan, S.B., Shrestha, F., 2014. The status and decadal change of glaciers in Bhutan from the 1980s to 2010 based on satellite data. *Ann. Glaciol.* 55, 159–166. <https://doi.org/10.3189/2014AoG66A125>
- 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>
- BCN, 2016. Glaciares de Chile. Departamento de Estudios, Extensión y Publicaciones, Asesoría Técnica Parlamentaria. Biblioteca del Congreso Nacional de Chile.
- Bernhardt, M., Schulz, K., 2010. SnowSlide: A simple routine for calculating gravitational snow transport. *Geophys. Res. Lett.* 37, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2010GL043086>
- Beven\*, K., 2010. How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 5, 1–12. <https://doi.org/10.5194/hess-5-1-2001>
- Boisier, J.P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., Rondanelli, R., 2018. CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile, in: 20th EGU General Assembly, EGU2018, Proceedings from the Conference Held 4-13 April, 2018 in Vienna, Austria, p.19739. p. 19739.
- Boisier, J.P., Rondanelli, R., Garreaud, R.D., Muñoz, F., 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophys. Res. Lett.* 43, 413–421.

- <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>
- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J.P., Valdivieso, J., 2017. Climate change impacts on hydroclimatic regimes and extremes over Andean basins in central Chile. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–29. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-690>
- Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., Brock, B.W., 2017. Assessing glacier melt contribution to streamflow at Universidad Glacier, central Andes of Chile. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21ISO, 3249–3266. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3249-2017>
- Brock, B.W., Willis, I.C., Sharp, M.J., 2000. Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *J. Glaciol.* 46, 675–688. <https://doi.org/10.3189/172756506781828746>
- Bronge, L.B., Bronge, C., 1996. Landsat TM-data and ground radiometer measurements for snow and ice type classification in the Vestfold Hills, east Antarctica. *Eur. Sp. Agency, (Special Publ. ESA SP 71–80.* <https://doi.org/10.1080/014311699213415>
- Burger, F., Ayala, A., Farias, D., Shaw, T.E., MacDonell, S., Brock, B., McPhee, J., Pellicciotti, F., 2018. Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrol. Process.* <https://doi.org/10.1002/hyp.13354>
- Burke, E.J., Brown, S.J., 2008. Evaluating Uncertainties in the Projection of Future Drought. *J. Hydrometeorol.* 9, 292–299. <https://doi.org/10.1175/2007JHM929.1>
- 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? *J. Clim.* 28, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Caro, A., 2017. Modelación de las respuestas hidrológicas en las cuencas glaciales tapado (29°s) y pirámide (33°s) en los andes semi-áridos de Chile. Universidad de Chile.
- Carvajal-Escobar, Y., Quintero-Angel, M., García-Vargas, M., 2008. Women’s role in adapting to climate change and variability. *Adv. Geosci.* 14, 277–280.
- Cepeda, J., 2017. Análisis de los caudales nivo-glaciares históricos y proyectados en la cuenca del Río Olivares: Comparación entre el modelo DHSVM y WEAP. Universidad de Chile.
- Chen, J., Ohmura, A., 1990. Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s, in: *Hydrology in Mountainous Regions.I - Estimation of Alpine Glacier Water Resources and Their Change since the 1870s I-Uydrological Measurements; the Water Cycle (Proceedings of Two Lausanne Symposia).* pp. 127–135. <https://doi.org/10.1021/jz900178u>
- Chinn, T., Fitzharris, B., Gjermundsen, E.F., Mathieu, R., Ka, A., Hagen, J.O., 2011. Assessment of multispectral glacier mapping methods and derivation of glacier area changes , 1978 – 2002 , in the central Southern Alps , New Zealand , from ASTER satellite data , field survey and existing inventory data. *J. Glaciol.* 57, 667–683.
- Ciarapica, L., Todini, E., 2002. TOPKAPI: A model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. *Hydrol. Process.* 16, 207–229. <https://doi.org/10.1002/hyp.342>
- Corripio, J., 2002. Modelling the energy balance of high altitude glacierised basins in the Central Andes 175.
- Corripio, J.G., 2003. Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from dems and solar radiation modelling in mountainous terrain. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.* 17,

- 1–23. <https://doi.org/10.1080/713811744>
- Cortés, G., Margulis, S., 2017. Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophys. Res. Lett.* 44, 6859–6867. <https://doi.org/10.1002/2017GL073826>
- Cortés, G., Vargas, X., McPhee, J., 2011. Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *J. Hydrol.* 405, 93–109. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.013>
- CR2, 2015. The 2010-2015 mega-drought: A lesson for the future. Santiago.
- Daly, C., Conklin, D.R., Unsworth, M.H., 2010. Local atmospheric decoupling in complex topography alters climate change impacts. *Int. J. Climatol.* 30, 1857–1864. <https://doi.org/10.1002/joc.2007>
- 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.
- DGA, 2016. Nuestra Agua, in: Atlas Del Agua Chile 2016. p. 64.
- DGA, 2011a. Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas, SIT N° 261, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile. Realizado por: Centro de Estudios Científicos - CECs.
- DGA, 2011b. Catastro, exploración y estudio de glaciares en Chile central, SIT N° 265, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile. Realizado por: GEOESTUDIOS LTDA.
- DGA, 2009. Estrategia nacional de glaciares. Fundamentos. SIT N° 205, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile. Realizado por: Centro de Estudios Científicos - CECs.
- Dozier, J., 1989. Spectral signatures of alpine snow cover from Landsat thematic Mapper, Remote sensing of environment. *Remote Sens. Environment* 28, 9–22.
- Durán-Alarcón, C., Gevaert, C.M., Mattar, C., Jiménez-Muñoz, J.C., Pasapera-Gonzales, J.J., Sobrino, J.A., Silvia-Vidal, Y., Fashé-Raymundo, O., Chavez-Espiritu, T.W., Santillan-Portilla, N., 2015. Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery. *J. South Am. Earth Sci.* 59, 19–26. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.01.006>
- Earl, L., Gardner, A., 2016. A satellite-derived glacier inventory for North Asia. *Ann. Glaciol.* 57, 50–60. <https://doi.org/10.3189/2016AoG71A008>
- Efron, B., 1998. Bootstrap Methods: Another look at the Jackknife. *Ann. Stat.* 7, 1–26.
- Enke, W., Spekat, A., 1997. Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression. *Clim. Res.* 8, 195–207. <https://doi.org/10.3354/cr008195>
- Farías, D., Vivero, S., Casassa, G., Schaefer, M., Burger, F., Seehaus, T., Iribarren-Anacona, P., Escobar, F., Braun, M., 2019. Geodetic Mass Balances and Area Changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes, Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sens.* 11, 260. <https://doi.org/10.3390/rs11030260>
- Farinotti, D., Usselman, S., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., 2012. Runoff evolution in the Swiss Alps : projections for selected high-alpine catchments based on ENSEMBLES scenarios. *Hydrol. Process.* 26, 1909–1924. <https://doi.org/10.1002/hyp.8276>
- Fatichi, S., Rimkus, S., Burlando, P., Bordoy, R., Molnar, P., 2015. High-resolution distributed analysis of climate and anthropogenic changes on the hydrology of an

- Alpine catchment. *J. Hydrol.* 525, 362–382. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.036>
- Finger, D., Pellicciotti, F., Konz, M., Rimkus, S., Burlando, P., 2011. The value of glacier mass balance, satellite snow cover images, and hourly discharge for improving the performance of a physically based distributed hydrological model. *Water Resour. Res.* 47, 1–14. <https://doi.org/10.1029/2010WR009824>
- Fowler, H.J., Blenkinsop, S., Tebaldi, C., 2007. Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.* 27, 1547–1578. <https://doi.org/10.1002/joc.1556>
- Garreaud, R., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J.P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., Zambrano-Bigiarini, M., 2017. The 2010-2015 mega drought in Central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–37. <https://doi.org/10.5194/hess-2017-191>
- Gillet-Chaulet, F., Gagliardini, O., Seddik, H., Nodet, M., Durand, G., Ritz, C., Zwinger, T., Greve, R., Vaughan, D.G., 2012. Greenland ice sheet contribution to sea-level rise from a new-generation ice-sheet model. *Cryosph.* 6, 1561–1576. <https://doi.org/10.5194/tc-6-1561-2012>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 377, 80–91.
- Guttman, N.B., 1999. Accepting the Standardized Precipitation Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 35.
- Guttman, N.B., 1998. Comparing the Palmer Drought Index and the Standardized Precipitation Index. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 34.
- Hagg, W., Hoelzle, M., Wagner, S., Mayr, E., Klose, Z., 2013. Glacier and runoff changes in the Rukhk catchment, upper Amu-Darya basin until 2050. *Glob. Planet. Change* 110, 62–73. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.05.005>
- Haines, A., 2004. Health Effects of Climate Change. *JAMA* 291, 99. <https://doi.org/10.1001/jama.291.1.99>
- Hall, D.K., Chang, A.T.C., Siddalingaiah, H., 1988. Reflectances of glaciers as calculated using Landsat-5 Thematic Mapper data. *Remote Sens. Environ.* 25, 311–321. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(88\)90107-1](https://doi.org/10.1016/0034-4257(88)90107-1)
- Hartmann, J., Moosdorf, N., 2012. The new global lithological map database GLiM: A representation of rock properties at the Earth surface. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13, 1–37. <https://doi.org/10.1029/2012GC004370>
- Hay, L.E., Wilby, R.L., Leavesley, G.H., 2000. A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 36, 387–397.
- Hock, R., Noetzli, C., 1997. Areal melt and discharge modelling of Storglaciären, Sweden. *Ann. Glaciol.* 24, 211–216.
- Huss, M., Farinotti, D., 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012JF002523>
- Huss, M., Jouvett, G., Farinotti, D., Bauder, A., 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 815–829. <https://doi.org/10.5194/hess-14-815-2010>

- INE, 2017. Resultados CENSO 2017.
- IPCC, 2013. Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V.
- Kraaijenbrink, P.D.A., Bierkens, M.F.P., Lutz, A.F., Immerzeel, W.W., 2017. Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. *Nat. Publ. Gr.* 549, 257–260. <https://doi.org/10.1038/nature23878>
- Legates, D.R., McCabe, G.J., 1999. Evaluating the use of “goodness-of-fit” Measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* 35, 233–241. <https://doi.org/10.1029/1998WR900018>
- Lliboutry, L., 1956. Nieves y glaciares de Chile : fundamentos de glaciología. Santiago : Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago.
- Malmros, J.K., Mernild, S.H., Wilson, R., Yde, J.C., Fensholt, R., 2016. Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955-2013/14. *J. Glaciol.* 62, 391–401. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.43>
- Masiokas, M.H., Rivera, A., Espizua, L.E., Villalba, R., Delgado, S., Aravena, J.C., 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281, 242–268. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.006>
- Maturana, J., 2015. Análisis del retroceso glaciar y su influencia en la disponibilidad de recursos hídricos en la cuenca del Río Olivares, Provincia Cordillera, Chile. Universidad de Chile.
- Mawdsley, J.R., O'Malley, R., Ojima, D.S., 2009. A review of climate-change adaptation strategies for wildlife management and biodiversity conservation. *Conserv. Biol.* 23, 1080–1089. <https://doi.org/10.1111/j.1523-1739.2009.01264.x>
- Mazzetti, C., 2015. TOPKAPI: Technical References.
- Mernild, S.H., Liston, G.E., Hiemstra, C.A., Yde, J.C., McPhee, J., Malmros, J.K., 2017. The Andes Cordillera. Part II: Rio Olivares Basin snow conditions (1979–2014), central Chile. *Int. J. Climatol.* 37, 1699–1715. <https://doi.org/10.1002/joc.4828>
- Migliavacca, F., Confortola, G., Soncini, A., Senese, A., Diolaiuti, G.A., Smiraglia, C., Barcaza, G., Bocchiola, D., 2015. Hydrology and potential climate changes in the Rio Maipo (Chile). *Geogr. Fis. e Din. Quat.* 38, 155–168. <https://doi.org/10.4461/GFDQ.2015.38.14>
- Obbard, R.W., Baker, I., Lomonaco, R.W., 2011. Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. *Encycl. Earth Sci. Ser.* 1300. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- ONU, 2015. Paris Agreement, in: Paris Climate Change Conference. Organización de las Naciones Unidas, pp. 1–16. <https://doi.org/FCCC/CP/2015/L.9/Rev.1>
- Patz, J.A., Campbell-Lendrum, D., Holloway, T., Foley, J.A., 2005. Impact of regional climate change on human health. *Nature* 438, 310–317. <https://doi.org/10.1038/nature04188>
- 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, 573–587. <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>
- Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M., McPhee, J., 2014. Changes of glaciers in the

- Andes of Chile and priorities for future work. *Sci. Total Environ.* 493, 1197–1210. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.10.055>
- Peña, H., Nazarala, B., 1987. Snowmelt- runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects, in: *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (Proceedings of the Vancouver Symposium)*. Vancouver.
- Pizarro, R., Vera, M., Valdés, R., Helwig, B., Olivares, C., 2014. Multi-decadal variations in annual maximum peak flows in semi-arid and temperate regions of Chile. *Hydrol. Sci. J.* 59, 300–311. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803182>
- Pritchard, H.D., 2019. Asia's shrinking glaciers protect large populations from drought stress. *Nature* 569, 649–654. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1240-1>
- Pritchard, H.D., 2017. Asia's glaciers are a regionally important buffer against drought. *Nature* 545, 169–174. <https://doi.org/10.1038/nature22062>
- Prudhomme, C., Nick Reynard, S.C., 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: Where are we now? *Hydrol. Process.* 16, 1137–1150. <https://doi.org/10.1002/hyp.1054>
- Ragetti, S., Cortés, G., Mcphee, J., Pellicciotti, F., 2014. An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. *Hydrol. Process.* 28, 5674–5695. <https://doi.org/10.1002/hyp.10055>
- Ragetti, S., Immerzeel, W.W., Pellicciotti, F., 2016. Contrasting climate change impact on river flows from high-altitude catchments in the Himalayan and Andes Mountains. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 113, 9222–9227. <https://doi.org/10.1073/pnas.1606526113>
- Ragetti, S., Pellicciotti, F., 2012. Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resour. Res.* 48, 1–20. <https://doi.org/10.1029/2011WR010559>
- Ragetti, S., Pellicciotti, F., Bordoy, R., Immerzeel, W.W., 2013. Sources of uncertainty in modeling the glaciohydrological response of a Karakoram watershed to climate change. *Water Resour. Res.* 49, 6048–6066. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20450>
- Ragetti, S., Pellicciotti, F., Immerzeel, W.W., Miles, E.S., Petersen, L., Heynen, M., Shea, J.M., Stumm, D., Joshi, S., Shrestha, A., 2015. Unraveling the hydrology of a Himalayan catchment through integration of high resolution in situ data and remote sensing with an advanced simulation model. *Adv. Water Resour.* 78, 94–111. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.01.013>
- Räty, O., Räisänen, J., Ylhäisi, J.S., 2014. Evaluation of delta change and bias correction methods for future daily precipitation: Intermodel cross-validation using ENSEMBLES simulations. *Clim. Dyn.* 42, 2287–2303. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2130-8>
- RGI Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0. Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. <https://doi.org/https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>
- Riggs, G.A., Hall, D.K., Salomonson, V.V., 1994. A snow index for the Landsat Thematic Mapper and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, in: *Proceedings of IGARSS '94 - 1994 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. IEEE, pp. 1942–1944. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.1994.399618>
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, F., Vuille, M., 2017. Balance de Masa Glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., Lange, H., 2000. Variaciones recientes de glaciares

- en Chile. *Invest. Geogr. Chile* 34, 29–60. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2000.27709>
- Rogelj, J., Knutti, R., 2016. *Geosciences after Paris*. *Nat. Geosci.* 9, 187–189. <https://doi.org/10.1038/ngeo2668>
- Salvucci, G.D., Entekhabi, D., 1994. Explicit expressions for Green-Ampt (delta function diffusivity) infiltration rate and cumulative storage. *Water Resour. Res.* 30, 2661–2663.
- Schaner, N., Voisin, N., Nijssen, B., Lettenmaier, D.P., 2012. The contribution of glacier melt to streamflow. *Environ. Res. Lett.* 7. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/3/034029>
- Shukla, S., Wood, A.W., 2008. Use of a standardized runoff index for characterizing hydrologic drought. *Geophys. Res. Lett.* 35, L02405. <https://doi.org/10.1029/2007GL032487>
- Silverio, W., Jaquet, J.M., 2005. Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sens. Environ.* 95, 342–350. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.12.012>
- Singh, V.P., 2003. Kinematic Wave Modeling in Hydrology, in: *World Water & Environmental Resources Congress*. ASCE, pp. 1–38. [https://doi.org/10.1061/40685\(2003\)165](https://doi.org/10.1061/40685(2003)165)
- Skelly, D.K., Joseph, L.N., Possingham, H.P., Freidenburg, L.K., Farrugia, T.J., Kinnison, M.T., Hendry, A.P., 2007. Evolutionary responses to climate change. *Conserv. Biol.* 21, 1353–1355. <https://doi.org/10.1111/j.1523-1739.2007.00764.x>
- Switanek, M.B., Troch, P.A., Castro, C.L., Leuprecht, A., Chang, H.-I., Mukherjee, R., Demaria, E.M.C., 2017. Scaled distribution mapping: a bias correction method that preserves raw climate model projected changes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 2649–2666. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2649-2017>
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Vicuña, S., Garreaud, R.D., McPhee, J., 2011. Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Clim. Change* 105, 469–488. <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9888-4>
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G., Bradley, R.S., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Rev.* 89, 79–96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>
- Wilby, R.L., Charles, S.P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., Mearns, L.O., 2004. Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. *Guid. Dev. Regional Clim. Scenar. Vulnerability Adapt. assessments* 27, 1–27. <https://doi.org/citeulike-article-id:8861447>
- Williams, R.S., Hall, D.K., Benson, C.S., 1991. Analysis of glacier facies using satellite techniques. *J. Glaciol.* 37, 120–128. <https://doi.org/10.1016/j.biocon.2004.02.009>
- Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V., Lettenmaier, D.P., 2004. <Wood-2004-Hydrologic Implicati.pdf> 189–216. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000013685.99609.9e>
- Xu, C.Y., 1999. From GCMs to river flow: A review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Prog. Phys. Geogr.* 23, 229–249. <https://doi.org/10.1191/030913399667424608>

- Yilmaz, K.K., Gupta, H. V, Wagener, T., 2008. A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resour. Res.* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>
- Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H.J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G.S., Radke, J.D., Gong, P., 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sens. Environ.* 183, 170–185. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.016>

# ANEXO A: TOPKAPI – ETH

## *Distribución espacial de forzantes meteorológicas*

### *Precipitación*

TOPKAPI-ETH cuenta con 5 modalidades para distribuir la precipitación: 1) Precipitación espacial uniforme dado el registro en una estación, 2) Mapas 2D para cada evento de precipitación, 3) Extrapolación 1D a partir de los registros de medición en la estación base mediante un gradiente de precipitación lineal, 4) Extrapolación 1D interpolando las mediciones en la estación base según un gradiente de precipitación logarítmico y 5) Mapas 2D de extrapolación mensual. Para efectos del presente estudio, se evalúa la opción de un gradiente logarítmico para distribuir la precipitación en el espacio, por lo que se requiere determinar los parámetros definidos en la Ec. (5).

$$P(z) = [P_{grad\_c1} \cdot \ln(z) - P_{grad\_c2}] \cdot P(z_0) \quad (5)$$

Donde:

- $z$  : Elevación de la celda donde se interpola la variable, [m.s.n.m.].
- $z_0$  : Elevación de la estación donde se mide la precipitación, [m.s.n.m.].
- $P(z)$  : Precipitación a la elevación  $z$ , [mm].
- $P_{grad\_c1}$  : Parámetro del modelo, [-].
- $P_{grad\_c2}$  : Parámetro del modelo, [-].

### *Temperatura*

Para la distribución espacial de la temperatura, de forma análoga a la precipitación, TOPKAPI-ETH cuenta con 5 alternativas de configuración: 1) Extrapolación 1D desde la serie de registros de una estación según un gradiente invariante en el tiempo, 2) Agregar como entrada al modelo mapas 2D para cada paso temporal, 3) Extrapolación 1D según tasas de variación altitudinal mensuales definidos para la estación de referencia, 4) Mapas de modulación 2D a escala mensual, y 5) Tasas de variación altitudinal 1D para cada paso de tiempo. En el presente estudio se evalúa el uso de gradientes mensuales, según lo cual, para cada mes, la temperatura queda definida según la Ec. (6).

$$T(z) = T(z_0) + T_{grad,i} \cdot (z - z_0) \quad (6)$$

Donde:

- $z$  : Elevación de la celda donde se interpola la variable, [m.s.n.m.].
- $z_0$  : Elevación de la estación de medición de temperatura, [m.s.n.m.].
- $T(z)$  : Temperatura a una elevación  $z$ , [°C].

$T_{grad,i}$  : Gradiente de temperatura del mes  $i$ , [ $m/^\circ C$ ].

Dadas las variaciones que pueden inducir los glaciares en la temperatura del aire, el modelo incorpora dos parámetros que representan el efecto de estos, los que pueden actuar reduciendo la temperatura por efecto de enfriamiento en el caso de glaciares libres de detritos ( $T_{mod}$ ) o, por el contrario, incrementándola en glaciares cubiertos ( $T_{mod_{debris}}$ ) (Ayala et al., 2016). Así, la temperatura sobre una celda con presencia glaciar queda definida por la Ec. (7).

$$T(z) = \begin{cases} T(z_0) + T_{grad} \cdot (z - z_0) - T_{mod} & \text{celda libre} \\ T(z_0) + T_{grad} \cdot (z - z_0) + T_{mod_{debris}} & \text{celda cubierta} \end{cases} \quad (7)$$

## **Radiación Solar**

La componente de radiación solar global ( $I_G$ ) en TOPKAPI-ETH combina la radiación global potencial a cielo descubierto ( $I_{GCS}$  – “potential clear sky global irradiance”) calculada según el método descrito por Corripio (2002, 2003) y dos parametrizaciones de la transmisividad de las nubes ( $CT$  – “Cloud cover transmissivity”) propuesta por Pellicciotti et al. (2005), la cual puede ser entendida en términos simples como un factor de corrección de transmisividad por nubes. Esta componente parametriza uno de los principales flujos de energía del ciclo hidrológico, el cual determina, por ejemplo, procesos de derretimiento y evapotranspiración.

Se define la radiación solar global ( $I_{G_i}$  – [ $Wm^{-2}$ ]) para cada una de las celdas de la grilla del modelo en términos de la radiación global a cielo descubierto ( $I_{GCS_i}$  – [ $Wm^{-2}$ ]) y la transmisividad de las nubes ( $CT_{j(i)}$  – [-]) según la Ec. (8).

$$I_{G_i} = CT_{j(i)} \cdot I_{GCS_i} \quad (8)$$

La radiación global potencial a cielo descubierto considera en su cálculo múltiples componentes como la posición relativa del sol (declinación solar y ángulo horario), radiación solar espectral extraterrestre, la radiación solar directa y difusa después de pasar la Atmósfera por primera vez, y múltiples reflexiones de la radiación producidas entre la Tierra y la Atmósfera. Así, el término  $I_{GCS}$  puede calcularse según la Ec. (9).

$$I_{GCS} = I_{dir} \cdot s + I_{dif} \cdot f_{sv} + I_{difM} \quad (9)$$

Donde  $I_{dir}$  es la radiación directa en una pendiente de la superficie,  $s$  define la presencia de sombra ( $s = 0$  si hay sombra o  $s = 1$  en caso contrario).  $I_{dif}$  es la radiación difusa luego de pasar la Atmósfera por primera vez corregida por la excentricidad de la tierra  $f_{sv}$ . El último término de la Ec. (9), es decir  $I_{difM}$ , agrupa las múltiples reflexiones que ocurren entre la Atmósfera y la Tierra.

Por otro lado, dependiendo de la información disponible se distinguen dos casos para el cálculo de la transmisividad de las nubes:

### **1) Con Mediciones de Radiación de Onda Corta Incidente**

Si se cuenta con mediciones de radiación de onda corta incidente (ISW) dentro de la zona de estudio, se puede calcular el valor de  $CT$  directamente según la Ec. (10).

$$CT = \frac{ISW_{acc}}{I_{GCS_{acc}}} + \Delta T \quad (10)$$

Donde  $ISW_{acc}$  es la radiación de onda corta incidente,  $I_{GCS_{acc}}$  la radiación solar a cielo descubierto acumuladas a nivel diario, y  $\Delta T$  la variación de temperatura diaria (rango).

### **2) Sin Mediciones de Radiación de Onda Corta Incidente**

Pellicciotti et al. (2005) parametriza  $CT$  como una función exponencial del rango de temperatura en el día ( $\Delta T$ ) medidos en la estación de referencia. La Ec. (11) muestra la parametrización propuesta.

$$CT_{j(i)} = CT_{F_1} [1 - \exp(-CT_{F_2} \cdot \Delta T_{j(i)})] \quad (11)$$

Donde  $CT_{j(i)}$  es la transmisividad de las nubes de la celda  $i$  calculado a partir de las mediciones registradas en la estación de referencia  $j(i)$ .  $CT_{F_1}$  y  $CT_{F_2}$  son factores empíricos.

Un enfoque alternativo propuesto por Pellicciotti et al. (2005) parametriza a través de una relación lineal la transmisividad de las nubes (Ec. (12)).

$$CT_{j(i)} = CT_{F_1} + CT_{F_2} \cdot \Delta T_{j(i)} \quad (12)$$

$CT$  varía entre 1 cuando hay ausencia de nubes y 0 para un valor teórico máximo de cobertura de nubes.

## **Evapotranspiración**

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se utiliza el enfoque de Makkink (1957), basado en la temperatura del aire y la radiación de onda corta incidente. La evapotranspiración actual (real) dependerá del contenido de humedad disponible en el suelo dentro de la capa de suelo superficial, calculado de manera interna por el modelo (Ragetti et al., 2014).

$$ETP = cropf \cdot \frac{s}{s + \gamma} \cdot \frac{c_1 \cdot I}{L} + c_2 \quad (13)$$

Donde:

$cropf$  : Factor de cultivo

$c_1, c_2$  : Coeficientes empíricos, [mm/d] y [-] respectivamente.

$I$  : Radiación global promedio en el periodo, [ $W m^{-2}$ ].

$L$  : Calor específico de vaporización, [ $W m^{-2} d mm^{-1}$ ]

Según las experiencias en las diferentes investigaciones realizadas en la zona por Ayala, Pellicciotti y otros autores, se definen los coeficientes  $c_1 = 1,25$  y  $c_2 = 0$ .

En cuanto al calor específico de vaporización ( $L$ ), se puede expresar de manera sencilla en función de la temperatura según la Ec. (14).

$$L \approx 28,9 - 0,028 \cdot T \quad (14)$$

Donde:

$L$  : Calor específico de vaporización, [ $W m^{-2} d mm^{-1}$ ]

$T$  : Temperatura, [ $^{\circ}C$ ].

Por otro lado, según el mismo autor, podemos aproximar el término  $s/(s + \gamma)$ , asociado a la pendiente de la curva de presión de vapor, mediante la Ec. (15).

$$\frac{s}{s + \gamma} \approx 2,3 \cdot \frac{T + 22}{T + 123} \quad (15)$$

## **Nieve y Glaciares**

### **Derretimiento**

Para modelar el derretimiento, TOPKAPI-ETH utiliza el Índice de Temperatura Mejorado (ETI por sus siglas en inglés) propuesto por Pellicciotti (2005). De este modo, si la temperatura en un pixel ( $T$ ) es mayor o menor que una cierta temperatura ( $T_T$ ), el derretimiento en dicho pixel que definido según la Ec. (16).

$$M = \begin{cases} SRF \cdot I \cdot (1 - \alpha) + TF \cdot T & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad (16)$$

Donde  $M$  [mm/d] es el derretimiento diario;  $SRF$  y  $TF$  corresponden a la radiación de onda corta y factor de temperatura respectivamente;  $I$  es la radiación de onda corta incidente;  $\alpha$  [-] el albedo superficial;  $T$  [°C] temperatura del aire y  $T_T$  [°C] el umbral de derretimiento.

El albedo de la nieve ( $\alpha_{Nieve}$ ) se calcula a partir de la parametrización propuesta por Brock et al. (2000), la cual se basa en un decaimiento logarítmico del albedo de la nieve fresca expresada en función de la máxima temperatura positiva diaria acumulada (Ragetti and Pellicciotti, 2012). Así, el albedo de la nieve queda expresado según la Ec. (17), mientras que la máxima temperatura positiva diaria a partir de la Ec. (18).

$$\alpha = \alpha_{max} - r_d \cdot \log_{10} T_{acc} \quad (17)$$

$$T_{acc} = \begin{cases} T_{acc}^{t-1} + \max(T_t, 0) & P_{Sn} < P_{SnT} \\ 1 & P_{Sn} \geq P_{SnT} \end{cases} \quad (18)$$

Donde:

$\alpha_{max}$  : Albedo máximo de la nieve fresca luego de una nevada, [-].

$r_d$  : Tasa de decaimiento del albedo, [-].

$T_{acc}$  : Temperatura positiva diaria acumulada desde la nevada, [°C].

$T_{acc}^{t-1}$  : Temperatura positiva diaria acumulada en el tiempo  $t - 1$ , [°C].

$P_{Sn}$  : Precipitación registrada en el tiempo  $t$ , [mm].

$P_{SnT}$  : Umbra de precipitación para reiniciar el albedo máximo, [mm].

$T_t$  : Temperatura en el tiempo  $t$ , [°C].

Por otro lado, el albedo del hielo ( $\alpha_{Hielo}$ ) se considera invariante en el tiempo, asignado en consecuencia un valor fijo a cada una de las celdas de glaciares libres de nieve (Ayala et al., 2016; Finger et al., 2011; Ragetti and Pellicciotti, 2012).

### **Redistribución gravitacional**

Para incorporar el efecto de la redistribución gravitacional de la nieve en la cuenca se emplea el método propuesto por Bernhardt y Schulz (2010), denominado “*SnowSlide*” (deslizamiento de nieve), el cual opera de manera continua en cada paso de tiempo de la simulación. La máxima capacidad de almacenamiento queda definida según la Ec. (19).

$$S_{hd} = SGR_C \cdot e^{SGR_a \cdot SLP} \quad (19)$$

Donde  $S_{hd}$  [m] es la máxima capacidad de almacenamiento,  $SGR_C$  [m w.e.] y  $SGR_a$  [°<sup>-1</sup>] corresponden a parámetros empíricos, y  $SLP$  es la pendiente dada por la diferencia absoluta de elevación, incluyendo la altura de nieve en términos del equivalente de agua nieve, entre una celda y aquella ubicada abajo en la dirección del ruteo.

Por razones de seguridad es imposible medir la máxima profundidad de nieve en terreno. Dado lo anterior, Raggettli et al. (2015) modelan los patrones de avalancha en la región Hindú Kush – Himalaya (HKH) calibrando respecto a la cobertura de nieve de Landsat ETM+. En dicho estudio Raggettli et al. estiman que  $SGR_c = 250 \text{ m w.e.}$  y  $SGR_a = 0,17245^{\circ-1}$ , valores que han sido ampliamente utilizados en estudios en Los Andes semi-áridos (e.g., Ayala et al., 2016; Raggettli et al., 2016, 2014).

### **Dinámica Glaciar**

Con el fin de representar la evolución de la geometría glaciar en respuesta a las forzantes climáticas, TOPKAPI – ETH incorpora una parametrización conceptual de la dinámica glaciar desarrollada por Huss et al. (2010), la cual describe la distribución espacial de los cambios en la elevación de la superficie del glaciar en respuesta a cambios en el balance de masa. En base al estudio de 34 glaciares ubicados en los Alpes Suizos, divididos en tres clases según su extensión superficial, Huss aproxima, mediante mínimos cuadrados, una función empírica definida a partir de la Ec. (20).

$$\Delta h = (h_r + a)^\gamma + b \cdot (h_r + a) + c \quad (20)$$

Donde  $\Delta h$  es el cambio en la elevación de la superficie del glaciar normalizada y  $h_r$  el rango de elevación normalizado. Los valores que adoptan los parámetros de la Ec. (20) dependen del tamaño de los glaciares en estudio y se definen según lo indicado en la Tabla A.1.

**Tabla A.1 Parámetros para el cálculo de la dinámica glaciar según Huss et al. (2010)**

<b>Tipo</b>	<b>Definición</b>	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b><math>\gamma</math></b>
Grandes glaciares de valle	$A > 20 \text{ km}^2$	-0,02	0,12	0,00	6
Medianos glaciares de valle	$5 \text{ km}^2 < A < 20 \text{ km}^2$	-0,05	0,19	0,01	4
Glaciares Pequeños	$A < 5 \text{ km}^2$	-0,03	0,60	0,09	2

La aplicabilidad del método en la cuenca de estudio se justifica a partir de la generalidad en la derivación de la función, la cual se basa en factores universales como la dependencia del balance de masa respecto a la elevación y el flujo del hielo por efecto gravitacional (Huss et al., 2010). El enfoque utilizado por el modelo se basa, a su vez, en los siguientes supuestos:

- a) El movimiento del hielo debido a la dinámica glaciar es instantáneo, ocurriendo en una fecha determinada durante el periodo de simulación para cada año.
- b) El método es sólo aplicado a glaciares con más de 10 celdas y con al menos 8 bandas de elevación

Dada la escala temporal a la cual se encuentran afectos los cambios en la geometría glaciar, para efectos de calibración y validación del modelo se apaga el módulo de dinámica glaciar. Por el contrario, para el caso de las simulaciones a largo plazo, el módulo permanece activo.

## Infiltración

Para modelar la infiltración TOPKAPI – ETH utiliza la solución explícita de la ecuación de Green – Ampt propuesta por Salvucci y Entekhabi (1994), la cual se expresa a través de las Ecs. (21) y (22).

$$I(t) = K_s \left\{ \left[ 1 - \frac{\sqrt{2}}{3} \right] \cdot t + \frac{\sqrt{2}}{3} [\chi \cdot t + t^2]^{0,5} + \frac{\sqrt{2} - 1}{3} \cdot \chi \cdot [\ln(t - \chi) - \ln(\chi)] + \frac{\sqrt{2}}{3} \cdot \chi \cdot \left[ \ln \left( t + \frac{\chi}{2} + (\chi \cdot t + t^2)^{0,5} \right) - \ln \left( \frac{\chi}{2} \right) \right] \right\} \quad (21)$$

$$\chi = \frac{(\theta_s - \theta_i)(-\psi_{WF} + \psi_{surf})}{K_s} \quad (22)$$

Donde:

- $K_s$  : Conductividad hidráulica del suelo saturado, [m/s].
- $\chi$  : Variable auxiliar para resolver la ecuación de Green – Ampt.
- $t$  : Tiempo desde el comienzo de la infiltración, [s].
- $\theta_s$  : Contenido de agua saturada, [-].
- $\theta_i$  : Contenido de agua inicial, [-].
- $\psi_{WF}$  : Potencial hidráulico en la zona de infiltración, [m].
- $\psi_{surf}$  : Potencial hidráulico en la superficie de suelo, [m].

El enfoque propuesto por Salvucci y Entekhabi (1994) asume que la infiltración ocurre en una columna de suelo rectangular saturada, en un medio semi – infinito y homogéneo, siendo la ley de Darcy la que determina la dirección de flujo.

## **Enfoque de Ruteo**

### **Ruteo de la escorrentía superficial y sub-superficial**

Como su nombre lo indica, TOPKAPI – ETH sigue un enfoque de ruteo basado en la onda cinemática, tanto para el ruteo superficial, sub – superficial y la red de drenaje. La onda cinemática, en términos matemáticos, se expresa a partir de la ecuación de conservación de masa y momentum, siendo una simplificación de las ecuaciones de Saint-Venant donde, de la ecuación de momentum, se desprecian los esfuerzos inerciales y de presión y en consecuencia las fuerzas de gravedad y fricción están en equilibrio (i.e., línea de energía total paralela al fondo del canal y flujo uniforme y permanente en el tramo considerado).

Para obtener una solución analítica de la onda cinemática se requiere de la ecuación de conservación de masa, la ecuación de conservación momento, una relación entre el área y el caudal, y una ley de resistencia. Dado el enfoque que adopta TOPKAPI-ETH para la generación de escorrentía, donde se procesa de manera secuencial el contenido de agua en un píxel y se rutea el exceso de este, la solución analítica asociada al ruteo del modelo se define según las Ecs. (23), (24) y (25).

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{Q_{In}}{X^2} - \sigma_s \cdot \frac{C_S}{X} \cdot \eta^{\alpha_s} \quad (23)$$

$$\sigma_s = 1 + \frac{\tan(\beta_{PER})}{\tan(\beta_{PAR})} \quad (24)$$

$$C_S = \frac{K_{sh}}{(\theta_s - \theta_r)^{\alpha_s}} \cdot \frac{h}{h^{\alpha_s}} \quad (25)$$

Donde:

- $\eta$  : Contenido total de agua en la capa sub – superficial, [m].
- $Q_{In}$  : Caudal entrante a la celda, [m<sup>3</sup>/s].
- $X$  : Tamaño de la celda, [m].
- $\sigma_s$  : Coeficiente de drenaje del suelo, [-].
- $C_S$  : Coeficiente de conductividad local.
- $\theta_s$  : Contenido de saturación de agua, [-].
- $\theta_r$  : Contenido residual de agua, [-].
- $K_{sh}$  : Conductividad hidráulica horizontal, [m/s].
- $h$  : Espesor de la capa de suelo sub – superficial, [m].

Singh (2003) realiza una extensa revisión de las aplicaciones de la teoría de onda cinemática a problemas de hidrología y sus limitaciones. Entre ellas discute las condiciones de aplicación de la teoría de la onda cinemática, la cual exige números de

Froude menores que uno, según lo cual las ondas dinámicas son rápidamente atenuadas y sólo dominan las ondas cinemáticas.

### **Ruteo de la escorrentía glaciar**

El ruteo de la escorrentía glaciar (en inglés “*Glacier meltwater routing*”) hacia el punto de salida de este (i.e., el píxel con menor elevación) se realiza usando enfoque de estanque lineal (Hock and Noetzli, 1997), el cual se usa para transformar la superficie de agua derretida en descarga glaciar. Se distinguen dos coeficientes asociados al estanque de nieve ( $k_{sn}$ ) y hielo ( $k_{lc}$ ), los cuales representan el factor de retención en el estanque asociado. La Ec. (26) modela el enfoque de ruteo glaciar empleado por TOPKAPI-ETH.

$$Q^t = Q^{t-\Delta t} \cdot \exp\left(-\frac{\Delta t}{k}\right) + \left(1 - \exp\left(-\frac{\Delta t}{k}\right)\right) \cdot Q_{In}^{\Delta t} \quad (26)$$

Donde:

$Q^t$  : Descarga de caudal en la etapa  $t$ , [ $m^3/s$ ].

$Q^{t-\Delta t}$  : Descarga de caudal en la etapa  $t - \Delta t$ , [ $m^3/s$ ].

$k$  : Factor de retención de derretimiento del estanque de nieve ( $k_{sn}$ ) o glaciar ( $k_{lc}$ ).

$Q_{In}^{\Delta t}$  : Caudal entrante al elemento de almacenamiento lineal durante la etapa  $t$ .

En cada punto de salida del elemento de almacenamiento lineal, la descarga glaciar se incorpora al volumen de escorrentía superficial de la celda respectiva, siendo ruteado de manera acorde a lo planteado anteriormente para el caso de flujo superficial. Cabe mencionar que, para cada glaciar, se consideran los mismos factores de retención, los cuales, a su vez, son invariantes en el tiempo.

## ANEXO B: TIPOLOGÍA DE GLACIARES

Existen diferentes tipologías de glaciares, las cuales se definen a partir de criterios morfológicos (e.g., naturaleza, tamaño, zonas de acumulación, tipo de cobertura) y físicos (e.g., temperatura). A continuación, se definen las tipologías de glaciar (según morfología) empleadas para la construcción del inventario nacional de glaciares y la clasificación de estos. Las definiciones han sido obtenidas del Manual Balance de Masa Glaciar (Rivera et al., 2017) y de la Estrategia Nacional de Glaciares (DGA, 2009), por lo que, para una revisión más exhaustiva y detallada de las tipologías glaciares, se recomienda la revisión de dichos documentos.

- **Glaciarete:** Corresponde a las más pequeñas masas de hielo y no existen dimensiones exactas en su definición. Se pueden encontrar en laderas de montañas, depresiones, sectores en sombras, sectores receptores de avalanchas de nieve o de acumulación por el viento. Pueden no evidenciar flujo y generarse por nieve que perdura por al menos dos años consecutivos. En años secos tienden a desaparecer, cubrirse de material o reducirse significativamente.
- **Glaciar de montaña:** Glaciares localizados en las partes más altas de la cordillera, con formas variables, y en donde la evacuación desde las zonas de acumulación (más anchas que largas), se da por medio de una lengua glaciar pequeña (en comparación a un glaciar de valle). El glaciar Olivares Beta se clasifica según esta tipología.
- **Glaciar de valle** Corresponden a glaciares que cubren parcial o completamente el valle de una montaña, caracterizados por tener una o más cuencas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, confluyentes en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo del hielo en función de la pendiente. El glaciar Juncal Sur se clasifica según esta tipología.
- **Glaciar rocoso:** Glaciares de roca o de escombros que contienen tanto hielo intersticial como núcleos de hielo. Se caracterizan por tener tasas de flujo menores en comparación con glaciares descubiertos, lo anterior debido a que la proporción hielo-volumen total puede ser inferior al 50%. Poseen una geometría en forma de lengua o lóbulo, cuya estructura interna está constituida por una mezcla de hielo (40-60%), roca y sedimentos finos, que se desplazan lentamente ladera o valle abajo (10-150 cm a<sup>-1</sup>). En la cuenca del río Olivares se contabilizan un total de 49 glaciares definidos según esta tipología.
- **Glaciar efluente o Campos de Hielo:** Son grandes superficies de hielo que muestran una zona de acumulación compleja compuesta por una planicie en altura (plateau) y zonas escarpadas que la rodean. El hielo existente en las zonas altas es evacuado mediante varias lenguas efluentes las cuales son controladas por la topografía subyacente. Un ejemplo típico de este tipo de glaciares corresponde a los ubicados en los Campos de Hielo Patagónicos (sur de Chile y Argentina).

## ANEXO C: COBERTURA DE SUELO DE LA CUENCA

La Tabla C.1 resume los valores obtenidos del producto de cobertura de suelo de Zhao et al. (2016) desagregado para cada uno de los niveles de clasificación definidos.

**Tabla C.1 Clasificación de la cobertura de suelo de la cuenca del río Olivares para el año 2014.**

Clase de Cobertura de Suelo			Fracción cubierta (%)
Nivel 1	Nivel 2	Nivel 3	
Cultivos	Huertos	-	0,0008
	Barbechos	-	0,0069
Bosques	Nativos de Hoja Ancha	Primarios	0,0018
		Renovables	0,0246
	Plantaciones de Hoja Ancha	Adultas	0,0002
Pastizales	Otros Pastizales	-	10,8667
	Pastizales Áridos	-	0,7345
Matorrales	Matorrales	-	3,9382
	Matorrales Arborescentes	-	0,0012
	Otros Matorrales Áridos	-	0,685
Humedales	Marismas	-	0,2304
Cuerpos de Agua	Lagos	-	4,9665
	Reservorios	-	0,0048
	Ríos	-	0,0013
	Océanos	-	0,0458
Superficies Impermeables	-	-	0,0686
Tierras desnudas	Suelos Arenosos	-	0,0071
	Suelos Rocosos	Rocas	16,6084
		Gravas	51,2172
Hielo y Nieve	Nieve	-	9,6895
	Hielo	-	0,0002
No Identificado			0,9004

La clasificación de la cobertura de suelo, al estar basada principalmente en información de bandas espectral e índices derivados del álgebra de estas, como por ejemplo el NDVI (Índice Normalizado de Vegetación) y NDWI (Índice Normalizado de Agua), puede no reconocer de manera adecuada una determinada clase de cobertura, más aún cuando se busca una clasificación minuciosa. Es por ello que, en la Tabla C.1, se puede observar un importante porcentaje asociado a cuerpos de agua, entre ellos a océanos, lo cual evidentemente dista de la realidad.

Resulta interesante ver que, al sumar el porcentaje de cobertura de cuerpos de agua y hielo y nieve del producto de Zhao et al., se obtiene el área de cobertura glaciar, lo cual espacialmente se comprueba al comparar (A) y (B) en la Figura 3-2, pudiéndose concluir de este modo sobre la importancia de la validación de los productos basados en firmas espectrales.

# ANEXO D: PRODUCTO CR2MET

## *Descripción General del Producto*

Considerando la necesidad de contar con datos climáticos espacialmente distribuidos, consistentes con las observaciones disponibles, surge la motivación de desarrollar un producto grillado que dé cuenta de los patrones climáticos de las diferentes zonas geográficas de Chile continental.

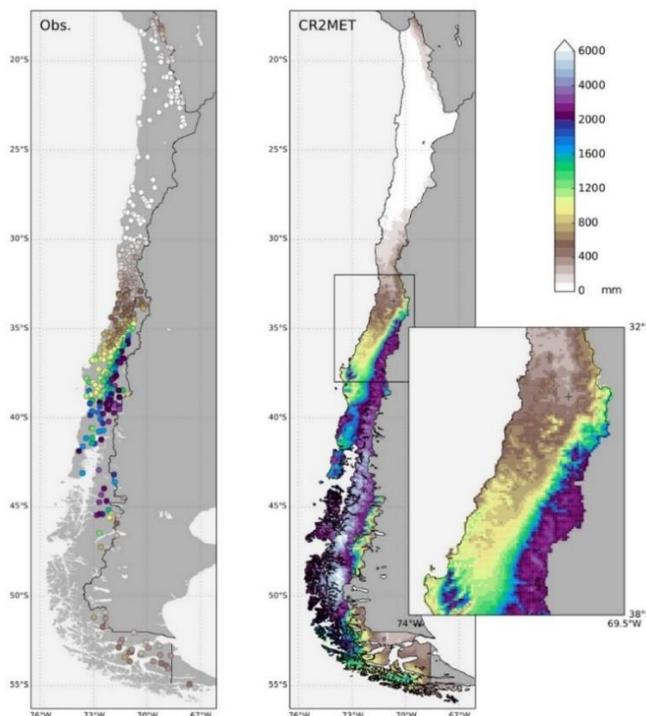


Figura D.1 Comparación entre la red observacional y el producto CR2MET de precipitación acumulada anual promedio entre 1979 y 2016

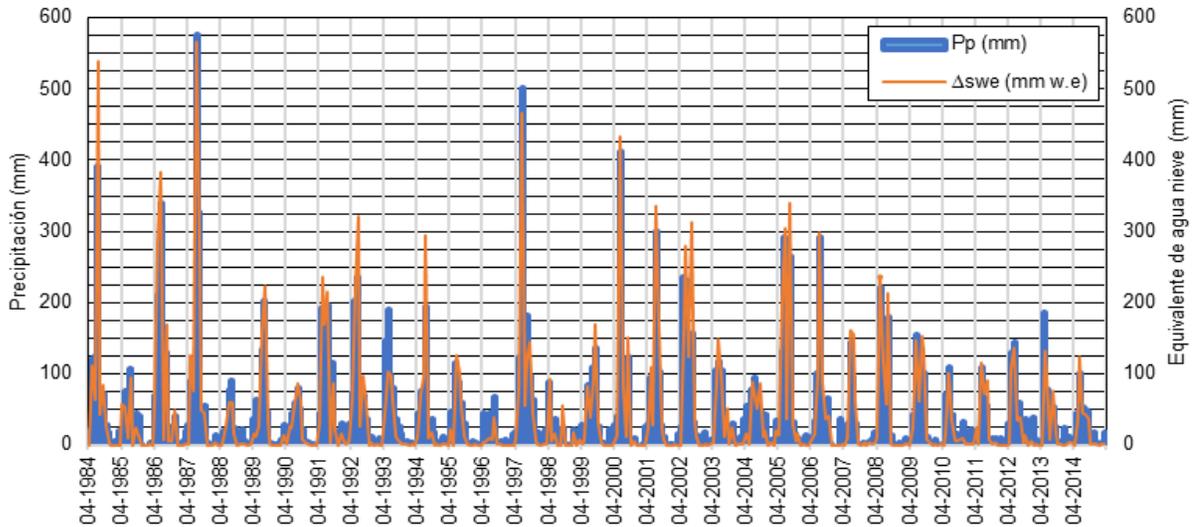
Fuente: <http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/>

En términos metodológicos, por un lado, el producto de precipitaciones fue construido a partir de una regionalización estadística de datos provenientes del reanálisis atmosférico ERA-Interim, la cual considera la topografía local y ciertos parámetros calibrados con observaciones locales de precipitación. Por otro lado, el producto de temperatura, además de la topografía, observaciones de temperatura y variables de gran escala obtenidas del ERA-Interim, considera estimaciones de temperatura superficial de MODIS LST. Para acceder a los productos de precipitación, temperatura máxima, mínima y media de CR2MET y obtener mayor detalle sobre los aspectos metodológicos del mismo, se recomienda visitar el sitio web <http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/>.

## **Correcciones efectuadas**

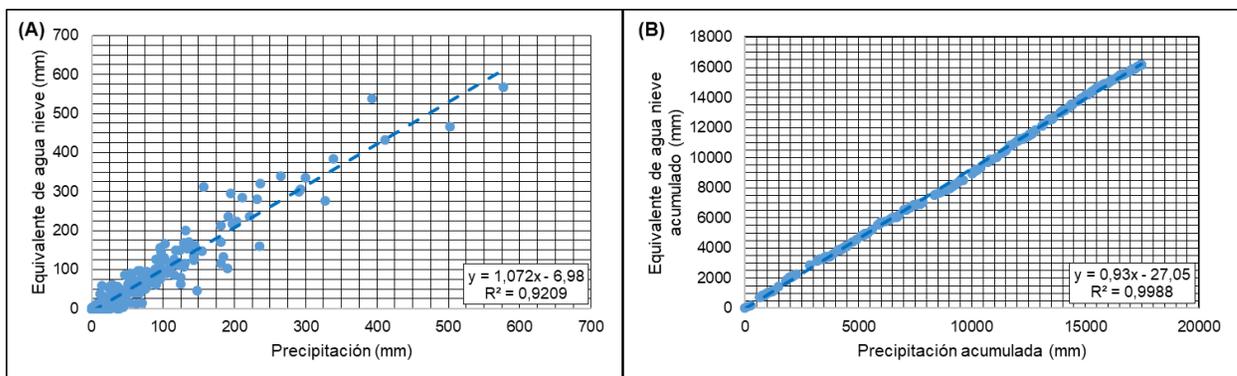
Pese a las diferencias metodológicas que existen entre el producto de precipitación de CR2MET y el equivalente de agua nieve estimado por Cortés y Margulis (2017), ambos

disponibles a escala de cuenca en CAMELS-CL (<http://camels.cr2.cl/>), es necesario compatibilizar los valores que cada uno de estos productos proporcionan. A modo de verificar la consistencia entre ambos, en la Figura D.2 se comparan los montos de precipitación mensual (Pp) y las variaciones positivas de equivalente en agua nieve ( $\Delta\text{swe}^+$ ) promedio a escala de cuenca y agregadas a mensualmente.



**Figura D.2 Comparación entre la precipitación del producto CR2MET y las diferencias positivas de equivalente de agua nieve mensual promedio a escala de cuenca para el periodo 1984-2014.**

De la Figura D.2 se desprende que existe una cierta consistencia entre los eventos de precipitación ocurridos en invierno, no obstante, se observan algunos valores de swe mayores a la precipitación para un mismo mes, lo cual resulta ilógico (no podemos tener más  $\Delta\text{swe}^+$  que Pp). Para visualizar aún más las inconsistencias entre los productos anteriormente mencionados se grafica la correlación y curva doble acumulada de la precipitación y las variaciones positivas de equivalente en agua nieve (Figura D.3).



**Figura D.3 (A) Correlación entre precipitación del producto CR2MET y las diferencias positivas de equivalente de agua nieve mensual promedio a escala de cuenca para el periodo 1984-2014. (B) Curva doble acumulada de precipitación mensual y variaciones positivas de equivalente en agua nieve mensuales.**

De la Figura D.2 (A) se desprende que existen variaciones positivas de swe mayores a los montos de precipitación asociados a ellas, las cuales se registran para las magnitudes de precipitación menores a los 400 mm. Por su parte, de la Figura D.2 (B) se observa consistencia en los registros acumulados.

A partir del cociente entre  $\Delta s_{we}^+$  y Pp mensual se obtienen los factores de corrección presentados en la Tabla D.1. El valor 1,00 indica que el  $\Delta s_{we}^+ < Pp$ , mientras que valores mayores muestran la subestimación de las precipitaciones. Se adopta el promedio simple de los factores de corrección obtenidos a nivel mensual para el periodo 1984-2014.

Tabla D.1 Factores de corrección producto de precipitaciones CR2MET.

Año	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Anual
1984	1,00	1,00	1,00	1,37	1,00	1,17	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,02
1985	4,21	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1986	1,00	1,35	1,13	1,00	1,31	1,00	1,00	1,23	1,00	1,00	1,00	1,00	1,09
1987	1,00	1,40	1,00	1,00	1,00	1,24	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1988	1,00	1,00	1,27	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1989	1,00	1,00	1,00	1,17	1,10	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1990	1,00	1,00	1,00	1,00	1,07	1,21	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1991	1,00	1,22	1,00	1,10	1,00	1,00	1,07	1,00	1,00	3,25	1,00	1,00	1,00
1992	1,00	1,09	1,35	1,00	1,41	1,55	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	NaN	1,14
1993	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1994	1,00	1,00	1,49	1,51	1,00	1,00	1,00	1,19	1,00	1,00	1,00	1,00	1,06
1995	1,00	1,00	1,08	1,13	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1996	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1997	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,50	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1998	1,04	1,00	1,00	1,98	1,00	2,34	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1999	1,00	1,00	1,00	1,27	1,00	1,25	1,22	2,67	1,00	1,00	1,00	NaN	1,00
2000	1,00	1,00	1,05	1,47	1,54	1,21	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2001	1,00	1,16	1,24	1,12	1,61	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	NaN	1,00	1,13
2002	1,00	1,00	1,21	1,00	1,98	1,13	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,05
2003	NaN	1,00	1,27	1,00	1,49	1,95	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2004	1,00	1,00	1,13	1,00	1,00	1,85	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2005	1,00	1,52	1,04	1,00	1,28	1,00	1,00	1,61	1,00	1,00	1,00	1,00	1,15
2006	1,00	1,00	1,00	1,03	1,61	2,98	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2007	1,00	1,00	1,12	1,63	2,05	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,16
2008	1,00	1,06	1,00	1,00	1,18	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2009	1,00	1,00	1,00	2,22	1,14	1,28	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	NaN	1,09
2010	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2011	1,41	1,47	1,05	1,10	1,64	1,31	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,11
2012	1,00	1,00	1,00	2,30	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2013	1,00	1,00	1,22	1,00	1,44	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
2014	1,00	1,00	1,23	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
<b>PROMEDIO</b>	<b>1,12</b>	<b>1,07</b>	<b>1,09</b>	<b>1,21</b>	<b>1,22</b>	<b>1,26</b>	<b>1,01</b>	<b>1,09</b>	<b>1,00</b>	<b>1,07</b>	<b>1,00</b>	<b>1,00</b>	<b>1,03</b>
<b>Desv. Std</b>	<b>0,59</b>	<b>0,15</b>	<b>0,13</b>	<b>0,37</b>	<b>0,31</b>	<b>0,46</b>	<b>0,04</b>	<b>0,32</b>	<b>0,00</b>	<b>0,40</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,05</b>

## ANEXO E: SERIES SINTÉTICAS DE CLIMA ACTUAL

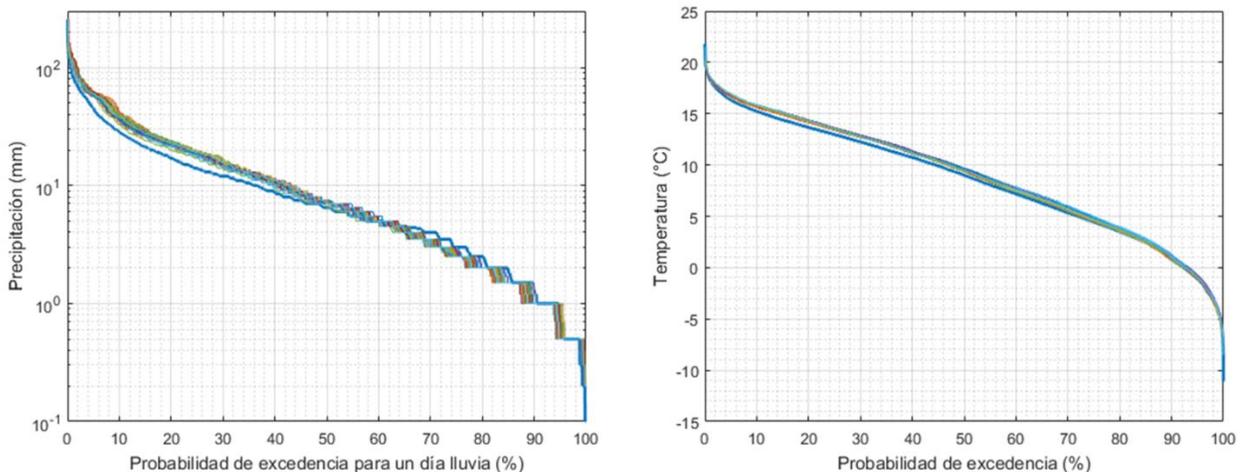
Para evaluar la pertenencia estadística de las series sintéticas generadas mediante el método de “bootstrapping” o remuestreo, se aplica a nivel mensual y anual las pruebas de media [Ec. (27)] y varianza [Ec. (28)] definidas a continuación, a modo de probar de manera robusta la representatividad de la serie sintética generada.

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{S_x^2}{n} + \frac{S_y^2}{m}}} \quad (27)$$

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2} \quad (28)$$

Para validar una serie sintética, se define una tolerancia del 5%, es decir que no se puede rechazar la hipótesis nula de las pruebas de media y varianza en el 95% de los casos de evaluación, siendo un total de 52 los criterios evaluados.

Se generan 1000 series sintéticas a partir de la indexación de los registros de precipitación y temperatura observados entre 1990-2009, muestreados a través del método Hipercubo Latino.



**Figura E.1 Curvas de duración de precipitación (sólo días de lluvia) y temperatura media diaria observada (línea azul) y generadas a partir del remuestreo del periodo de referencia**

De las 1000 series sintéticas generadas sólo 152 aprueban los criterios de selección. A su vez, de las 152 series sintéticas candidatas, se selecciona aleatoriamente 50 para ser utilizadas para simular el escenario Clima Actual.

## ANEXO F: SCALED DISTRIBUTION MAPPING (SDM)

A continuación, se realiza una breve descripción del método SDM y su aplicación a series de precipitación y temperatura diaria obtenidas de diferentes modelos GCM. Para mayor detalle se sugiere la revisión del artículo “Scaled distribution mapping: a bias correction method that preserves raw climate model projected changes” (Switanek et al., 2017).

### ***Precipitación***

En primer lugar, se define un valor mínimo de precipitación para la serie de valores diarios modelada originalmente (i.e., GCM crudo), el que para efectos del presente estudio se fija en 0,1 mm. Resulta clave comprender que los días de precipitación pueden variar en el periodo de referencia entre lo observado y modelado por el GCM. Además, de manera consistente al GCM en línea base, los días de lluvia proyectados a futuro podrían estar siendo sobreestimados. Dado lo anterior se debe corregir la frecuencia de días de lluvia en línea base y con ello corregir la frecuencia de lluvia proyectada. La Ec. (29) muestra, en términos matemáticos, la forma de corregir el sesgo en los días de lluvia ( $RD_{BC}$ ).

$$RD_{BC} = RD_{MODF} \cdot \frac{RD_{OBS}/TD_{OBS}}{RD_{MODH}/TD_{MODH}} \quad (29)$$

Donde  $RD_{MODF}$  son los días de lluvia en el periodo futuro,  $RD_{OBS}/TD_{OBS}$  la frecuencia de días de lluvia observados en el periodo de referencia y  $RD_{MODH}/TD_{MODH}$  la frecuencia de lluvia modelada en el mismo periodo. Cabe mencionar que los subíndices  $OBS$ ,  $MODH$  y  $MODF$  representan la serie precipitación observada en línea base, modelada en línea base y modelada en el futuro respectivamente.

A modo de trabajar sólo con valores no nulos se filtran las series observada y modelada, considerando solo los términos mayores al mínimo de precipitación. Se ordenan los términos no nulos en orden decreciente (guardando su posición original) y se ajusta una función gamma según el criterio de máxima verosimilitud para cada una de las series de precipitación, obteniendo así los parámetros de forma ( $k$ ) y escala ( $\theta$ ) asociados. Con los parámetros de la función gamma estimados se calcula la función de distribución de probabilidad acumulada (CDF) de cada serie. Para evitar problemas en la cola superior de la CDF se define un umbral de probabilidad igual a 0,99999.

Se calcula el factor de escalamiento ( $SF_R$ ) definido según la Ec. (30), el cual relaciona los montos de precipitación modelados en el futuro respecto a su equivalente en el modelo en línea base. En otras palabras, representa, en términos porcentuales, la distancia de la CDF modelada en el futuro y en el periodo de referencia (línea base).

$$SF_R = \frac{ICDF_{MODF}(CDF_{MODF})}{ICDF_{MODH}(CDF_{MODF})} \quad (30)$$

Donde  $ICDF$  corresponde a la función inversa de la  $CDF$  en el periodo correspondiente.

Tomando en cuenta que el largo de las  $CDF$  de la series observada y modelada histórica es menor al de la serie modelada futura, se debe ajustar la extensión a modo de compatibilizar dimensionalmente los cálculos vectoriales que siguen. Para ello se realiza una interpolación lineal para así extender el registro y no alterar las probabilidades.

A partir de la  $CDF_{OBS}$  y  $CDF_{MODH}$  ajustada a la extensión de la  $CDF_{MODF}$ , se calcula el periodo de retorno asociado a cada evento de precipitación, el que para cada una de las series de precipitación ( $OBS$ ,  $MODH$  y  $MODF$ ) se obtiene según la Ec. (31).

$$RI = \frac{1}{1 - CDF} \quad (31)$$

Para corregir el sesgo asociado a los periodos de retorno de los eventos de precipitación, o en otras palabras escalar la ocurrencia de los eventos observados respecto a los cambios proyectados en los eventos modelados, se define el Periodo de Retorno Escalado ( $RI_{SCALED}$ ), el cual se obtiene según la Ec. (32).

$$RI_{SCALED} = \max\left(1, \frac{RI_{OBS} \cdot RI_{MODF}}{RI_{MODH}}\right) \quad (32)$$

Usando el Periodo de Retorno Escalado se obtiene la función de distribución acumulada escalada (Ec. (33)), la cual de manera consistente a los pasos anteriores se encuentra en orden descendente.

$$CDF_{SCALED} = 1 - \frac{1}{RI_{SCALED}} \quad (33)$$

Luego, se calcula la precipitación corregida por sesgo inicial ( $BC_{INITIAL}$ ) a partir de la Ec. (34). Se habla de valores iniciales porque se debe ajustar la cantidad de días de lluvia de la serie futura original respecto a los días de lluvia corregidos  $RD_{BC}$ . Para ello, al igual que en caso de la  $CDF_{OBS}$  y  $CDF_{MODH}$ , se realiza una interpolación lineal para ajustar la cantidad de días de lluvia al valor corregido.

$$BC_{INITIAL} = ICDF_{OBS}(CDF_{SCALED}) \cdot SF_R \quad (34)$$

Finalmente se retornan los valores de precipitación a su posición original. Dado que, en general, la cantidad de días de lluvia proyectados para el futuro en la serie original es mayor al valor corregido, se deben llenar las posiciones asociadas a las probabilidades de excedencia mayores con los montos escalados y completar con valores nulos el resto de las posiciones (probabilidades de excedencia menores).

En el caso de que el período del modelo histórico y el período de corrección de sesgo de interés se superpongan completamente, los datos corregidos de sesgo serán exactamente los mismos que la distribución observada.

## Temperatura

Si bien la base metodológica es similar, la corrección del sesgo en la temperatura resulta sutilmente diferente al caso de la precipitación. En primer lugar, con el fin de tener una medida más exacta de la variabilidad natural, se remueve la tendencia de las series de temperatura observada (*OBS*), modelada en línea base (*MODH*) y futura (*MODF*).

Para cada una de las series se ajusta una función normal para estimar los parámetros que la definen (i.e., media y desviación estándar). Usando los parámetros ajustados a cada serie, y con los valores en orden decreciente, se procede calculando la *CDF* correspondiente a cada periodo. Para evitar problemas en las colas de la *CDF*, se define un umbral superior (e.g., 0,99999) e inferior (e.g., 0,00001).

Similar al caso de la precipitación, se calcula un factor de escala con el fin de cuantificar la diferencia entre la magnitud de eventos futuros con eventos de igual probabilidad en el periodo modelado en línea base ponderado por la variabilidad observada normalizada por la variabilidad modelada en el periodo histórico. La Ec. (35) representa en términos algebraicos el valor asociado al factor de escalamiento de la temperatura ( $SF_A$ ).

$$SF_A = [ICDF_{MODF}(CDF_{MODF}) - ICDF_{MODH}(CDF_{MODF})] \cdot \frac{\sigma_{OBS}}{\sigma_{MODH}} \quad (35)$$

Donde  $\sigma_{OBS}$  y  $\sigma_{MODH}$  corresponden a la desviación estándar de las distribución observada y modelada en el periodo de referencia.

Tomando en cuenta que el largo de las *CDF* de la series observada y modelada histórica es menor al de la serie modelada futura, se debe ajustar la extensión a modo de compatibilizar dimensionalmente los cálculos vectoriales que siguen. Para ello se realiza una interpolación lineal para así extender el registro y no alterar las probabilidades. Si la extensión es igual para la serie observada, modelada histórica y futura, no se requiere utilizar una interpolación.

A partir de la  $CDF_{OBS}$  y  $CDF_{MODH}$  ajustada a la extensión de la  $CDF_{MODF}$ , se calcula el periodo de retorno asociado a cada evento, el que para cada una de las series (*OBS*, *MODH* y *MODF*) se obtiene según la Ec. (36).

$$RI = \frac{1}{0,5 - |CDF - 0,5|} \quad (36)$$

Cabe mencionar que la Ec. (36) difiere de la Ec. (33) dada la naturaleza de la distribución normal, la cual cuenta con dos colas.

Para corregir el sesgo asociado a los periodos de retorno de los eventos de precipitación, o en otras palabras escalar la ocurrencia de los eventos observados respecto a los cambios proyectados en los eventos modelados, al igual que en el caso de la

precipitación, se define el Periodo de Retorno Escalado ( $RI_{SCALED}$ ), el cual se obtiene según la Ec. (32). Luego, utilizando el  $RI_{SCALED}$  y la función de distribución de probabilidad acumulada de temperatura observada ( $CDF_{OBS}$ ), se calcula la función de distribución de probabilidad acumulada escalada ( $CDF_{SCALED}$ ) a partir de la Ec. (37).

$$CDF_{SCALED} = 0,5 + \text{sgn}(CDF_{OBS} - 0,5) \cdot \left| 0,5 - \frac{1}{RI_{SCALED}} \right| \quad (37)$$

El primer resultado de la corrección de sesgo viene dado por la Ec. (38), donde se incorporan algunas de las variables anteriormente mencionadas.

$$CBC_{INITIAL} = ICDF_{OBS}(CDF_{SCALED}) + SF_A \quad (38)$$

Posteriormente se reordenan los valores de temperatura corregidos de sesgo ubicándolos en sus posiciones originales. Finalmente se debe reincorporar la tendencia removida al inicio del algoritmo.

Cabe mencionar que, al igual que con la precipitación, cuando el período del modelo histórico y el período de corrección de sesgo de interés se superponen completamente, los datos de temperatura corregidos de sesgo serán, a excepción de la tendencia, exactamente los mismos que la distribución observada.

# ANEXO G: LLIBOUTRY Y OLIVARES

## *Los Glaciares Olivares*

Lliboutry en su expedición reconoce tres glaciares distintos y los describe de la siguiente forma:

1) Glaciar Olivares Alfa. Nace hacia 4800 m al pie del Cerro Altar yn de la Sierra Esmeralda, y recorre hacia el N.E. Un brazo se vertía en otros tiempos hacia el Río Blanco, hoy día reducido a un gran glaciar de rocas. Del acantilado de hielo que queda, “cicatriz” de ese antiguo brazo, no se desprende serac alguno. En la ribera izquierda del Glaciar Alfa, separado por una morena encaramada, se halla un glaciar secundario yuxtapuesto, completamente independiente, como lo muestran las grandes grietas transversales, que forman dos sistemas independientes en ambos glaciares. Lo llamaremos Glaciar Olivares Alfa Prima.

2) Glaciar Olivares Beta. Yace más alto que el anterior, dirigiendo hacia él cuatro brazos secundarios, mientras que su corriente principal corre hacia el S.E. En otros tiempos un brazo bajaba también desde el Portezuelo 4600 L. al sur del Cerro Negro hacia el oeste, hasta el fondo del valle del Río Blanco del Juncal (3600 m). Hoy día toda la parte baja se ha reducido a un glaciar de rocas, y la parte alta, entre 4600 y 4200 m, a la lengua inclinada (pendiente de unos 35°) llamada impropiaemente Ventisquero Colgante del Cerro Negro. En este Glaciar del Cerro Negro se pueden hacer dos notables observaciones:

a. En sus capas inferiores, el hielo presenta numerosas vetas de tierra, al par que una estructura laminada, con plegamientos y formas de escurrimiento. Según se ha explicado, el glaciar al avanzar se ha sobrepuesto a un glaciar de escombros, laminándolo.

b. A su nacimiento a 4600 m, existe un acantilado glacial que no había sufrido alteración alguna entre 1952 y 1953, lo que demuestra que el hielo está allí inmóvil y confirma que los años normales como 1952 la línea de equilibrio se halla por los 4600 m. En este acantilado se ven estratos de impurezas, los unos alterados por la formación de penitentes, los otros no. Estos últimos corresponden a años excepcionalmente húmedos, en que el balance del glaciar fue altamente favorable.

3) Glaciar Olivares Gama. De forma más sencilla, se extiende entre la Sierra Blanca y el anterior, del cual lo separa una estrecha loma. Corre hacia el sur y alcanza, en sólo la mitad de su frente, un acantilado rocoso que proponemos bautizar del nombre del andinista que por primera vez llegó a él y lo describió: Salto Píderit.

## *El retroceso de los Glaciares Olivares*

En la ribera sur, una línea muy nítida muestra la altura alcanzada por los hielos, probablemente, durante el último siglo. La superficie de los Glaciares Olivares estaba entonces de 100 a 150 m más alto que ahora: todos los Glaciares Olivares formaban un solo glaciar, que llegaba hasta el Gran Salto.

Tan sólo durante los últimos 10 años (contados desde 1956), el Glaciar Beta ha retrocedido de más de 1 km. Sólo en glaciares de Groenlandia o de Patagonia, cuyo frente flota sobre el mar, se han registrado retrocesos más rápidos. Por estar muy poco escalonados en altitud, los glaciares Olivares son muy sensibles a toda variación del clima.

De las expediciones de Barrera, en 1935 y 1938, y Píderit, Lliboutri concluye que es muy posible que el retroceso del Glaciar Alfa, que lo separó del Glaciar Beta, haya ocurrido entre 1938 y 1943. En realidad, se trata, más que de retroceso, de estagnación y desaparición debajo de una importante morena de ablación. El Glaciar Alfa, se prolonga en su parte baja, posiblemente hasta el contacto con el Glaciar Beta, por un glaciar cubierto con numerosas lagunitas sobreglaciares, entre las cuales corre el Río Olivares.

Al bajar el nivel del Glaciar Alfa apareció en la ribera derecha (sur) un acantilado de rocas, nace el Río Olivares. Al pie del acantilado yace cerca de 0,5 km<sup>2</sup> de hielo muerto, es decir sin una zona de alimentación, pero aún descubierto. El Río Olivares corre por su margen y forma otra laguna en su frente.

Con la disminución del Glaciar Olivares Beta, el Glaciar del Cerro Negro ha dejado de ser alimentado y se mengua rápidamente. Entre 1938 y 1955 su lado izquierdo retrocedió 51% y su lado derecho, mejor resguardado del sol, de 8%, pasando a ser el frente más bajo. Entre enero 1953 y febrero 1955 este último retrocedió otros 8%, o sea de unos 30 m al año. Se trata de un glaciar muerto, pero no inmóvil, pues, merced a la fuerte pendiente, la velocidad cerca del frente fue de unos 4 a 4,5 m al año.

### ***Glaciar Juncal Sur***

Lliboutry reconoce al glaciar Juncal Sur como el más largo de Chile fuera de Patagonia, identificando en el cuatro componentes características:

- a) Un circo muy encajonado entre el Nevado Juncal y el Juncal Chico. En la pared sur del Nevado Juncal (más de 1000 m de desnivel) existe un pequeño glaciar colgante; la pared norte del Juncal Chico es totalmente desconocida.
- b) Dos extensos glaciares de valle alto, el uno prolongando el anterior, el otro que viene desde la vertiente oriental de la Sierra Blanca. Constituyen las 8/10 del Glaciar Juncal Sur, y en su junta, forman una imponente sábana de hielo y penitentes de hielo.
- c) Una caída glacial con un caos de seracs, entre 3500 y 3000 m.
- d) Un pequeño glaciar pedemontano de 1 km<sup>2</sup>, en el circo.

Según sus escritos, estas dos últimas partes no existían con anterioridad a la gran crecida de 1947 (atribuyéndolo a la serie de años húmedos 1898 – 1905, y a la sequedad de los años ulteriores que permitió al hielo aumentar de temperatura). En 1905 el glaciar pedemontano era aún activo, estando surcado por numerosísimas grietas. En 1953 todas las grietas habían desaparecido, salvo en un lugar donde el derrumbamiento de la bóveda de una gruta subglacial había producido grietas circulares. Al mismo tiempo había aparecido una importante morena de ablación en la parte periférica.

## ANEXO H: PROCESAMIENTO DE IMÁGENES LANDSAT

Dada la ventana temporal del análisis (2000-2016), se utilizan los registros obtenidos por los satélites Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ y Landsat 8 OLI, todos con una resolución espacial de 30 m. Cabe mencionar que el satélite Landsat 7 ETM+ presenta ciertos errores en la mayoría de las imágenes posteriores a 2003 (DGA, 2011b), por lo que sólo se usan a falta de imágenes de Landsat para fechas anteriores a 2003.

Previa descarga de las imágenes satelitales, se efectúa un análisis visual a través de la herramienta prototipo “*LandsatLook Viewer*” (<https://landsatlook.usgs.gov/viewer.html>), desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), la cual corresponde a un explorador interactivo de archivos Landsat que permite filtrar la búsqueda a partir de fechas, nubosidad máxima, área de interés, entre otros. Tomando en cuenta las utilidades del explorador, se filtran las imágenes según nubosidad máxima del 20% y comprendidas entre el 27/03 y 12/04. La Tabla H.1 resume las imágenes Landsat seleccionadas para efectos del presente estudio en base a los criterios mencionados anteriormente.

Tabla H.1 Detalle de las imágenes Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ y Landsat 8 OLI utilizadas para estimar el área glaciar al término del periodo de ablación entre los años 2000 – 2016

Satélite	Sensor	Fecha de Adquisición	Nubosidad (%)
Landsat 7	ETM+	31-03-2000	4
Landsat 7	ETM+	09-04-2003	3
Landsat 5	TM	27-03-2004	14
Landsat 5	TM	06-04-2005	3
Landsat 5	TM	09-04-2006	17
Landsat 5	TM	12-04-2007	2
Landsat 5	TM	01-04-2009	4
Landsat 5	TM	28-03-2010	11
Landsat 5	TM	31-03-2011	0
Landsat 8	OLI	12-04-2013	2
Landsat 8	OLI	02-04-2015	1
Landsat 8	OLI	04-04-2016	2

A partir del álgebra de bandas espectrales de las imágenes Landsat, pre-procesadas por corrección atmosférica y topográfica mediante el complemento “*Semi-Automatic Classification Plugin*” (SCP) del Sistema de Información Geográfica de código abierto QGIS, se calculan los indicadores definidos según las Ecs. (3) y (4).

De manera complementaria al cálculo de índices espectrales, el Catastro, Exploración y Estudio de Glaciares en Chile Central (DGA, 2011b) recomienda la utilización de las combinaciones RGB 7-4-2 y 5-4-3 para determinar la cubierta glaciar.

# ANEXO I: CURVAS DE DURACIÓN SIMULADA Y OBSERVADA – ÍNDICES HIDROLÓGICOS

Las curvas de duración (CD) de caudales medios diarios construidas a partir de los datos observados y simulados, tanto para el periodo de calibración como validación, se presentan en la Figura I.1. A su vez, se agregan los valores porcentuales obtenidos para cada uno de los índices hidrológicos calculados.

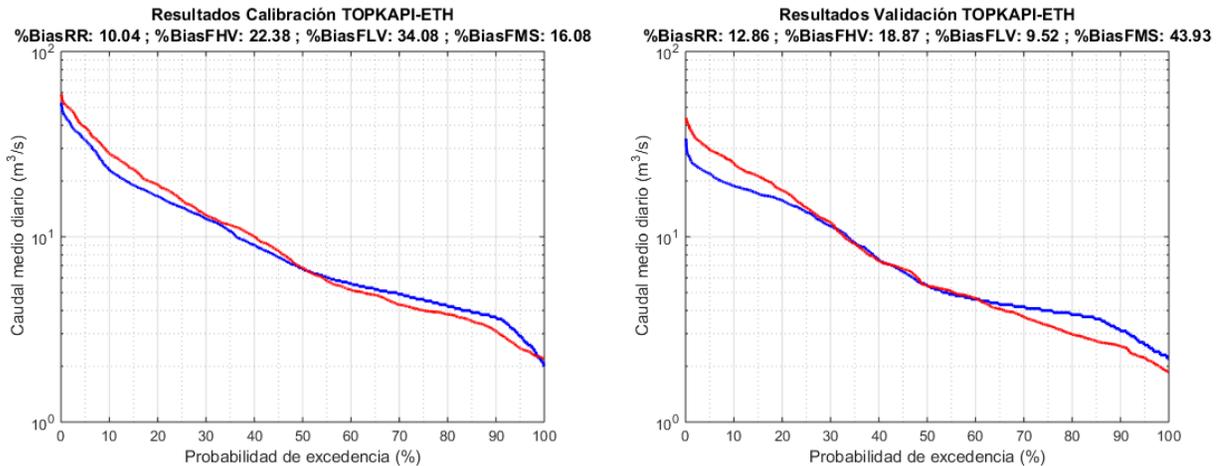


Figura I.1 Curvas de duración de caudal medio diario observada y simulada para el periodo de calibración y validación del modelo TOPKAPI-ETH

En la Figura I.2 se muestran las curvas de duración construidas a partir de los valores observados y simulados de cobertura de nieve fraccional (fSCA) en el periodo de calibración y validación del modelo. De manera análoga al caso anterior, en la figura se incorporan los valores calculados para las medidas de diagnóstico aplicada a la CD de caudales medios diarios. Cabe mencionar que la interpretación de cada una de las medidas difiere de la CD de la Figura I.1, siendo en este caso un análisis ligado a la curva de agotamiento de la nieve en la cuenca.

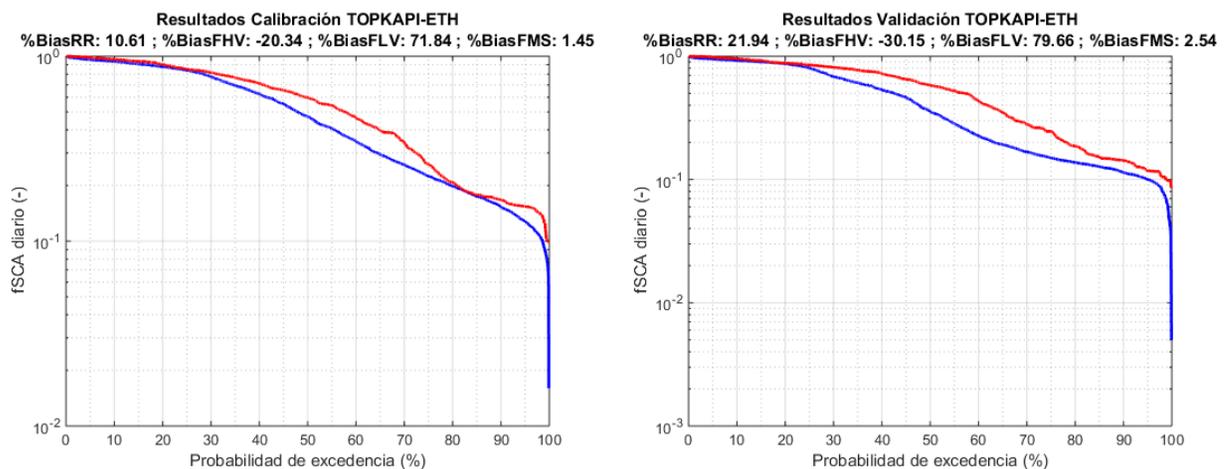


Figura I.2 Curvas de duración de cobertura nival fraccional promedio a escala de cuenca observada y simulada para el periodo de calibración y validación del modelo TOPKAPI-ETH

# ANEXO J: RESPUESTA DE LA CUENCA A SEQUÍAS SEVERAS EN ESCENARIOS DE RETROCESO GLACIAL

Las variaciones estacionales y anuales de la respuesta hidrológica de la cuenca ante una sequía como la de 2010-2015 en escenarios de retroceso glacial, respecto a la observada en los periodos de referencia, se resumen en la Tabla J.1, Tabla J.2 y Tabla J.3.

Tabla J.1 Variaciones porcentuales promedio de escorrentía estacional y anual estimada a partir de los diferentes modelos GCM respecto a la condición de clima normal 2000-2009 y mega-sequía 2010-2015

Modelo	Comparación clima normal 2000-2009			Comparación mega-sequía 2010-2015		
	Invierno	Verano	Anual	Invierno	Verano	Anual
HadGEM2-A0	-39	-53	-46	-5	-12	-9
MIROC5	-43	-58	-50	-11	-18	-15
MPI-ESM-LR	-42	-57	-50	-10	-18	-14
MPI-ESM-MR	-39	-54	-46	-5	-12	-9
NorESM1-M	-41	-55	-48	-8	-14	-11
<b>Promedio</b>	<b>-41</b>	<b>-55</b>	<b>-48</b>	<b>-8</b>	<b>-15</b>	<b>-11</b>
<b>Desv. Std.</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>2</b>	<b>3</b>	<b>3</b>	<b>3</b>

Tabla J.2 Variaciones porcentuales promedio de derretimiento de nieve estacional y anual estimada a partir de los diferentes modelos GCM respecto a la condición de clima normal 2000-2009 y mega-sequía 2010-2015

Modelo	Comparación clima normal 2000-2009			Comparación mega-sequía 2010-2015		
	Invierno	Verano	Anual	Invierno	Verano	Anual
HadGEM2-A0	-7	-51	-29	3	0	2
MIROC5	-8	-55	-32	1	-9	-4
MPI-ESM-LR	-8	-54	-31	1	-7	-3
MPI-ESM-MR	-7	-51	-29	3	1	2
NorESM1-M	-8	-52	-30	2	-2	0
<b>Promedio</b>	<b>-8</b>	<b>-53</b>	<b>-30</b>	<b>2</b>	<b>-3</b>	<b>-1</b>
<b>Desv. Std.</b>	<b>0</b>	<b>2</b>	<b>1</b>	<b>1</b>	<b>4</b>	<b>3</b>

Tabla J.3 Variaciones porcentuales promedio de derretimiento de hielo estacional y anual estimada a partir de los diferentes modelos GCM respecto a la condición de clima normal 2000-2009 y mega-sequía 2010-2015

Modelo	Comparación clima normal 2000-2009			Comparación mega-sequía 2010-2015		
	Invierno	Verano	Anual	Invierno	Verano	Anual
HadGEM2-A0	-25	-20	-22	-48	-56	-52
MIROC5	-34	-21	-27	-53	-56	-55
MPI-ESM-LR	-52	-31	-40	-62	-62	-62
MPI-ESM-MR	-36	-27	-31	-55	-60	-57
NorESM1-M	-32	-19	-25	-51	-55	-53
<b>Promedio</b>	<b>-36</b>	<b>-24</b>	<b>-29</b>	<b>-54</b>	<b>-58</b>	<b>-56</b>
<b>Desv. Std.</b>	<b>10</b>	<b>5</b>	<b>7</b>	<b>5</b>	<b>3</b>	<b>4</b>