



UNIVERSIDAD TÉCNICA  
FEDERICO SANTA MARÍA

Departamento de Obras Civiles

**EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA HÍDRICA DE  
LA CUENCA JUNCAL EN JUNCAL, MEDIANTE UN  
MODELO HIDROLÓGICO NIVO-GLACIAR DE  
BASE FÍSICA BAJO UN ESCENARIO DE  
VARIACIÓN CLIMÁTICA.**

**Constanza Almendra Echeverría Robles**

Profesor Guía  
Lina Mabel Castro Heredia

Profesor Coguía  
Miguel Lagos

Octubre de 2025



## CONSTANCIA DE VALIDACIÓN Y CONFIDENCIALIDAD DE MONOGRAFÍA A REPOSITORIO ACADÉMICO

### 1.- IDENTIFICACIÓN DEL TRABAJO ACADÉMICO

**Tipo de monografía (marcar una opción):**  Memoria o trabajo de título  Tesis de Postgrado

**Título del trabajo:** Evaluación de la respuesta hídrica de la cuenca juncal en juncal, mediante un modelo hidrológico nivo-glaciar de base física bajo un escenario de variación climática.

**Nombre del candidato(a):** Constanza Almendra Echeverría Robles

**Carrera / Grado:** Ingeniería Civil

**Campus:** San Joaquín **Departamento:** Obras Civiles

### 2.- VALIDACIÓN DEL PROFESOR GUÍA/DIRECTOR DE TESIS

Yo, Lina Castro, en mi calidad de profesor(a) guía/director(a) del trabajo académico mencionado anteriormente **DEJO CONSTANCIA** que:

- He revisado esta versión del documento y corresponde a la versión final aprobada del trabajo.
- El trabajo cumple con los requisitos académicos y de formato establecidos por la institución.

### 3.- EVALUACIÓN DE CONFIDENCIALIDAD POR PROPIEDAD INDUSTRIAL (marcar una opción)

El trabajo **NO contiene** información que amerite confidencialidad y puede ser publicado de inmediato en repositorio con acceso abierto.

El trabajo **CONTIENE** información con potenciales implicancias de propiedad industrial o intelectual y requiere un periodo de confidencialidad (**embargo**) por (**marcar una opción**):

6 meses  12 meses  2 años  3 años  5 años  10 años

**Fundamentación de la necesidad de confidencialidad (obligatorio si se solicita embargo):**

---

---

---

### 4.- FIRMAS

**Profesor(a) guía o director(a) de memoria o tesis:**

**Fecha:** 7 Nov 2025 **Firma:** Lina Mabel Castro H

**Estudiante o Candidato(a):**

**Fecha:** 07 de Noviembre 2025 **Firma:** [Firma]

*Este formulario debe ser insertado como página 2 de la memoria o tesis, completado y firmado por estudiante y profesor(a) antes de la entrega en portal PRISMA de Biblioteca USM.*



## Tabla de Contenido

|       |   |    |
|-------|---|----|
| 1     | Introducción.....   | 5  |
| 2     | Objetivos .....   | 6  |
| 3     | Zona de estudio .....                                     | 6  |
| 4     | Base de datos.....  | 8  |
| 4.1   | Estaciones meteorológicas utilizadas.....                 | 8  |
| 4.2   | Información de glaciares.....                             | 8  |
| 4.3   | Datos de reanálisis y satelitales.....                    | 9  |
| 4.4   | Forzantes meteorológicas utilizadas .....                 | 10 |
| 4.5   | Datos de variación climática proyectada .....             | 10 |
| 5     | Metodología.....  | 10 |
| 5.1   | Configuración espacial.....                               | 11 |
| 5.2   | Preparación de las forzantes meteorológicas .....         | 12 |
| 5.2.1 | Precipitación y cambio de resolución .....                | 12 |
| 5.2.2 | Temperatura, cambio de resolución y corrección.....       | 12 |
| 5.2.3 | Velocidad del Viento .....                                | 13 |
| 5.2.4 | Presión Atmosférica .....                                 | 14 |
| 5.3   | Implementación del modelo hidrológico USM-Stowhas.....    | 14 |
| 5.3.1 | Modelo de balance de energía de Utah (UEB).....           | 14 |
| 5.3.2 | Modelo de grado-índice mejorado (ETI).....                | 15 |
| 5.3.3 | Modelo de escorrentía de Migueles (EM) .....              | 16 |
| 5.4   | Calibración y validación .....                            | 17 |
| 5.4.1 | Calibración del modelo nival.....                         | 17 |
| 5.4.2 | Calibración del modelo glaciar.....                       | 19 |
| 5.4.3 | Calibración modelo de Escorrentía de Migueles .....       | 19 |
| 5.5   | Variación climática .....                                 | 20 |
| 5.5.1 | Selección y procesamiento de modelos climáticos.....      | 20 |
| 5.5.2 | Adaptación de forzantes futuras .....                     | 21 |
| 5.5.3 | Aplicación del modelo bajo variación climática. ....      | 21 |
| 6     | Resultados y discusión .....                              | 21 |
| 6.1   | Configuración espacial.....                               | 21 |
| 6.2   | Corrección y preparación de los datos meteorológicos..... | 22 |
| 6.2.1 | Precipitación.....  | 22 |
| 6.2.2 | Temperatura máxima y mínima.....                          | 24 |
| 6.2.3 | Velocidad del viento.....                                 | 26 |
| 6.3   | Calibración y validación del modelo .....                 | 26 |



|       |  |    |
|-------|--|----|
| 6.3.1 | Resultados modelo UEB.....   | 26 |
| 6.3.2 | Resultados modelo ETI .....  | 29 |
| 6.3.3 | Resultados modelo EM.....  | 30 |
| 6.4   | Proyección bajo escenario de variación climática .....   | 32 |
| 6.4.1 | Cambios en forzantes.....  | 32 |
| 6.4.2 | Respuesta del modelo nival a variación climática .....   | 34 |
| 6.4.3 | Respuesta del modelo glaciar a variación climática .....   | 36 |
| 6.4.4 | Respuesta del modelo de escorrentía a variación climática.....   | 37 |
| 6.4.5 | Apreciaciones generales de la variación climática .....  | 39 |
| 7     | Conclusiones .....   | 40 |
| 8     | Agradecimientos.....   | 41 |
| 9     | Referencias .....  | 42 |
| A.    | ANEXO. Especificación Modelo Escorrentía de Mígueles (EM).....   | 44 |
| A.1.  | Balance superficial .....  | 44 |
| A.2.  | Balance de humedad del suelo .....   | 44 |
| A.3.  | Escorrentía subterránea .....  | 44 |
| A.4.  | Escorrentía superficial.....   | 45 |
| A.5   | Escorrentía total.....   | 46 |
| B.    | ANEXO. Series históricas de temperatura y precipitación CR2MET vs corregidos al DEM. 46                  |    |
| C.    | ANEXO. Serie temporal de temperatura y precipitación con las modificaciones de variación climática. .... | 47 |

# EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA HÍDRICA DE LA CUENCA JUNCAL EN JUNCAL, MEDIANTE UN MODELO HIDROLÓGICO NIVO-GLACIAR DE BASE FÍSICA BAJO UN ESCENARIO DE VARIACIÓN CLIMÁTICA.

Constanza Echeverría, Lina Castro, Miguel Lagos

Universidad Técnica Federico Santa María

## 1 Introducción

La criosfera cordillerana cumple un rol fundamental en la regulación hídrica de Chile central, donde glaciares y nieve actúan como reservas estratégicas de agua que sostienen el caudal en períodos secos y en la temporada estival. En un contexto de creciente presión climática, caracterizado por el aumento sostenido de la temperatura en los años y la reducción de la precipitación sólida, la dinámica nivoglaciaria se ha vuelto especialmente relevante para comprender la disponibilidad futura de agua en la región de Valparaíso y cercano a la franja cordillerana (Boisier et al., 2016; DGA, 2022).

La **Cordillera de los Andes** concentra la principal fuente de abastecimiento hídrico de la zona central del país, donde el retroceso glaciario ha sido ampliamente documentado en las últimas décadas (Ayala et al., 2020; Farías-Barahona et al., 2020). Estudios recientes muestran que los glaciares de los Andes Centrales presentaron un balance de masa promedio de  $-0,31$  m w.e./año entre 2000 y 2018, con un marcado quiebre hacia valores más negativos después de 2009, asociado a la megasequía (Dussailant et al., 2019). En este escenario, cuencas como la del río Juncal en Juncal resultan estratégicas, al contener glaciares de gran importancia hidrológica como Juncal Norte y Monos de Agua. De acuerdo con el Inventario Público de Glaciares (DGA, 2022), la región de Valparaíso concentra alrededor del 3% de los glaciares del país, con un área glaciaria estimada de  $162$  km<sup>2</sup> y un volumen equivalente de  $4,45$  km<sup>3</sup> de agua, dentro de esta región destacan glaciares de valle como Río Blanco A ( $20,9$  km<sup>2</sup>) y Juncal Norte A ( $7,45$  km<sup>2</sup>), junto a un gran número de glaciares menores y glaciaretas, que en conjunto representan el 85% de los cuerpos de hielo regionales. Esta diversidad tipológica hace que la cuenca Juncal sea representativa para el sector glaciario de los Andes centrales, combinando glaciares de gran extensión con otros de menor tamaño y alta vulnerabilidad al cambio climático.

A pesar de la relevancia de esta cuenca, aún son escasos los estudios que integran de manera explícita la dinámica nivoglaciaria con escenarios futuros de variación climática en esta zona. En este contexto, el desarrollo de modelos en base física permite una aproximación más realista a los procesos de acumulación y derretimiento. El modelo utilizado, **USM-Stowhas** (Sanllehi, 2023; Stowhas, 1975) constituye una herramienta que busca representar de forma integrada la respuesta hídrica de cuencas nivoglaciares andinas, combinando el balance de energía y de masa de nieve y hielo con forzantes meteorológicas de alta resolución y escorrentía mediante modelación por estanques subterráneos.

En este marco, la presente memoria se orienta a evaluar la respuesta hidrológica de la cuenca Juncal en Juncal frente a escenarios de variación climática, a través de la aplicación del modelo hidrológico USM-Stowhas. El estudio considera tanto la preparación de forzantes meteorológicas como la calibración y validación del modelo, para posteriormente evaluar su desempeño bajo condiciones climáticas futuras. De esta manera, se busca aportar a la comprensión de los impactos del cambio climático en cuencas nivoglaciares de Chile central y generar información útil para la gestión de los recursos hídricos y para el avance de la investigación en el ámbito de los reservorios de agua sólida.

## 2 Objetivos

El objetivo general de esta investigación es evaluar la respuesta hidrológica de la cuenca Juncal en Juncal frente a un escenario de variación climática, mediante la aplicación del modelo hidrológico USM-Stowhas de base física.

OE1: Analizar y corregir los datos meteorológicos históricos forzantes para su integración en el modelo hidrológico.

OE2: Validar el modelo USM Stowhas nivo-glaciar mediante calibración y verificación, para una cuenca nivoglaciar de la zona centro del país.

OE3: Proyectar a futuro la respuesta hídrica de la cuenca nivo-glaciar frente al escenario de variación climática SSP5-8.5.

Al validar y aplicar el modelo USM de Stowhas (Sanllehi, 2023), se continúan y expanden trabajos previos, dando un enfoque renovado a los retos actuales del cambio climático. Esto no solo fortalecerá la comprensión del derretimiento glaciar en la zona céntrica de Chile, sino que también proporcionará información importante para futuros estudios de la gestión de los recursos hídricos.

## 3 Zona de estudio

La zona de estudio corresponde al centro de Chile, específicamente a la cuenca “**Río Juncal en Juncal**” (código DGA 5401003), una de las principales subcuencas del río Aconcagua. Se encuentra al sur de la región de Valparaíso y presenta un marcado gradiente altitudinal, su punto más bajo se encuentra a 2107 msnm, mientras que su máxima altura alcanza los 5911 msnm en plena alta cordillera. La cuenca se considera de gran interés, ya que contribuye significativamente al caudal del río Aconcagua, el cual abastece a buena parte de la macrozona centro del país. Esta región se caracteriza por su alta fertilidad, permitiendo la producción intensiva de frutas, hortalizas y flores, destinadas mayoritariamente a la exportación. En este contexto, la cuenca tiene un rol estratégico en el sector agropecuario, con un alto impacto económico. El río Aconcagua presenta una demanda estimada de 389.3 m<sup>3</sup>/s para riego y de 38.2 m<sup>3</sup>/s para abastecimiento de agua potable en toda la macrozona (*Atlas Del Agua*, 2016) lo cual recalca la importancia de estudiar su caudal actual y proyectado a futuro.

Juncal en Juncal cuenta con un área de 331.5 km<sup>2</sup>, de los cuales 24.8 km<sup>2</sup> son correspondiente a glaciares dándole el comportamiento glaciar a la cuenca. En la **Figura 3.1** se observa la ubicación de la cuenca de estudio y su relación respecto al resto de Chile, así mismo se aprecia su cauce principal, elevaciones y las estaciones meteorológicas disponibles para el estudio. A su vez, la cuenca limita con la frontera de Argentina, y su geografía permite la existencia del “Paso Los Libertadores”, uno de los principales corredores internacionales que conecta la zona central de Chile con el país vecino. Este paso se ve directamente afectado por las condiciones climáticas de la cuenca, durante el invierno, la acumulación de nieve suele dificultar el tránsito, mientras que, en verano la conectividad se reanuda con el derretimiento de la nieve. Este comportamiento es típico en cuencas con un régimen nivo-glaciar, donde gran parte de las precipitaciones invernales se acumulan en forma de nieve y hielo, las cuales aportan al caudal en los meses secos en forma líquida al momento de derretirse. Dicho esto, en el panel A de la **Figura 3.2** se observa cómo la precipitación es marcadamente estacional, concentrándose entre los meses de mayo y octubre (invierno y primavera), mientras que en verano (diciembre a marzo) es prácticamente nula. No obstante, al analizar el hidrograma en el panel B de la **Figura 3.2**, se advierte que los caudales máximos se registran precisamente en los meses de verano, lo que evidencia la influencia del derretimiento nival y glaciar como principal fuente de escurrimiento. Este proceso se ve intensificado por las altas temperaturas estivales (panel A de la **Figura 3.2**), que favorecen la fusión de nieve y glaciares, incrementando significativamente el caudal durante esa época.

La elección de esta cuenca se fundamenta en su régimen hidrológico dominante de tipo nivo-glaciar y en la disponibilidad de datos hidrometeorológicos históricos en estaciones meteorológicas como Juncal en Juncal, Los Libertadores y Portillo, en esta última destacan las series observadas de equivalente de

aguanieve (SWE). Asimismo, la presencia de glaciares caracterizados y monitoreados por estudios previos (Dussailant et al., 2019) y el registro de caudales observados en la zona permiten la aplicación de procesos de calibración y validación en modelos hidrológicos, en particular, aquellos asociados al derretimiento de nieve y hielo.

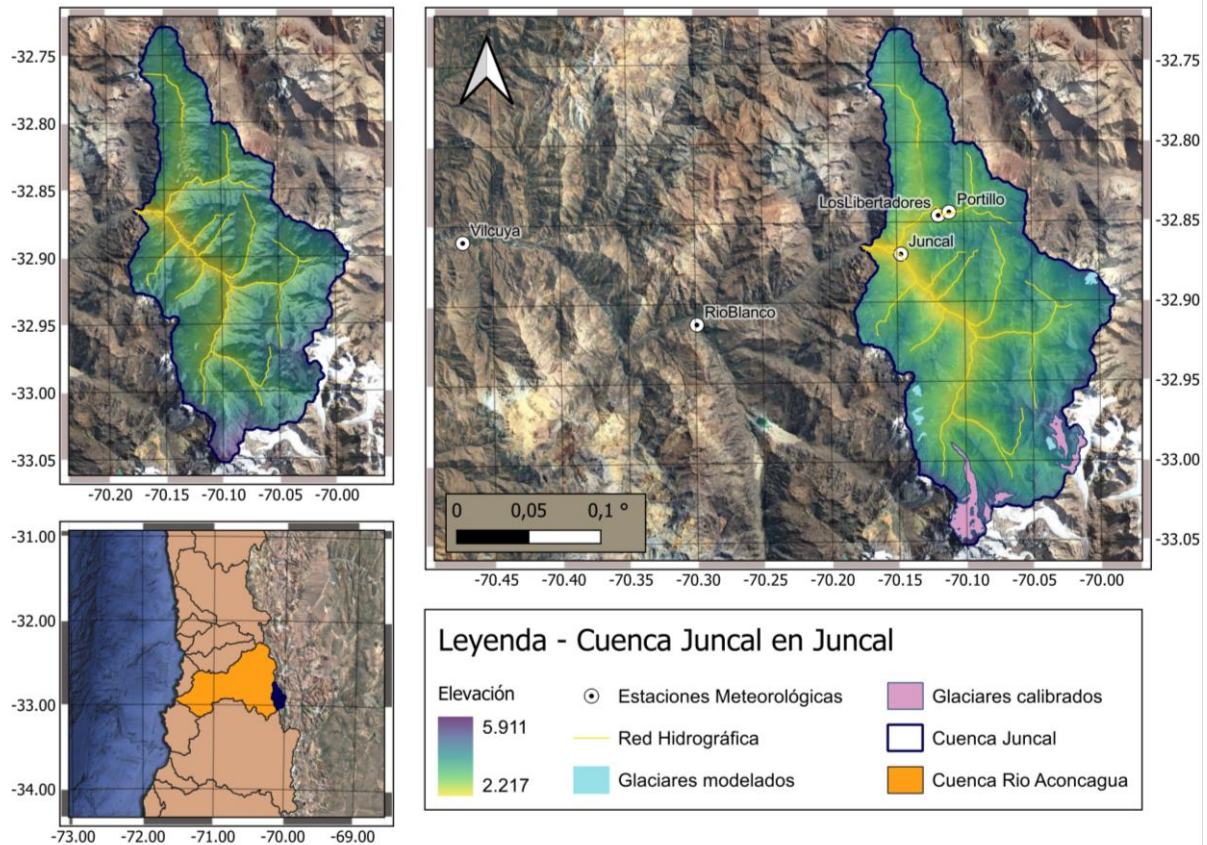


Figura 3.1. Cuenca Juncal en Juncal georreferenciada, elevación, glaciares, cauce y estaciones.

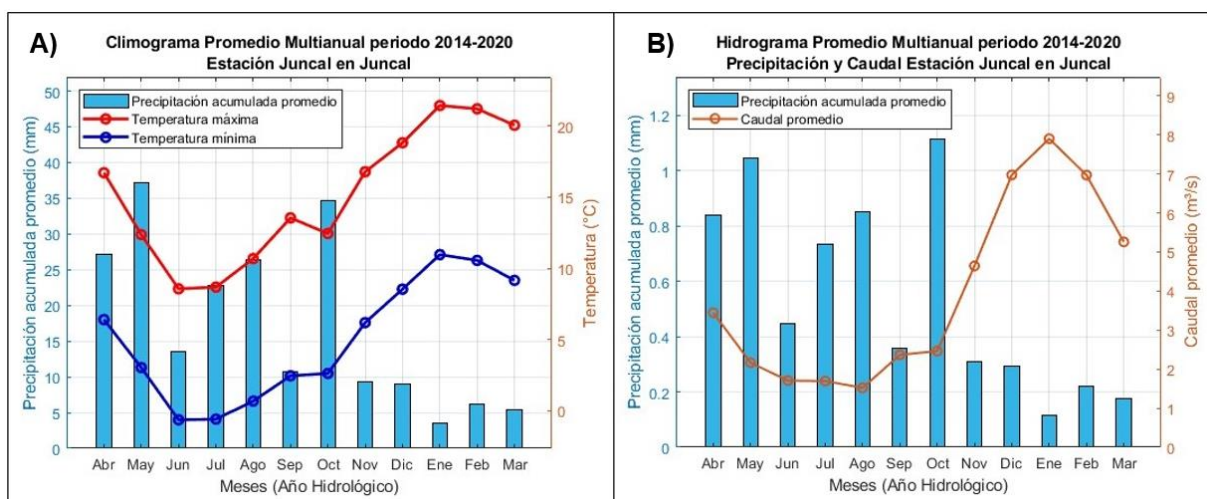


Figura 3.2. Caracterización de la cuenca. (A) Climograma promedio multianual para el período 2014–2020 en la estación Juncal. (B) Hidrograma promedio multianual de precipitación y caudal para el período 2014–2020 en la estación Juncal.

## 4 Base de datos

Para caracterizar la cuenca de estudio y alimentar los distintos modelos hidrológicos utilizados en este trabajo, se recopiló diversas fuentes de información meteorológica, glaciológica e hidrológica. Estas incluyen datos observados en estaciones, información satelital, productos de reanálisis y estimaciones distribuidas. La información recopilada permite construir una base sólida para la representación de los principales procesos de acumulación y derretimiento de nieve y hielo, escorrentía y balance hídrico, así como la calibración y validación de modelo.

### 4.1 Estaciones meteorológicas utilizadas

Para complementar la información meteorológica distribuida, se utilizaron estaciones meteorológicas observadas con el fin de comparar los datos provenientes de CR2MET y así realizar una corrección de estos. Además, para el caso particular de Portillo y Río Juncal en Juncal sirvieron como punto de referencia para la calibración de los modelos hidrológicos. La **Tabla 4.1** presenta las principales estaciones utilizadas, junto con su ubicación, altitud, código oficial, institución responsable (Dirección General de Aguas (DGA) y Dirección Meteorológica de Chile (DMC)) y el período de disponibilidad de datos para las distintas variables consideradas en este estudio. La ubicación espacial de estas estaciones puede observarse en la **Figura 3.1**, correspondiente a la caracterización general de la cuenca.

**Tabla 4.1. Inventario de estaciones meteorológicas dentro y fuera de la cuenca.**

| Estación             | Altitud [msnm] | Latitud | Longitud | Código Institución | Años de Medición |             |           |           |
|----------------------|----------------|---------|----------|--------------------|------------------|-------------|-----------|-----------|
|                      |                |         |          |                    | Precipitación    | Temperatura | Caudal    | SWE       |
| Los Libertadores     | 2955           | -32.84  | -70.11   | 320051 DMC         | 2012-2020        | 2012-2020   | -         | -         |
| Portillo             | 3000           | -32.84  | -70.11   | 320073 DGA         | -                | 2005-2020   | -         | 2015-2020 |
| Vilcuya              | 1100           | -32.86  | -70.47   | 320075 DGA         | 1990-2020        | 1990-2017   | -         | -         |
| Río Juncal en Juncal | 1800           | -32.87  | -70.14   | 320076 DGA         | 2014-2024        | 2014-2020   | 1990-2020 | -         |
| Río Blanco           | 1420           | -32.91  | -70.29   | 320077 DGA         | 2014-2020        | 2014-2020   | 1990-2020 | -         |

Las estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio se ubican principalmente en la parte baja de la cuenca o incluso fuera de sus límites (como se puede observar en la **Figura 3.1**), las estaciones externas se emplearon para analizar el comportamiento de la temperatura a diferentes altitudes y aplicar correcciones en función de la elevación, en cambio, las estaciones dentro de la cuenca se usaron como comparación directa con los datos grillados. No obstante, cabe señalar que estas estaciones no representan las zonas más altas de la cuenca, que alcanzan elevaciones entre 4000 y 5787 msnm., donde el comportamiento meteorológico puede diferir significativamente al ser alta montaña.

### 4.2 Información de glaciares

Se trabajó con un total de ocho glaciares, determinados a partir del Inventario Nacional de Glaciares de la Dirección General de Aguas (DGA) (MOP; DGA, 2025), complementado con imágenes satelitales actualizadas (GEE), las cuales permitieron evaluar el estado actual de cada glaciar. Para este estudio se tuvieron en cuenta únicamente glaciares descubiertos, excluyendo aquellos clasificados como cubiertos o rocosos. Para el caso particular del glaciar número 6, se realizó una recopilación de una serie de glaciaretos en el lado poniente de la cuenca, dado que su área total es de 0.93 km<sup>2</sup> y por esto se consideró relevante dentro del estudio y la modelación glaciar. En lo que respecta al resto de glaciares pequeños, o glaciaretos, se consideraron irrelevantes aquellos con un área menor a 0.2 km<sup>2</sup> (glaciares más pequeños que media celda de simulación), dejándolos fuera de la modelación y así evitando la incertidumbre al momento de su aplicación al modelo.

De los ocho glaciares identificados, los primeros cinco corresponden a los utilizados en el estudio de Dussailant et al., (2019) por lo que se emplearon como referencia para la calibración del modelo glaciar, utilizando sus balances de masa como datos observados. Una vez calibrado el modelo con estos cinco

glaciares, se procedió a modelar los tres restantes con esta misma calibración, de modo de incluirlos en la simulación de escorrentía. En la **Tabla 4.2** se puede observar por completo el inventario glaciar de la cuenca.

**Tabla 4.2. Inventario de Glaciares.**

| ID | Nombre         | Clasificación      | Área [km <sup>2</sup> ] | Orientación | Propósito   | Nº de píxeles |
|----|----------------|--------------------|-------------------------|-------------|-------------|---------------|
| 1  | Juncal Norte A | Glaciar de Valle   | 7.45                    | SE          | Calibración | 29            |
| 2  | Juncal Norte B | Glaciar de Montaña | 0.57                    | E           | Calibración | 3             |
| 3  | S/N            | Glaciar de Montaña | 0.7                     | NE          | Calibración | 5             |
| 4  | Monos de Agua  | Glaciar de Montaña | 1.91                    | S           | Calibración | 9             |
| 5  | S/N            | Glaciar de Montaña | 1.56                    | SW          | Calibración | 10            |
| 6  | S/N            | Glaciaretas        | 0.93                    | SE          | Modelación  | 8             |
| 7  | S/N            | Glaciar de Montaña | 0.26                    | S           | Modelación  | 7             |
| 8  | S/N            | Glaciar de Montaña | 0.38                    | SW          | Modelación  | 3             |

### 4.3 Datos de reanálisis y satelitales

Para la caracterización espacial de la cuenca se utilizó un **Modelo Digital de Elevación (DEM)** con resolución aproximada de **23 × 23 m**, obtenido desde Google Earth Engine, el cual fue posteriormente procesado en QGIS para delimitar la cuenca de estudio y obtener sus características esenciales.

Para los datos meteorológicos distribuidos, se extrajeron antecedentes de temperatura y precipitación desde los datos grillados satelitales del Centro de Resiliencia y Medio Ambiente (**CR2MET**) versión 2.5. Estos productos corresponden a registros grillados de precipitación y temperatura máxima y mínima diaria, con una resolución espacial de 0.05° (~5 km), que cubren todo el territorio de Chile continental para el período 1990–2020 (Boisier, 2023), estas grillas pueden observarse en la **Figura 3.1** como las cuadrículas que cubren el área de la cuenca, lo que permite dimensionar el alcance espacial de este producto en la cuenca de estudio. Cabe mencionar, que la versión 2.5 utilizada en este estudio presenta una mejora respecto a su antecesor (v2.0), la cual presentaba una subestimación considerable de la precipitación en zonas cordilleranas (Rojas, 2024), como es el caso de la cuenca Juncal en Juncal. Esta nueva versión corrige esta diferencia, proporcionando una representación más realista de los patrones meteorológicos en zonas de alta montaña.

Desde el **Explorador Eólico** se extrajeron los valores de velocidad del viento, esta es una plataforma desarrollada por el Ministerio de Energía de Chile, que proporciona estimaciones de viento promedio a distintas alturas en grillas de 1 km x 1km, basadas en modelos numéricos calibrados con estaciones meteorológicas (MinEnergía; UCh, 2018.). Para la extracción se consideran bandas de elevación, para esto, se identificaron puntos representativos en el territorio y se recopilieron datos correspondientes a seis bandas altitudinales distintas, con el fin de simplificar y representar la distribución vertical del viento. Estos datos abarcan el período comprendido entre 1990 y 2017.

Por otro lado, se utilizan datos ya procesados desde **MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)**, un sensor satelital que proporciona datos de alta calidad para el monitoreo terrestre y climático. Este sistema entrega información en múltiples productos que son útiles para estudios ambientales e hidrológicos, se utilizaron en particular datos procesados por Sanllehi et al, (2023) de **Cobertura de nieve (SCA, Snow Cover Area)**, este producto ofrece mapas de la extensión de la nieve, con una resolución espacial de 500 m, utilizados para complementar el análisis del balance hídrico y su calibración, evaluando la extensión y dinámica de la nieve en relación con los datos grillados y el modelo hidrológico.

#### 4.4 Forzantes meteorológicas utilizadas

Las variables meteorológicas preparadas para este estudio incluyen temperatura, precipitación, velocidad del viento y presión atmosférica, las cuales se utilizaron como entradas en los distintos modelos hidrológicos por presentar en la sección de Metodología. Su resolución espacial y temporal, así como su fuente de origen, y modificación para la utilización en el modelo se detallan en la **Tabla 4.3**.

**Tabla 4.3. Forzantes de entrada en su formato crudo y trabajado para modelación.**

| Forzante             | Fuente                 | Resolución Fuente     |          | Resolución para Modelo   |          | Años de medición |
|----------------------|------------------------|-----------------------|----------|--------------------------|----------|------------------|
|                      |                        | Espacial              | Temporal | Espacial                 | Temporal |                  |
| Temperatura          | CR2MET                 | Grillas               | Diaria   | Grillas                  | Horaria  | 2000 - 2020      |
| Precipitación        | CR2MET                 | 5 x 5 [km]            |          | 500 x 500 [m]            |          |                  |
| Velocidad del Viento | Explorador eólico      | Grillas<br>1 x 1 [km] | Horaria  | Por bandas               | Horaria  | 1990 - 2017      |
| Presión              | Extrapolación Estación | Puntual               | Diaria   | Grillas<br>500 x 500 [m] | Horaria  | 2000 - 2020      |

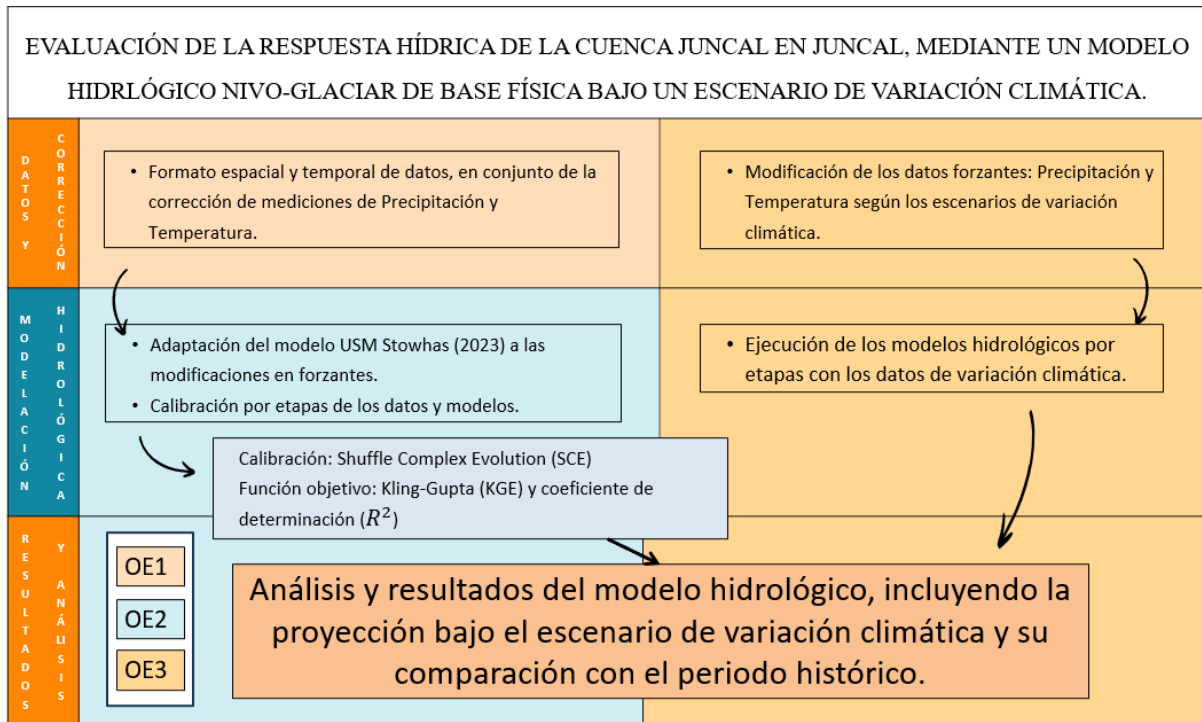
Para complementar los años faltantes de la velocidad del viento (2018-2020), se generaron datos sintéticos a partir de una distribución normal, utilizando la media y la desviación estándar de los años disponibles. Para esta interpolación, se agruparon las velocidades del viento reales según cuatro criterios: estación del año (verano, otoño, invierno y primavera), condición húmeda o seca del día (Precipitación  $\geq 1$  mm), horario día (08:00 - 20:00 h) y horario noche, y banda altitudinal (seis rangos de elevación según los modelos hidrológicos a utilizar). Mientras que, la presión atmosférica fue calculada a partir de temperatura y un gradiente térmico constante, usando datos de referencia de la estación Quinta Normal, mayores detalles en cuanto a su adaptación se encuentran en la metodología.

#### 4.5 Datos de variación climática proyectada

Para estimar la variación climática futura se requiere contar con series mensuales de temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación acumulada, para esto se utilizan coeficientes de variación mensual de los parámetros mencionados. Estos datos se obtienen desde la plataforma de base de datos **ARCLIM** (Garreaud et al., 2021), el cual entrega proyecciones climáticas regionalizadas y corregidas para Chile. Estos datos se extrajeron a nivel mensual, para las dos subsubcuencas que se encuentran dentro del área de estudio, los cuales son posteriormente promediados y añadidos de manera sistemática para la modificación de los parámetros históricos.

### 5 Metodología

La metodología propuesta se estructura en tres etapas principales con el propósito de cumplir los objetivos de la investigación. En primer lugar, se tiene la recopilación, corrección y preparación de datos de entrada, a esto lo sigue la configuración, calibración y validación del modelo hidrológico USM-Stowhas adaptado a las condiciones de la cuenca, y finalmente, se integra la proyección de la respuesta hidrológica a futuro bajo un escenario de variación climática. Cada etapa se desarrolló de forma secuencial y se apoyó en procedimientos específicos de procesamiento de datos, ajuste de parámetros y evaluación del desempeño del modelo. La **Figura 5.1** presenta un resumen del flujo de trabajo seguido en este estudio, destacando las principales tareas y su relación con los objetivos específicos de la investigación.



**Figura 5.1. Esquema metodológico.**

## 5.1 Configuración espacial

Primero, para obtener los datos necesarios de la cuenca de estudio, se realizó la delimitación de la cuenca hidrográfica utilizando redes de drenaje derivadas del modelo de elevación. Una vez definida la cuenca, se utilizó el Modelo de Elevación Digital (DEM) definido en la sección 4.3 para construir la base espacial del modelo. Dado que el uso de la resolución original del DEM implica una carga computacional muy alta, se generó a partir de esta, una nueva grilla regular de  $500 \times 500$  metros, lo que permite un equilibrio entre el nivel de detalle y la eficiencia computacional. Se extraen datos de coordenadas, elevación, pendiente y orientación a la nueva grilla generada.

De manera aparte al procesamiento de la cuenca, se realizó una segmentación de seis bandas de elevación, cada banda contiene una porción equivalente de área de la cuenca (en este caso, al utilizar pixeles, se trabajó con la población de estos y no con área de la cuenca). Estas bandas de elevación serán utilizadas para la subsección de escorrentía en el modelo hidrológico y se presentan en la **Tabla 5.1**.

**Tabla 5.1. Bandas de elevación para modelo de escorrentía (EM).**

| Banda   | Límite Inferior [m] | Límite superior[m] | Fracción Área Banda |
|---------|---------------------|--------------------|---------------------|
| Banda 1 | 2107                | 2995               | 16.5%               |
| Banda 2 | 2995                | 3350               | 16.7%               |
| Banda 3 | 3350                | 3602               | 16.7%               |
| Banda 4 | 3602                | 3835               | 16.7%               |
| Banda 5 | 3835                | 4140               | 16.6%               |
| Banda 6 | 4140                | 5787               | 16.7%               |

## 5.2 Preparación de las forzantes meteorológicas

Dada la resolución del modelo (como fue mencionado anteriormente), es necesario que las forzantes meteorológicas también se dispongan para cada píxel de la cuenca. Para lograrlo, se realizó una interpolación espacial de cada variable meteorológica hacia los puntos del DEM (en adelante “DEM<sub>cuenca</sub>”), de manera de obtener una distribución espacial consistente con la malla de simulación. Adicionalmente, cuando es necesario, se aplicaron correcciones a los datos grillados con el fin de mejorar su representatividad. El detalle del procedimiento empleado para cada variable se presenta en los siguientes apartados.

### 5.2.1 Precipitación y cambio de resolución

Se realizó una comparación entre los datos acumulados diarios de precipitación de CR2MET y las estaciones meteorológicas (Sección 4.2) utilizando el píxel de CR2MET que contiene a cada estación. A partir de esta evaluación se definió trabajar con los datos originales de CR2MET, sin aplicar factores de corrección multiplicativos. Esta decisión se fundamenta en la ausencia de estaciones ubicadas a gran altitud dentro de la cuenca, lo que limita la representatividad de las posibles correcciones derivadas únicamente de estaciones de baja altura.

El cambio de resolución espacial se llevó a cabo desde los centros de cada cuadrilla de CR2MET hacia la grilla del DEM<sub>cuenca</sub>. Se realizó una interpolación día a día mediante vecino natural (extrapolación por vecino más cercano). Para esto sea  $P_{d,k}^{CR2}$  la precipitación diaria en el día  $d$  en el centro de CR2MET, conocido como  $k$ , con coordenadas  $(x_k, y_k)$ . Para cada día  $d$  se construyó un interpolador espacial por vecino natural  $F_d$  (Ecuación 5.1, (*NatNeigh*=*Natural Neighbor*), implementado en *MATLAB* con la función “*scatteredInterpolant*”). De esta forma la precipitación en los puntos del DEM con coordenadas  $(x_j^{DEM}, y_j^{DEM})$ , donde  $j$  representa al número de pixeles del DEM<sub>cuenca</sub>, queda definido por  $P_{d,j}^{DEM}$  (Ecuación 5.2). Este método genera una distribución espacial suave y continua de la precipitación, preservando los rangos observados y evitando la generación de valores extremos, el cual se repite para cada día de la simulación.

$$F_d = \text{NatNeigh}\{(x_k, y_k), P_{d,k}^{CR2}\} \quad (\text{E } 5.1)$$

$$P_{d,j}^{DEM} = F_d(x_j^{DEM}, y_j^{DEM}) \quad (\text{E } 5.2)$$

### 5.2.2 Temperatura, cambio de resolución y corrección

Para la temperatura máxima y mínima diaria se aplicó un ajuste altitudinal derivado de la comparación entre observaciones en estaciones meteorológicas y valores de CR2MET en el píxel  $k$  que contiene a cada estación. La diferencia promedio mensual de temperatura entre los datos medidos en la estación  $i$  y el píxel ( $k$ ) de CR2MET en el que se encuentra, representado por la sigla FC, se calcula como:

$$FC_i = \hat{T}_{est_i} - \hat{T}_{k(i)}^{CR2} \quad (\text{E } 5.3)$$

donde  $k(i)$  indica el píxel de CR2MET que contiene a la estación  $i$  y  $\hat{T}$  representa al promedio mensual (°C). A partir de este valor, se obtiene el gradiente térmico representado por  $\gamma$  para todas las estaciones ( $i$ ) que poseen mediciones de temperatura comparables con la del píxel de CR2MET:

$$\gamma_i = \frac{FC_i}{Z_{est_i} - Z_{k(i)}^{CR2}} \quad (\text{E } 5.4)$$

donde  $Z_{est_i}$  es la altitud de la estación meteorológica ( $i$ ) en [m] y  $Z_{k(j)}^{CR2}$  es la altitud promedio del píxel  $k$  de CR2MET en [m].

Estos gradientes calculados para cada píxel con una estación se interpolan a cada píxel  $k$  de CR2MET mediante el método del inverso de la distancia ( $d_{ik}$ ). Los pesos se calculan como el inverso de la distancia lineal normalizada para estos vecinos, garantizando mayor representatividad espacial y evitando extrapolaciones poco representativas.

$$\gamma_k^{CR2} = \frac{\sum_{i=1}^n \gamma_i * \frac{1}{d_{ik}}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_{ik}}} \quad (\text{E 5.5})$$

donde  $n$  es el total de estaciones que se utiliza para derivar los gradientes. Finalmente, para cada píxel del DEM<sub>cuenca</sub>  $j$ , se corrige la temperatura cruda de CR2MET usando:

$$T_{C,j}^{DEM} = T_{CR2,k(j)}^{Raw} + \gamma_{k(j)}^{CR2} * (Z_j^{DEM} - Z_{k(j)}^{CR2}) \quad (\text{E 5.6})$$

donde,  $T_{C,j}^{DEM}$  es la temperatura corregida en el píxel  $j$  del DEM<sub>cuenca</sub> en [°C];  $T_{CR2,k(j)}^{Raw}$  representa la temperatura cruda de CR2MET en el píxel  $k$  en [°C];  $Z_j^{DEM}$  es la altitud del píxel  $j$  en el DEM<sub>cuenca</sub> en [m];  $Z_{k(j)}^{CR2}$  es la altitud representativa del píxel  $k$  de CR2MET en [m] y  $k(j)$  indica el píxel CR2MET al que pertenece el píxel  $j$  del DEM.

### 5.2.3 Velocidad del Viento

Para complementar los datos de la velocidad del viento se generaron sintéticamente los años 2018–2020. En primer lugar, se realizó una asignación espacial por bandas altitudinales, aquí cada píxel del DEM<sub>cuenca</sub> se asocia a una de las seis bandas de elevación mencionadas en la **Tabla 5.1**. El viento de cada píxel corresponde al de la banda en la que se encuentra.

Posteriormente, se realizó una clasificación temporal, que considera tres criterios:

- Estación del año: verano, otoño, invierno, primavera (según solsticios/equinoccios).
- Bloque horario: día 08:00–20:00; noche 20:00–08:00.
- Condición húmeda/seca: día húmedo si  $P \geq 1$  mm/día, definido por banda como el promedio diario de precipitación sobre todos los píxeles del DEM en esa banda.

Para cada combinación de banda  $b$ , estación  $s$ , bloque horario  $h$  y condición  $c$ , se calcula la media  $\mu_{b,s,h,c}$  y la desviación estándar  $\sigma_{b,s,h,c}$  del viento horario, usando los registros del periodo 1990-2017. Los días faltantes en la serie observada se completan mediante interpolación lineal, imponiendo además un umbral físico mínimo  $v_{min} = 0.3$  [m/s] (donde los valores menores se llevan a  $v_{min}$ ). Finalmente, para cada hora  $t$  y píxel del DEM  $j$  (con banda  $b(j)$ ), se identifican los valores de  $s$ ,  $h$ ,  $c$  y se genera:

$$v_{t,j} \sim \mathcal{N}(\mu_{b(j),s,h,c}, \sigma_{b(j),s,h,c}^2) \quad (\text{E 5.7})$$

donde  $\mathcal{N}$  representa la distribución normal (Gaussiana). En caso de que falte  $\mu$  o  $\sigma$  en alguna celda, se utilizan promedios globales calculados para 1990-2017. Además, se impuso un límite inferior definido por el máximo entre  $v_{t,j}$  y  $v_{min}$ , y así asegurar que el viento no fuera menor al medido y evitar impactos negativos en el modelo hidrológico.

## 5.2.4 Presión Atmosférica

Por su parte, la presión atmosférica se estimó de forma distribuida a nivel horario para cada punto de simulación, considerando un gradiente térmico mensual fijo, para esto se utiliza el mismo gradiente calculado para la corrección de la temperatura. La presión es extrapolada al área de estudio mediante la Ecuación 5.8 (Stowhas, 2016). Cabe señalar que se utilizó la estación de quinta normal, para la cual se tienen valores de temperatura y presión, estas mediciones, en conjunto con la temperatura de  $DEM_{cuenca}$  permiten calcular la presión de forma diaria según sea necesaria en el modelo.

$$P = P_{ref} \left( \frac{T}{T_{ref}} \right)^{\frac{g}{R\gamma}} \quad (\text{E 5.8})$$

donde,  $P$  es la presión atmosférica en [HPa];  $P_{ref}$  es la presión atmosférica en estación de referencia en [HPa];  $T$  es la temperatura del aire en [°C];  $T_{ref}$  es la temperatura del aire en estación de referencia en [°C];  $g$  es la aceleración de gravedad equivalente a  $9.807 \left[ \frac{m}{s^2} \right]$ ;  $R$  es la constante específica de los gases equivalente a  $286.9 \left[ \frac{m^2}{s^2 \cdot K} \right]$  y finalmente  $\gamma$  representa el gradiente térmico  $\left[ \frac{°C}{m} \right]$ .

## 5.3 Implementación del modelo hidrológico USM-Stowhas

El modelo hidrológico **USM-Stowhas** corresponde a un esquema de simulación semidistribuido desarrollado originalmente para representar los procesos de acumulación y derretimiento nival en cuencas andinas (Stowhas, 1975). Su estructura combina un submodelo de nieve, basado en balance energético simplificado y discretización en bandas altitudinales, con un submodelo de escorrentía conceptual de tipo estanques (Miguel, 1994), encargado de transformar el derretimiento nival y la precipitación líquida en caudal.

En esta investigación se utiliza el modelo en su versión modificada por Sanllehi (2023) quien reemplazó el submodelo nival original por un esquema distribuido de balance de energía (UEB) y acopló un modelo conceptual de derretimiento glaciar (ETI). De este modo, el USM-Stowhas incorpora explícitamente los principales procesos nivoglaciaros de la cuenca bajo un marco de simulación hidrológica más realista y en base física. Los submodelos aplicados se encuentran descritos a continuación.

### 5.3.1 Modelo de balance de energía de Utah (UEB)

El modelo de balance de energía de Utah (UEB, por sus siglas en inglés, Utah Energy Balance Model) es un modelo de simulación física que representa el proceso de acumulación y derretimiento de nieve. Desarrollado inicialmente por David Tarboton (1996), desde donde con el pasar del tiempo el modelo ha sido adaptado y aplicado con éxito en diversas cuencas del oeste de los Estados Unidos (You et al., 2014) y en regiones glaciares del Himalaya (Brown et al., 2014). Es un modelo unicapa, distribuido espacialmente y de resolución temporal horaria, tiene fundamento en ecuaciones de balance energético y de masa, utilizadas para simular el comportamiento dinámico del manto nival. El modelo sigue dos variables de estado clave que definen la evolución del manto en el tiempo: el contenido energético ( $U$ ) y el equivalente en agua de nieve (SWE). El contenido energético  $U$  representa el estado térmico del manto en relación con un estado de referencia del agua en fase sólida a 0°C. La evolución de  $U$  está gobernada por un balance energético que considera la interacción de diversos flujos de energía dentro del espesor térmicamente activo del manto nival, es decir, la capa donde se producen los intercambios de calor. El balance de energía se modela a través de la Ecuación 5.9.

$$\frac{dU}{dt} = Q_{sn} + Q_{li} + Q_p + Q_g - Q_{le} + Q_h + Q_e - Q_m \quad (\text{E 5.9})$$

En esta ecuación, cada término representa diferentes formas de entrada o salida de energía:  $Q_{sn}$  es la radiación de onda corta neta [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $Q_{li}$  la radiación de onda larga entrante [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $Q_p$  el calor aportado por la precipitación [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $Q_g$  el calor del sustrato bajo el manto nival [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $Q_{le}$  la radiación de onda larga saliente [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $Q_h$  el flujo de calor sensible [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ],  $Q_e$  el flujo de calor latente [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ], y  $Q_m$  el calor eliminado por la advección del agua de deshielo [ $\text{kJ m}^{-2} \text{h}^{-1}$ ].

El contenido de agua equivalente en nieve (SWE) representa la cantidad de agua que podría liberarse al derretirse la nieve contenida en un espesor técnicamente activo (este considera el espesor del manto nival y una parte del espesor del sustrato bajo el manto nival ocasionalmente). Esta variable realiza un seguimiento de la acumulación de agua en estado sólido o líquido dentro del manto nival. La variación de *SWE* en el tiempo está dada por la Ecuación 5.10.

$$\frac{dSWE}{dt} = P_r + P_s - M_r - E \quad (\text{E 5.10})$$

En esta expresión,  $P_r$  se refiere a la tasa de precipitación líquida [m],  $P_s$  a la tasa de precipitación sólida [m],  $M_r$  a la tasa de salida de agua por derretimiento [m] y  $E$  a las pérdidas por sublimación, evaporación o condensación [m].

Al considerar balance de energía y masa, este modelo permite evaluar como el manto nival responde a diversas condiciones meteorológicas y geofísicas, considerando tanto los procesos energéticos como los hídricos que afectan a su evolución. Además, el modelo UEB incluye el albedo de la nieve, el cual se estima mediante parametrizaciones basadas en la edad de la superficie nival, lo cual se trata como una tercera variable de estado.

### 5.3.2 Modelo de grado-índice mejorado (ETI)

El modelo grado-índice mejorado es un modelo de derretimiento nivo-glaciar diseñado para glaciares dominados por el proceso de fusión y no por evaporación o sublimación, condición típica de las cuencas en los Andes céntricos (A. Ayala et al., 2017). Este modelo considera derretimiento solo cuando la temperatura del aire supera un umbral específico. A diferencia de las versiones anteriores, incorpora un mayor fundamento físico al integrar explícitamente la radiación de onda corta en el cálculo de la tasa de derretimiento glaciar, lo que permite aislar el efecto de la temperatura y separar, en el balance energético, los términos dependientes e independientes de esta. Esta formulación mejora el rendimiento frente a otros modelos tipo grado-día como realizó Pellicciotti et al. (2005). De esta forma, la tasa de derretimiento glaciar se calcula mediante la Ecuación 5.11.

$$M = \begin{cases} TF * T + (SRF)(1 - \alpha_{ICE})I & T > T_T \\ 0 & T \leq T_T \end{cases} \quad (\text{E 5.11})$$

donde  $M$  es la tasa de derretimiento glaciar, expresada en milímetros de equivalente de agua por hora [ $\text{mm w.e. h}^{-1}$ ];  $TF$  representa el factor de temperatura, en [ $\text{mm h}^{-1} \text{°C}^{-1}$ ];  $SFR$  es el factor de radiación de onda corta, en [ $\text{mm h}^{-1} \text{W}^{-1} \text{m}^2$ ];  $\alpha_{ICE}$  corresponde al albedo de hielo glaciar, adimensional;  $I$  indica la radiación de onda corta, en [ $\text{W m}^{-2}$ ];  $T$  es la temperatura del aire, medida en grados Celsius [ $^{\circ}\text{C}$ ]; y  $T_T$  es la temperatura umbral a partir de la cual se produce el derretimiento, también en grados Celsius [ $^{\circ}\text{C}$ ]. Para mayor detalle sobre la implementación de modelo consultar la investigación de Pellicciotti et al., 2005.

### 5.3.3 Modelo de escorrentía de Migueles (EM)

El modelo de escorrentía de Migueles (EM) tiene como objetivo recibir el agua generada por el modelo nival UEB (derretimiento de nieve y precipitación líquida) y el modelo glaciar ETI (derretimiento glaciar) para estimar los balances de humedad y realizar el ruteo de caudal, obteniendo así la escorrentía total en el punto de aforo, según la modificación a la unión entre modelos realizada por Sanllehi, (2023). Este modelo semi-distribuido conceptual simula los balances hídricos mediante almacenamientos tipo estanque y utiliza datos distribuidos espacialmente, lo que representa una mejora frente a versiones anteriores del modelo USM-Stowhas (Flores, 2017). En este estudio, la redistribución espacial se realizó considerando únicamente las seis bandas de elevación definidas en la Sección 5.1, las cuales se utilizaron como unidades de cálculo para integrar los volúmenes de agua y rutear el caudal hasta el punto de salida.

La **Figura 5.2** ilustra el funcionamiento del modelo, que inicia recibiendo agua de los modelos UEB y ETI para realizar un balance superficial que incluye un factor de infiltración, este factor determina la proporción de agua que se infiltra en el suelo (la cual es almacenada en este), mientras que el resto permanece en la superficie. El **balance de humedad** del suelo utiliza el agua infiltrada, considerada como recarga de un almacenamiento tipo estanque superficial. Este almacenamiento incluye pérdidas por evapotranspiración, calculadas mediante la evapotranspiración potencial diaria, y luego, el excedente de agua no almacenada fluye subterráneamente hacia la siguiente banda. La **escorrentía subterránea** se modela como un flujo descendente a través de embalses lineales ubicados en el subsuelo de cada banda, los cuales consideran una recarga constante durante un intervalo de tiempo. Este flujo subterráneo resulta de la suma del agua infiltrada en la banda actual (resultado del balance de humedad) y el agua entregada por el embalse de la banda superior. Por otro lado, la **escorrentía superficial** considera el agua que no infiltró durante el balance superficial, esta se rutea mediante las ecuaciones de Muskingum, integrando tanto el caudal superficial proveniente de la banda anterior en conjunto del agua no infiltrada en la banda actual. El ruteo permite estimar el caudal de salida de cada banda y, finalmente, la **escorrentía total** del sistema se obtiene como la suma de la escorrentía superficial y subterránea en el punto de aforo. Para mayor detalle del submodelo de escorrentía implementado, en conjunto de sus fórmulas consultar en Anexo A.

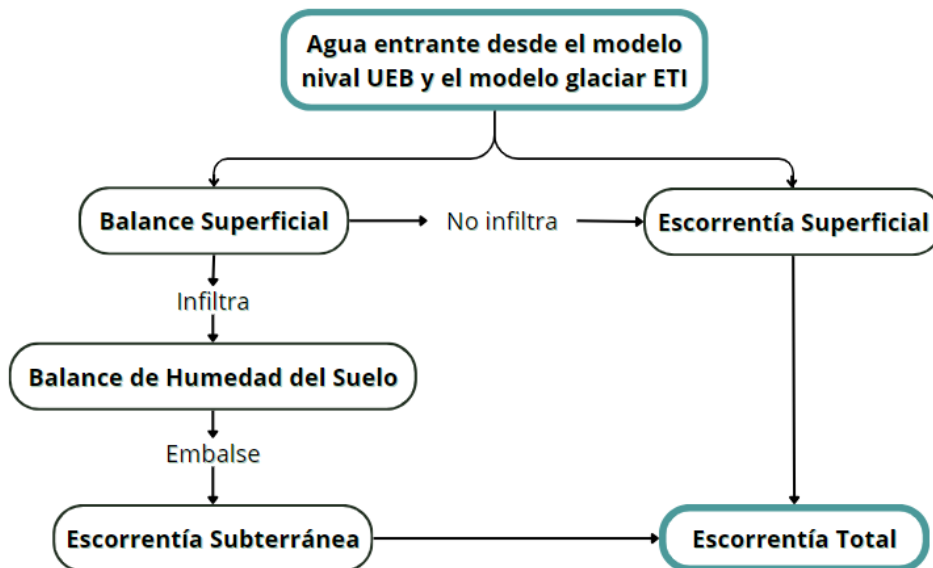


Figura 5.2. Esquema modelo de escorrentía de Migueles.

## 5.4 Calibración y validación

En todo modelo glacio-hidrológico, la calibración y validación son procesos esenciales para garantizar que las simulaciones reproduzcan de manera precisa los patrones nivo-glaciares observados (van Tiel et al., 2020). La calibración consiste en un ajuste iterativo de parámetros hasta que las salidas simuladas coincidan de forma aceptable con los datos observados, reduciendo las incertidumbres asociadas al sistema modelado. Es necesario mencionar, que, en ambientes de montaña como los Andes centrales, donde los procesos glaciológicos e hidrometeorológicos presentan alta variabilidad y no linealidad, la calibración adquiere un papel crítico para minimizar errores y aumentar la confianza en las simulaciones. Es por esto que, se realiza una calibración por etapas, la cual ya ha sido ampliamente aplicada en la zona de estudio (A. Ayala et al., 2016), esta configuración permite calibrar individualmente cada submodelo que forman parte del modelo USM-Stowhas (nival, glaciar y de escorrentía), en donde los parámetros obtenidos en una etapa se mantienen fijos en la siguiente, esto optimiza el costo computacional, reduciendo la cantidad de variables a ajustar simultáneamente.

El algoritmo de optimización seleccionado es **Shuffle Complex Evolution (SCE)** (Duan et al., 1993), reconocido por su eficiencia para optimizar múltiples parámetros de forma simultánea mediante la exploración y recombinación de conjuntos de soluciones (“complejos”) en un espacio de búsqueda. Las funciones objetivo utilizadas son la **Kling-Gupta Efficiency (KGE)** (Gupta et al., 2009) para el modelo nival y el de escorrentía, ya que en estos casos se cuenta con mediciones diarias en terreno que permiten una evaluación precisa. Mientras que para el modelo glaciar se emplea el **coeficiente de determinación ( $R^2$ )**, debido a que este posee solo un valor promedio por glaciar, lo cual no permite evaluar métricas basadas en flujo diario.

Estos métodos de calibración no solo permiten ajustar el modelo para simular con precisión la escorrentía y el derretimiento glaciar, sino que también son fundamentales para proyectar escenarios de variación climática. Una calibración y validación adecuadas garantizan que las proyecciones de derretimiento glaciar frente a cambios en temperatura y precipitación sean precisas para evaluar la vulnerabilidad de los glaciares y la disponibilidad de recursos hídricos en el futuro, especialmente en regiones como la zona central de Chile, donde estos cuerpos de hielo desempeñan un papel clave en el suministro de agua (MOP & DGA, 2025).

En cuanto a lo que aplicación corresponde, todos los submodelos consideran el primer y el último año de la simulación como periodo de calentamiento (“*spin-up*”) y no se utilizan para el cálculo de las funciones objetivo. La calibración y validación se realizó de forma cruzada, en primer lugar, se ordenó el caudal en años hidrológicos desde años húmedos hasta los más secos, luego, dentro de este nuevo orden, se utilizaron los años impares para la calibración y los años pares para la validación. Este esquema permite evaluar el desempeño del modelo en condiciones hidrometeorológicas contrastantes, evitando el sobreajuste a un único tipo de año y mejorando la capacidad de generalización de los parámetros calibrados. A continuación, se presenta la calibración de cada submodelo empleado.

### 5.4.1 Calibración del modelo nival

La calibración del modelo nival UEB se realizó utilizando, como parámetros de observación, la fracción de cobertura nival (SCA) y el equivalente en agua de nieve (SWE) de manera simultánea en la misma función objetivo, con ponderaciones del 66% y 34% respectivamente, estos valores vienen de una serie de calibraciones realizadas por Sanllehi, (2023). La serie de SCA proviene también del estudio recién mencionado, ya procesada y transformada a la resolución espacial y temporal con la malla del DEM<sub>cuenca</sub>, en consecuencia, no se realizó en este estudio un procesamiento propio de imágenes satelitales. La serie de SWE procede de mediciones horarias de la estación Portillo, agregadas al mismo paso temporal con que se evalúa el modelo para la comparación. Antes de la evaluación se verificó la consistencia temporal (fechas comunes) y se determinaron los píxeles en común dentro del DEM<sub>cuenca</sub>, de modo que la función objetivo sólo considerara pares de observación–simulación disponibles en una misma fecha y ubicación.

El conjunto de parámetros calibrables en el modelo se presenta en la **Tabla 5.2**. La función objetivo utilizada es la Kling-Gupta Efficiency (KGE), evaluada sobre las series temporales simuladas y observadas. Para el SCA el KGE se calculó a nivel espacial, considerando el área de toda la cuenca, obteniendo un valor global representativo, mientras que para el SWE se evaluó de manera puntual en el píxel de portillo específicamente. Para evitar sesgos por condiciones iniciales, se definió un periodo de calentamiento previo al inicio del cómputo de la función objetivo. La búsqueda de parámetros se realizó mediante el algoritmo SCE, respetando los rangos establecidos y deteniendo la optimización cuando no se observan mejoras significativas adicionales.

| Parámetros                           | Notación         | Límites         | Unidad   |
|--------------------------------------|------------------|-----------------|----------|
| Rugosidad aerodinámica de superficie | $z_o$            | [0.001 - 0.005] | [m]      |
| Conductancia térmica superficial     | $K_s$            | [0.01 - 0.2]    | [m/hora] |
| Albedo nieve nueva espectro visible  | $\alpha_{\nu 0}$ | [0.75 - 0.95]   | [-]      |

**Tabla 5.2. Parámetros calibrables del modelo UEB.**

El modelo requiere una serie de parámetros, además de los ya mencionados. Los que se encuentran en la **Tabla 5.4** son de tipo termo-físicos y se mantienen fijos, estos valores se extrajeron del estudio de Sanllehi et al, (2023), y la mayoría de estos provienen de previas literaturas (Stowhas, 2016, You et al., 2014). No obstante, se ajustaron algunos parámetros no incluidos en la calibración considerados como “calibrables fijos” (**Tabla 5.3**). Entre estos valores se encuentra la densidad de la nieve, en la cual se utilizó un valor operativo de  $200 \text{ kg m}^{-3}$  representativo de nieve reciente en alta montaña (You et al., 2014), también se varió el albedo del hielo y suelo despejado, los cuales son considerados para el post-proceso y la construcción de series de SCA. Ambos parámetros se encuentran dentro de rangos típicos y consistentes con el estado de exposición estival de la cuenca. Concluida la calibración, los parámetros óptimos del UEB se mantuvieron fijos para las etapas subsecuentes.

| Parámetros             | Notación       | Valor Base (previo) | Valor estudio | Unidad                              |
|------------------------|----------------|---------------------|---------------|-------------------------------------|
| Densidad de la nieve   | $\rho_s$       | 410                 | 200           | [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ] |
| Albedo del hielo       | $\alpha_{ice}$ | 0.4                 | 0.5           | [-]                                 |
| Albedo suelo despejado | $\alpha_{bg}$  | 0.16                | 0.25          | [-]                                 |

**Tabla 5.3. Parámetros calibrables fijos en el modelo UEB.**

| Parámetros  | Notación        | Valor | Unidad   |
|---|-----------------|-------|--|
| Capacidad calorífica del agua                     | $C_w$           | 4.18  | [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ] |
| Densidad del agua                                 | $\rho_w$        | 1000  | [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ]                            |
| Capacidad calórica de la nieve                    | $C_s$           | 2.09  | [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ] |
| Calor de fusión                                   | $h_f$           | 333.5 | [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ]                           |
| Capacidad calórica de suelo                       | $C_g$           | 2.09  | [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ] |
| Densidad de sustrato del suelo                    | $\rho_g$        | 1700  | [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ]                            |
| Emisividad de la nieve                            | $\varepsilon_s$ | 0.99  | [-]  |
| Albedo nieve nueva (IR)                           | $\alpha_{IRO}$  | 0.65  | [-]  |
| T limite lluvia (mayor que $\rightarrow$ líquida) | $T_r$           | 3     | [ $^\circ\text{C}$ ]   |
| T limite nieve (menor que $\rightarrow$ sólida)   | $T_s$           | -1    | [ $^\circ\text{C}$ ]   |
| Altura de medición de viento                      | $z$             | 2     | [m]  |

**Tabla 5.4. Parámetros fijos en el modelo UEB.**

### 5.4.2 Calibración del modelo glaciar

Una vez fijados los parámetros nivales, se calibró el modelo glaciar ETI, para esto se empleó la tasa de cambio de elevación glaciar medio reportado por Dussailant et al., (2019), esta corresponde a un valor promedio entre el año 2000 y 2018, distribuido en el espacio con resolución espacial de 30 [m]. A modo de compatibilizar con la resolución modelada se utiliza un valor promedio por glaciar para cada uno de los glaciares simulados. Estos datos son comparados con la salida del modelo ETI, los cuales se ajustan al mismo periodo de años, calculando un promedio de la tasa de cambio de la elevación glaciar para cada glaciar simulado.

Dado que no se dispone de una serie temporal continua a escala diaria para estas variables, la función objetivo utilizada es el coeficiente de determinación ( $R^2$ ), calculado entre la tasa de cambio de elevación modelado por glaciar y el obtenido en la literatura. Los parámetros calibrables y sus rangos se muestran en la **Tabla 5.5**. Para los tres glaciares restantes (no calibrados), se consideraron los parámetros obtenidos por el glaciar que presenta más pixeles (mejor representación espacial), en este caso, el glaciar Juncal Norte A.

| Parámetros                                 | Notación | Límites       | Unidad   |
|--|----------|---------------|--|
| Factor de temperatura                      | TF       | [0 - 0.12]    | [mm h <sup>-1</sup> °C <sup>-1</sup> ]               |
| Factor de radiación de onda corta          | SRF      | [0 - 0.01078] | [mm h <sup>-1</sup> W <sup>-1</sup> m <sup>2</sup> ] |
| Temperatura umbral donde hay derretimiento | Tt       | [-2 - 6]      | [°C]   |

**Tabla 5.5. Parámetros calibrables del modelo ETI.**

### 5.4.3 Calibración modelo de Escorrentía de Migueles

El modelo de escorrentía de Migueles (EM) integra los aportes del derretimiento nival (UEB) y glaciar (ETI), así como la lluvia líquida, redistribuidos en las unidades de cálculo definidas por 6 bandas de elevación previamente mencionadas en la Sección 5.1. La calibración se realizó frente a las series diarias de caudal observadas en el punto de aforo, (estación Juncal en Juncal) previamente controladas en calidad y armonizadas con el periodo de simulación. La función objetivo empleada es KGE, calculada sobre el hidrograma diario; adicionalmente, se monitorean componentes de KGE (correlación, sesgo y variabilidad) para asegurar que el ajuste no dependa de un único aspecto del hidrograma.

Los parámetros calibrables y sus rangos aparecen en la **Tabla 5.6**. La capacidad máxima de almacenamiento de agua en el suelo (**HSMAX**) se amplió hasta un valor máximo de 50 metros (un valor “infinito” dentro de este contexto), considerando los mejores escenarios de calibración reportados por Sanllehi, (2023), eliminando el escenario con un intervalo restringido entre 0 y 5 metros, los cuales resultaron en desempeños más limitados con valores de KGE inferiores a 0.4 (Vargas, 2022).

Durante la optimización con SCE se conservó la parametrización previamente obtenida para UEB y ETI, de modo que la búsqueda se limitó a los parámetros hidrológicos del EM. Se utilizó el periodo de calentamiento hidrológico (spin-up) previo al inicio del cálculo de la función objetivo, con el fin de estabilizar los almacenamientos de suelo y subsuperficiales.

| Parámetros   | Notación | Límites        | Unidad  |
|--|----------|----------------|---------|
| Fracción de agua que infiltra en el suelo  | FRAC     | [0.5-1]        | [-]     |
| Capacidad máxima de almacenamiento de agua del suelo   | HSMAX    | [0-50]         | [m]     |
| Coefficiente de descarga de embalse lineal subterráneo   | CK       | [0,0001 - 0,1] | [1/día] |
| Constante que representa la medida del desfase de la onda de crecida                                     | Km       | [24 - 96]      | [horas] |
| Factor adimensional de ponderación de importancia de caudales de entrada y salida del volumen de control | $xm$     | [0.1 - 0.5]    | [-]     |

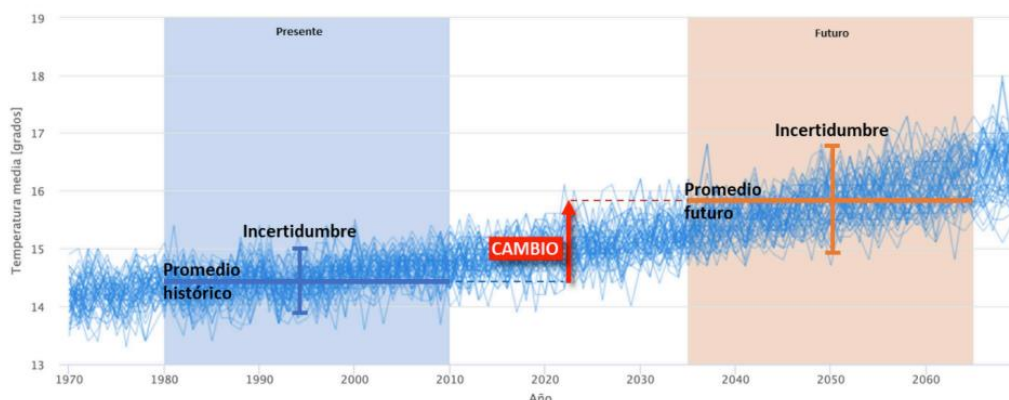
**Tabla 5.6. Parámetros calibrables del modelo EM.**

## 5.5 Variación climática

### 5.5.1 Selección y procesamiento de modelos climáticos

De acuerdo con lo descrito en el apartado 4.5, las proyecciones climáticas futuras se obtuvieron a partir de la base regionalizada de datos ARCLIM. Este proyecto utiliza mediciones de un pasado cercano (1990-2010) y realiza proyecciones a un futuro cercano (2035-2065), estas se trabajan bajo el escenario **SSP5-8.5** (*Shared Socioeconomic Pathway 5 – Radiative Forcing 8.5 W/m<sup>2</sup>*), que corresponde a un escenario de altas emisiones asociado a una fuerte dependencia de combustibles fósiles y un crecimiento económico intensivo en carbono (Garreaud et al., 2021). Si bien representa un escenario pesimista, su uso es adecuado para analizar los impactos potenciales del cambio climático en zonas altamente sensibles como la cuenca nivo-glaciar Juncal, permitiendo evaluar condiciones extremas que podrían comprometer la disponibilidad hídrica.

Los datos extraídos de esta plataforma corresponden a la diferencia obtenida entre los datos pasados y la simulación futura (**Figura 5.3**), el cálculo realizado detrás de esto se explica en el documento de Garreaud et al., (2021). Para este estudio, se consideró la diferencia en la temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación acumulada, estos índices fueron descargados de forma mensual, a manera de obtener una diferencia para cada mes del año y para cada medición, a su vez se extrajeron para las dos subcuencas que conforman el área de estudio y se realizó un promedio entre estas.



**Figura 5.3. “Simulación de la temperatura media anual (°C) para un periodo de 100 años. El cambio del indicador entre el periodo histórico (1980-2010) y futuro (2035-2065) se puede considerar como la Amenaza asociada al cambio climático.” (Garreaud et al., 2021)**

### 5.5.2 Adaptación de forzantes futuras

Para adaptar los 20 años (2000-2020) de series históricas de forzantes para el modelo, que consisten en temperatura máxima, temperatura mínima y precipitación, se utilizó la variación mensual recién descrita. Dado que el escenario de variación climática corresponde al periodo 2035-2065 se modifican los 20 años disponibles, obteniendo así una proyección futura para los años 2035-2055. Si bien el periodo de cambio descrito en el proyecto ARCLIM considera la variación entre 2010 y 2035, se simplifica considerando desde el año 2020 debido a la disponibilidad de datos.

Para la temperatura se aplicó una adición del delta obtenido sobre la serie histórica corregida según la **Formula 5.12**, mientras que para la precipitación se aplicó un factor multiplicativo proporcional al cambio porcentual proyectado según la **Formula 5.13**. Esto mantiene la variabilidad interanual observada, pero con un sesgo sistemático acorde al escenario climático SSP5-8.5.

$$T_f = T_h + \Delta T \quad (\text{E 5.12})$$

donde  $T_h$  es la temperatura histórica (observada corregida),  $\Delta T$  es la anomalía proyectada mensual y  $T_f$  es la temperatura futura ajustada.

$$P_f = P_h + \left(1 + \frac{\Delta P}{100}\right) \quad (\text{E 5.13})$$

donde  $P_h$  es la precipitación histórica (observada ajustada),  $\Delta P$  es el cambio proyectado mensual y  $P_f$  es la precipitación futura ajustada.

En lo que respecta al resto de variables de entrada en el modelo, se conservaron los valores históricos medidos ya utilizados en la calibración del modelo. De esta forma, únicamente se modificaron las forzantes climáticas descritas en este apartado, con las cuales se ejecutan nuevamente los submodelos. Esto permite realizar una comparación directa entre los 20 años medidos (periodo histórico) y los 20 años proyectados (periodo futuro) bajo el escenario de variación climática descrito.

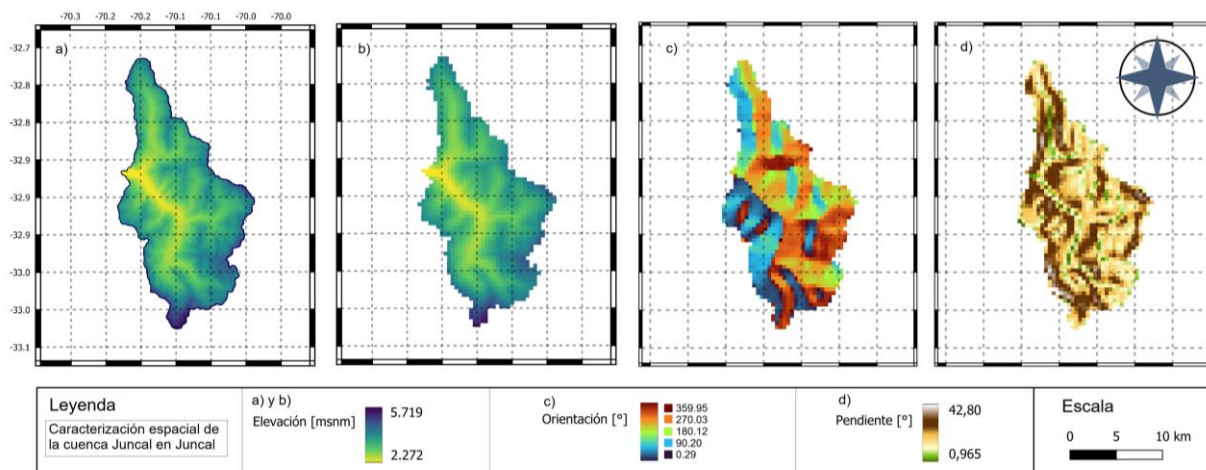
### 5.5.3 Aplicación del modelo bajo variación climática.

Una vez obtenidos los parámetros calibrados y las forzantes ajustadas al escenario SSP5-8.5, se ejecutaron nuevamente los submodelos de nieve, glaciar y esorrentía. El análisis se enfocó en cuatro variables hidrológicas de interés: equivalente de agua nieve (SWE), cobertura nival (SCA), balance de masa glaciar y caudal en el punto de aforo de la cuenca. Estos indicadores permiten comparar directamente el periodo histórico (2000–2020) con el escenario futuro (2035–2055), cuantificando los impactos potenciales de la variación climática sobre la dinámica nivoglacial y la disponibilidad hídrica.

## 6 Resultados y discusión

### 6.1 Configuración espacial

Para el uso del modelo, se delimitó la cuenca según el apartado 5.1, obteniendo una grilla de 1324 píxeles, cada píxel se trató como una unidad independiente de simulación, utilizando su centroide como punto de referencia. A cada uno se le asignaron variables topográficas clave como elevación, pendiente, orientación y coordenadas geográficas (**Figura 6.1**), que son utilizadas por los módulos del modelo USM-Stowhas para calcular los procesos hidrometeorológicos.



**Figura 6.1. Caracterización espacial de la cuenca Juncal en Juncal. (a) Elevación en metros sobre el nivel del mar (msnm). (b) Grilla espacial utilizada para los análisis. (c) Orientación de las laderas en grados. (d) Pendiente expresada en grados.**

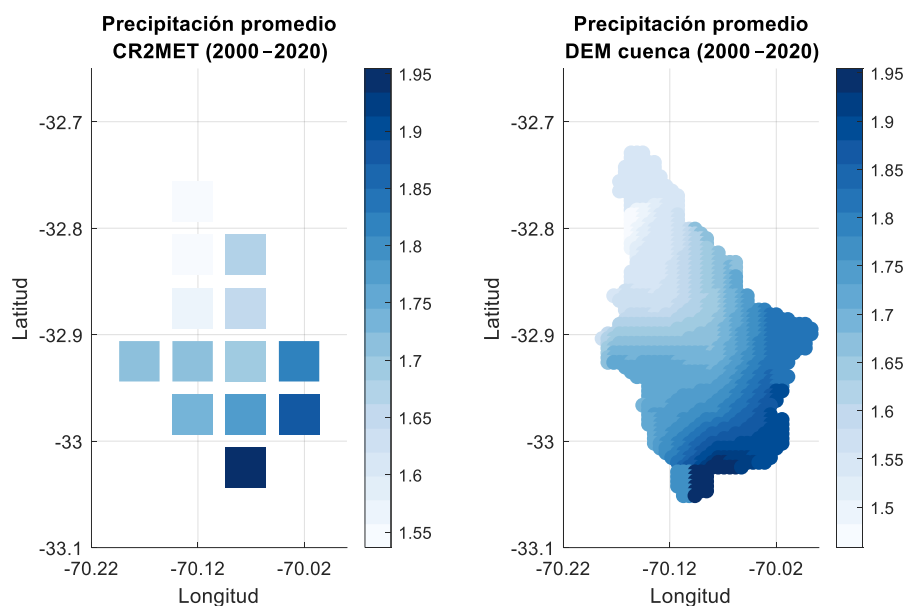
Se observa como la cuenca presenta una orientación predominante hacia el este y sureste en gran parte de sus laderas, lo que implica una menor exposición a la radiación solar directa, favoreciendo la acumulación de nieve durante más tiempo en el año. En contraste, se identificaron sectores con exposición norte y noroeste, localizados principalmente en laderas medias y bajas, los cuales reciben mayor radiación solar y, por lo tanto, se espera que experimenten un derretimiento de nieve más acelerado. Esta distribución de orientaciones influye directamente en la dinámica de los glaciares de la cuenca.

En cuanto a la pendiente, presenta valores entre  $1^\circ$  y  $43^\circ$ , las áreas con pendientes superiores a los  $30\text{--}35^\circ$  suelen concentrarse en las cabeceras y zonas rocosas. Este nivel de inclinación limita la acumulación de nieve debido a la inestabilidad del terreno, mientras que, aquellos lugares con pendientes más suaves se focalizan en fondos de valle y planicies en altura, donde la retención de nieve y el almacenamiento de agua se espera sea mayor debido a esta condición. La distribución de pendientes está estrechamente relacionada a la ubicación de los glaciares y a la red de drenaje, en donde aquellos lugares con mayor pendiente favorecen al escurrimiento hacia los cauces principales.

## 6.2 Corrección y preparación de los datos meteorológicos

### 6.2.1 Precipitación

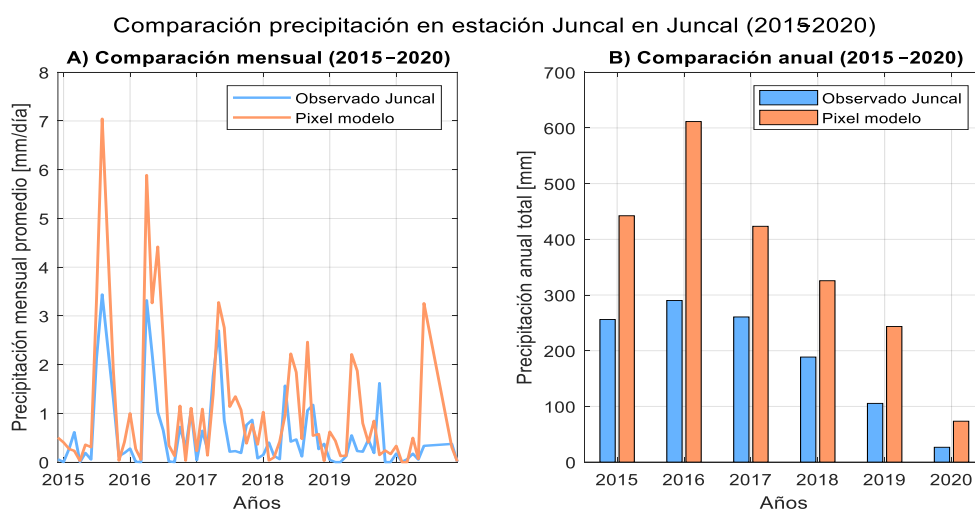
Siguiendo la metodología, se realizó la corrección espacial de la precipitación según lo mencionado en el apartado 5.2.1. Con estos resultados se verifica la serie temporal de precipitación promedio, sin embargo, la diferencia entre los valores original y corregido son poco perceptibles en una escala diaria, de todas formas, esta serie temporal se encuentra disponible en Anexo B, Figura B1. A su vez, se calculó el promedio espacial de la precipitación entre los años 2000 y 2020, esto demuestra que los valores transformados al  $DEM_{\text{cuenca}}$  mantienen una magnitud y distribución espacial similar a los de CR2MET originales, presentando una correlación cercana a 1, con una diferencia media de  $-0.009$  mm/día. La comparación espacial se puede ver en la **Figura 6.2**, en donde se observa la ventaja que propone el proceso de redistribución espacial, mientras CR2MET se basa en 13 puntos dentro de la cuenca, los datos corregidos permiten contar con una malla completa de 1324 píxeles de 500 m de resolución, lo que otorga una representación espacial continua y más realista de la precipitación en toda la cuenca.



**Figura 6.2. Precipitación promedio (2000-2020) de la cuenca Juncal en Juncal, datos crudos de CR2MET versus datos corregidos en DEM.**

La **Figura 6.3** presenta la comparación de la precipitación observada en la estación Juncal en Juncal (2015–2020) con el píxel más cercano en el DEM corregido. El panel A muestra los promedios mensuales y el panel B los totales anuales. En ambos casos se aprecia que la redistribución de CR2MET reproduce la estacionalidad de la precipitación, pero con una sobreestimación respecto a los registros.

A nivel mensual (Panel A), la correlación diaria entre ambas series fue moderada ( $R \approx 0.51$ ) con un RMSE de 3.7 mm/día, la corrección tiende a sobreestimar los eventos más intensos, especialmente en los años 2015 y 2016, mientras que en años más secos (2018–2019) las diferencias son menores. A nivel anual (Panel B), se observa que los totales de CR2MET corregido superan consistentemente los valores medidos en la estación, con diferencias de hasta el doble en años húmedos, esto puede explicarse en parte, porque el producto CR2MET considera la precipitación total (lluvia y nieve en equivalente de agua), mientras que la estación subestima los eventos sólidos debido a limitaciones instrumentales. Por otra parte, la estación Juncal posee una elevación documentada a 1800 msnm, sin embargo, al encontrar su ubicación en el DEM<sub>cuenca</sub> se ubica en una altura  $\sim 2200$  msnm, estos 400 metros podrían justificar la subestimación en la estación, en particular a lo que respecta a precipitación sólida y líquida.



**Figura 6.3. Comparación de precipitación acumulada en estación Juncal en Juncal con valores corregidos en el píxel sobre la estación, años 2015-2020.**

Es importante señalar que la versión de CR2MET utilizada en este estudio corresponde a la 2.5, la cual presenta un aumento significativo de la precipitación respecto a versiones anteriores (v2.0). En estudios previos (Sanllehi, 2023;Álvarez-Garretón, 2018), se observaba que, aunque las precipitaciones de CR2MET 2.0 se ajustaban de manera razonable a los valores registrados en estaciones meteorológicas, los modelos hidrológicos requerían la aplicación de un factor de mayoración de la precipitación para que el SWE simulado se ajustara a las observaciones. En el caso de la versión 2.5, este factor adicional no es necesario, ya que los valores de precipitación son considerablemente más altos. Sin embargo, esta actualización también provocó una mayor diferencia entre los registros de las estaciones meteorológicas, así como se observa en la estación Juncal.

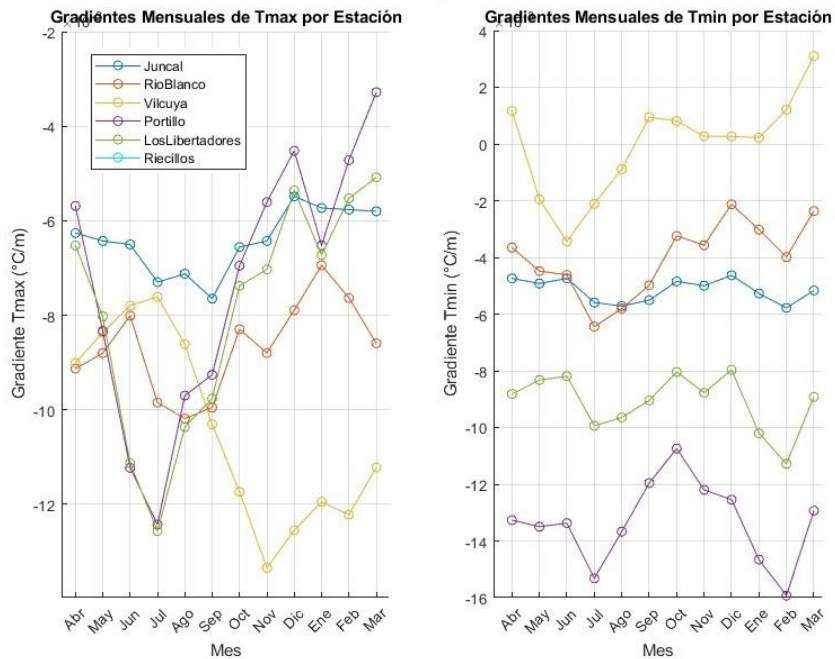
## 6.2.2 Temperatura máxima y mínima

Para el caso de la temperatura, se realizó simultáneamente la corrección según altura y la diferencia de temperaturas entre píxeles y estaciones (FC), como fue presentado en el apartado 5.2.2, dentro de este mismo proceso se modificaron los valores espacialmente para ser llevados a la grilla del DEM<sub>cuenca</sub>. En un comienzo se calculó la diferencia entre las estaciones medidas y los píxeles de CR2MET, estos valores se presentan en la **Tabla 6.1**. Cabe mencionar que para este cálculo se consideraron estaciones meteorológicas tanto dentro como fuera de la cuenca, ya que agregan una mejor perspectiva a la diferencia de alturas. En este sentido, la estación **Vilcuya** (1100 msnm) presenta los valores más bajos, mientras que la estación **Juncal en Juncal** (ubicada en el punto de aforo de la cuenca) muestra las mayores diferencias, lo que se explica principalmente por la discrepancia en altitud respecto al píxel de CR2MET.

**Tabla 6.1. Diferencia promedio mensual de temperatura entre datos medidos en estaciones y píxeles de CR2MET.**

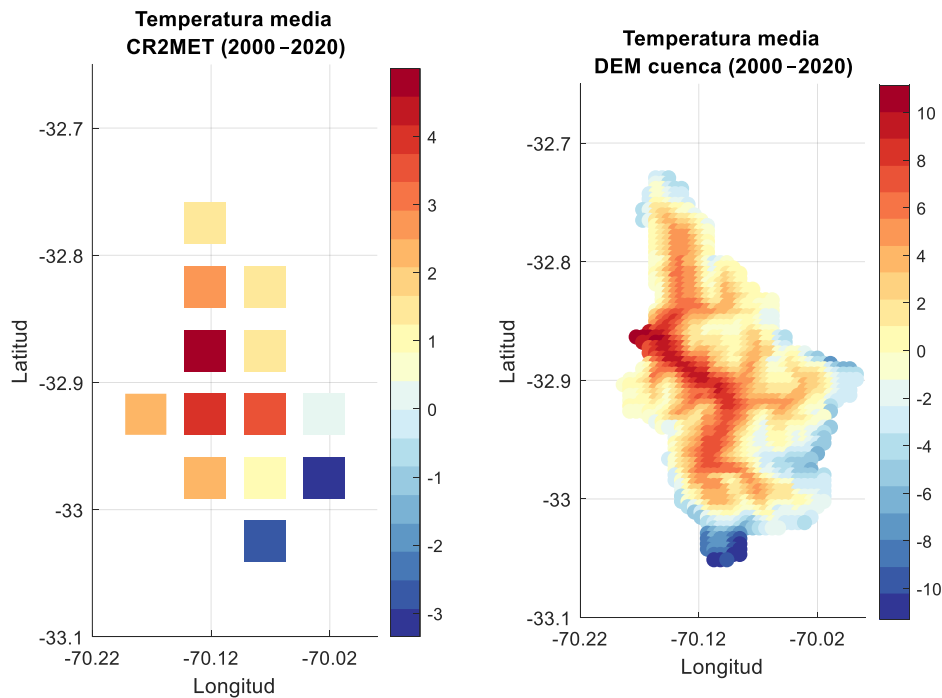
| Mes        | Estaciones Meteorológicas Temperatura |                  |          |         |            |
|------------|---------------------------------------|------------------|----------|---------|------------|
|            | Juncal                                | Los Libertadores | Portillo | Vilcuya | Rio Blanco |
| Enero      | 6.35                                  | 0.71             | 2.12     | 1.71    | 3.10       |
| Febrero    | 6.64                                  | 0.83             | 2.34     | 1.61    | 3.50       |
| Marzo      | 6.07                                  | 0.47             | 1.66     | 1.18    | 2.83       |
| Abril      | 5.79                                  | 1.28             | 1.80     | 1.14    | 2.87       |
| Mayo       | 5.95                                  | 1.45             | 2.27     | 1.51    | 2.54       |
| Junio      | 5.76                                  | 1.86             | 2.48     | 1.64    | 1.98       |
| Julio      | 6.77                                  | 2.27             | 2.79     | 1.42    | 3.34       |
| Agosto     | 6.82                                  | 1.83             | 2.32     | 1.39    | 3.67       |
| Septiembre | 7.22                                  | 0.62             | 2.26     | 1.37    | 3.75       |
| Octubre    | 6.50                                  | 0.48             | 1.87     | 1.60    | 3.05       |
| Noviembre  | 6.81                                  | 0.67             | 1.86     | 1.91    | 3.93       |
| Diciembre  | 6.11                                  | 0.27             | 1.77     | 1.79    | 3.23       |

El hecho de que todos los factores sean positivos indica que CR2MET tiende a subestimar las temperaturas respecto a las observadas. En el caso de las estaciones ubicadas a mayor altitud, la diferencia es menor, con un promedio de 1.6 °C entre Los Libertadores y Portillo. A partir de estos valores se estimaron los gradientes térmicos mensuales, presentados en la **Figura 6.4** para cada estación. Se observa una marcada variación estacional, durante el invierno (julio–agosto) los gradientes presentan valores más negativos, lo que indica una mayor disminución de la temperatura estimada con la altitud, mientras que en verano los gradientes son más suaves. En el caso de la temperatura mínima, estaciones como Los Libertadores y Portillo presentan gradientes más pronunciados, probablemente asociados tanto a la pequeña diferencia de altura entre el píxel de CR2MET y la estación, lo que amplifica la magnitud del gradiente estimado, como a condiciones nocturnas más frías que acentúan las diferencias locales de temperatura.



**Figura 6.4. Gradientes térmicos mensuales, por estación medida para Tmax y Tmin.**

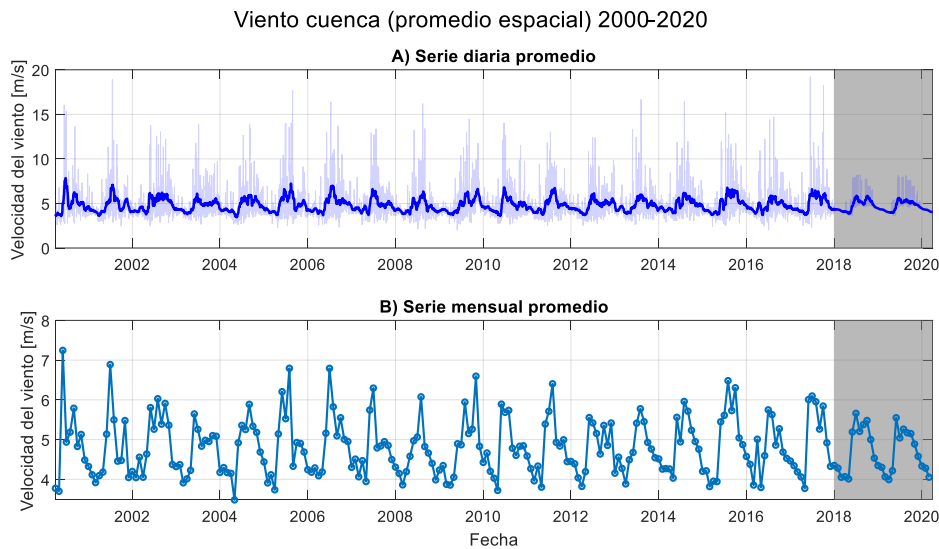
La incorporación de estos gradientes, junto con los factores de corrección, permite ajustar las series de CR2MET a las condiciones locales, garantizando una representación espacial más realista de la temperatura en la cuenca Juncal. Una vez corregidos los datos, se realizó el mismo procedimiento que en la precipitación. La serie temporal diaria corregida se muestra en Anexo B, Figura B2, donde se aprecia que la estacionalidad está bien representada, con un sesgo medio de apenas 0.2 °C respecto a la serie cruda. Finalmente, los mapas espaciales promedio para el periodo 2000–2020 (**Figura 6.5**) permiten apreciar cómo la temperatura sigue un patrón esperado en función de la altitud, manteniéndose más cálida en sectores bajos y más fría en sectores altos, pero sin cambios extremos inesperados.



**Figura 6.5. Temperatura promedio (2000-2020) de la cuenca Juncal en Juncal, datos crudos de CR2MET versus datos corregidos en DEM.**

### 6.2.3 Velocidad del viento

Se realizó la corrección interpolación y corrección de la velocidad del viento para los años faltantes según fue explicado en la metodología, para el análisis se calcula el promedio espacial y una serie mensual promedio. En el Panel A de la **Figura 6.6** se muestra la evolución del promedio espacial, donde el área sombreada corresponde a los años con viento sintético, se observa que estos presentan valores levemente menores respecto al resto, aunque mantienen la estacionalidad. Al tratarse de un promedio logarítmico no presenta los picos característicos de las mediciones horarias, sin embargo, esta diferencia no afecta de manera significativa los cálculos realizados más adelante. En el Panel B de la **Figura 6.5** se presenta la serie mensual promedio, la cual refleja un comportamiento típico de la alta montaña, es decir, mayores velocidades durante el invierno y menores en el verano.



**Figura 6.6. Promedio espacial del viento en la cuenca (2000-2020).**

## 6.3 Calibración y validación del modelo

### 6.3.1 Resultados modelo UEB

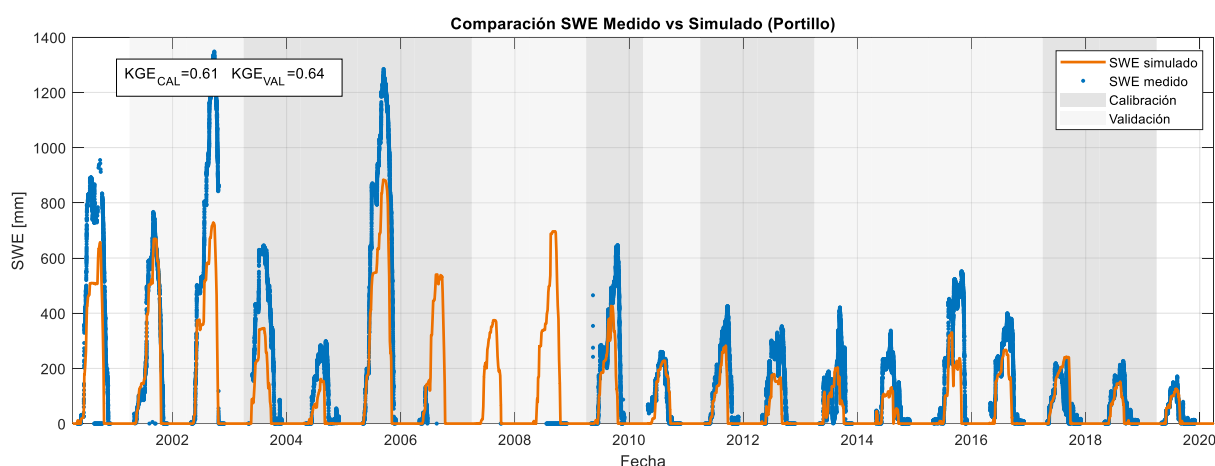
Siguiendo el procedimiento mencionado en el apartado 5.4.1, se calibró en primera instancia el modelo nival UEB, según las medidas diarias de equivalente agua-nieve (SWE) medido en la estación portillo y series diarias de cobertura nival (SCA). El resultado de los parámetros calibrados se encuentra en la **Tabla 6.2**. Esta solución óptima corresponde a una superficie nival lisa ( $z_o \sim 1$  mm), térmicamente bien acoplada ( $K_s \sim 0.15$  m h<sup>-1</sup>) y con albedo visible ligeramente reducido ( $\alpha_{vo} \sim 0.75$ ). Este conjunto favorece una respuesta energética realista, la cual presenta una turbulencia moderada, ajuste térmico rápido y mayor absorción de onda corta.

**Tabla 6.2. Resultados parámetros calibrados UEB.**

| Parámetros                           | Notación      | Valores Calibrados | Unidad   |
|--------------------------------------|---------------|--------------------|----------|
| Rugosidad aerodinámica de superficie | $z_o$         | 0.0011             | [m]      |
| Conductancia térmica superficial     | $K_s$         | 0.1451             | [m/hora] |
| Albedo nieve nueva espectro visible  | $\alpha_{vo}$ | 0.7546             | [-]      |

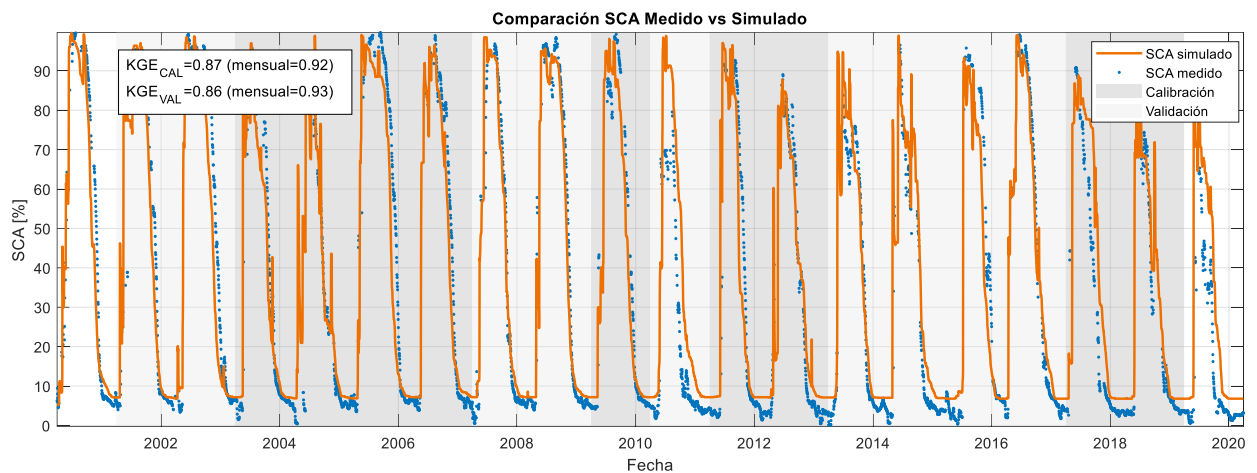
La **Figura 6.7**, presenta el equivalente agua-nieve medido y simulado en estación Portillo. De esta figura se puede apreciar que el modelo nival llega a valores de KGE del equivalente agua-nieve de 0.61 y 0.64 para el periodo de calibración y validación respectivamente, la figura se separa entre años de calibración y validación, donde la línea naranja representa al valor simulado y la punteada azul representa a las mediciones.

El valor de KGE obtenido puede considerarse apenas satisfactorio para una modelación hidrológica y es inferior al reportado en estudios recientes, como el de Sanllehi, (2023), quien alcanzó valores de 0.92 en calibración y 0.67 en validación. Esta diferencia se atribuye principalmente a la actualización en las forzantes de entrada implementada en esta memoria. Mientras que en el presente estudio se utilizó la precipitación tal como se describe en el apartado 6.2.1, Sanllehi, (2023) incorporó un factor calibrable de mayoración de la precipitación ( $F_{mo} = [1-3]$ ), que permitía ajustar los valores de precipitación para mejorar la representación del SWE. Adicionalmente, las diferencias pueden relacionarse con la alta variabilidad hidrológica característica de la zona, de todas formas, se observa que el modelo reproduce adecuadamente la dinámica estacional del manto nival, con acumulación invernal y agotamiento hacia fines de primavera. Visualmente, la fase del inicio de la acumulación y el momento del derretimiento principal del derretimiento principal son consistentes con las observaciones, con ligeras discrepancias en los picos de la temporada.



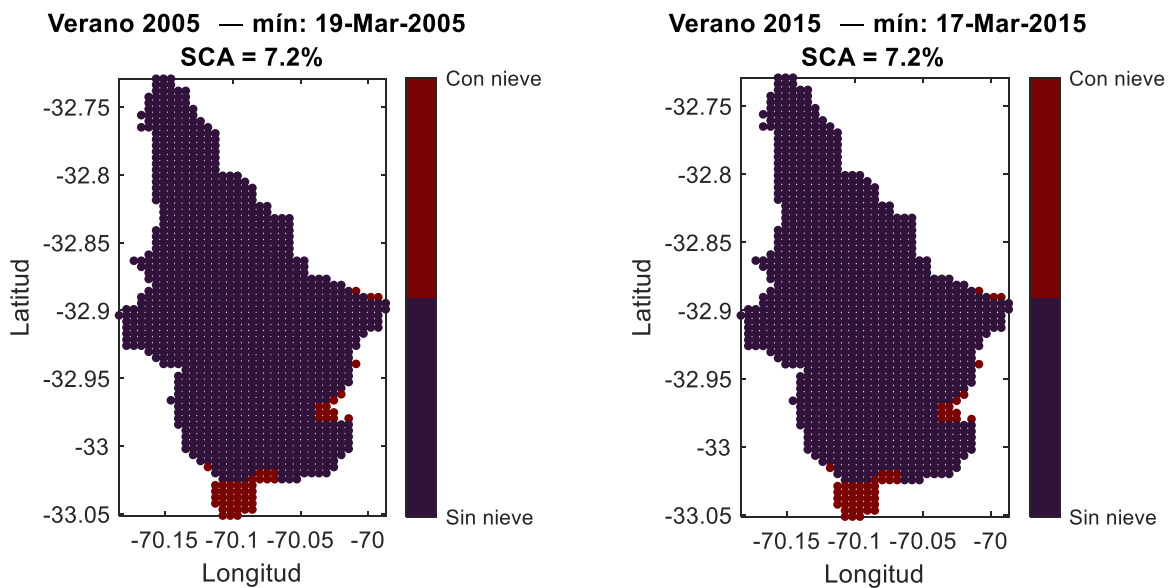
**Figura 6.7. Equivalente agua nieve medido y simulado en estación Portillo.**

Por otro lado, en la **Figura 6.8** se presenta la serie de cobertura nival diaria medida y simulada, donde se aprecia un buen ajuste de la cobertura nival, con valores de KGE de 0.87 y 0.86 para los periodos de calibración y validación respectivamente. Se visualiza una excelente captura de la variabilidad de la cobertura nival, reproduciendo el ciclo anual de expansión invernal y retracción primaveral, con un sesgo leve al final de la temporada. Sin embargo, el modelo se comporta de manera conservadora en el retiro de la nieve, manteniendo aproximadamente un 7% de cobertura nival constante a lo largo de los años, la **Figura 6.9** muestra la cobertura de nieve mínima en verano para los años 2005 y 2015, donde se observa que las áreas con SCA constante corresponden principalmente a los glaciares modelados. Esto indica que esta versión del modelo UEB no consideró la reducción de la superficie glaciar con el paso del tiempo, lo que justifica el porcentaje mínimo constante de cobertura nival. En caso de incorporar la degradación glaciar en la modelación, se esperaría que el SCA se ajuste mejor a las mediciones observadas.



**Figura 6.8. Comparación cobertura nival diaria medido y simulado.**

Cobertura nival (SCA binario por píxel)— mínimo Ene-Mar (función directa)



**Figura 6.9. Cobertura de área nieve en la cuenca, mínimo en verano 2005 vs 2015.**

En términos mensuales, se obtiene un KGE para los años de calibración de 0.92, lo que indica que las escalas mensuales capturan muy bien el comportamiento espacial integrado, gracias a que no interviene el ruido diario. Cabe mencionar, que en estudios previos en donde se utilizó el modelo UEB, el parámetro a calibrar es en su mayoría solo SCA, es de manera reciente en la que se ha incluido el equivalente de agua nieve como parámetro calibrable (sobre todo ya que es difícil obtener medidas de este). En cuanto a la ponderación del SWE y del SCA, el valor del KGE es considerablemente menor en la calibración del SWE en comparación con la del SCA, esto respalda la elección de la ponderación aplicada en la función objetivo, obteniéndose un KGE total entre ambas variables de 0.78 para el periodo de calibración y de 0.80 para el de validación. Ya terminada la calibración, los parámetros calibrados se mantienen constantes para el siguiente paso del proceso de modelación.

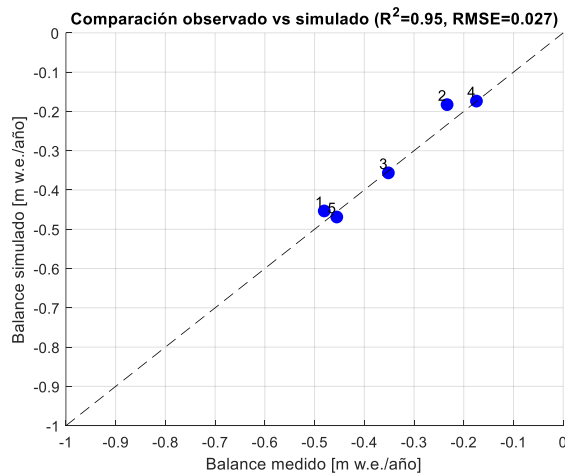
### 6.3.2 Resultados modelo ETI

Al realizar la calibración glaciaria como fue mencionado en la metodología, apartado 5.4.2, se calibraron los primeros cinco glaciares (de un total de ocho), para estos se calculó la tasa de balance másico promedio en los 18 años (2000-2018) de datos disponibles en el estudio de Dussaillant et al., (2019). Los resultados obtenidos para cada parámetro calibrado, así como el derretimiento glaciario obtenido para cada uno en comparación al medido se encuentran en la **Tabla 6.3**. El balance de masa se expresa con signo negativo para pérdidas (ablación neta).

**Tabla 6.3. Resultados parámetros calibrados ETI [m/año].**

| Glaciar | Nombre         | TF     | SRF    | Tt      | Balance Simulado | Balance Medido | N° Pixeles |
|---------|----------------|--------|--------|---------|------------------|----------------|------------|
| 1       | Juncal Norte A | 0.0585 | 0.0064 | 2.4679  | -0.4533          | -0.4805        | 29         |
| 2       | Juncal Norte B | 0.0758 | 0.0119 | -1.9271 | -0.1827          | -0.2334        | 3          |
| 3       | S/N            | 0.0931 | 0.0072 | -0.9955 | -0.3564          | -0.3510        | 5          |
| 4       | Monos de Agua  | 0.0272 | 0.0037 | 1.7918  | -0.1737          | -0.1744        | 9          |
| 5       | S/N            | 0.0726 | 0.0034 | 1.3665  | -0.4688          | -0.4553        | 10         |

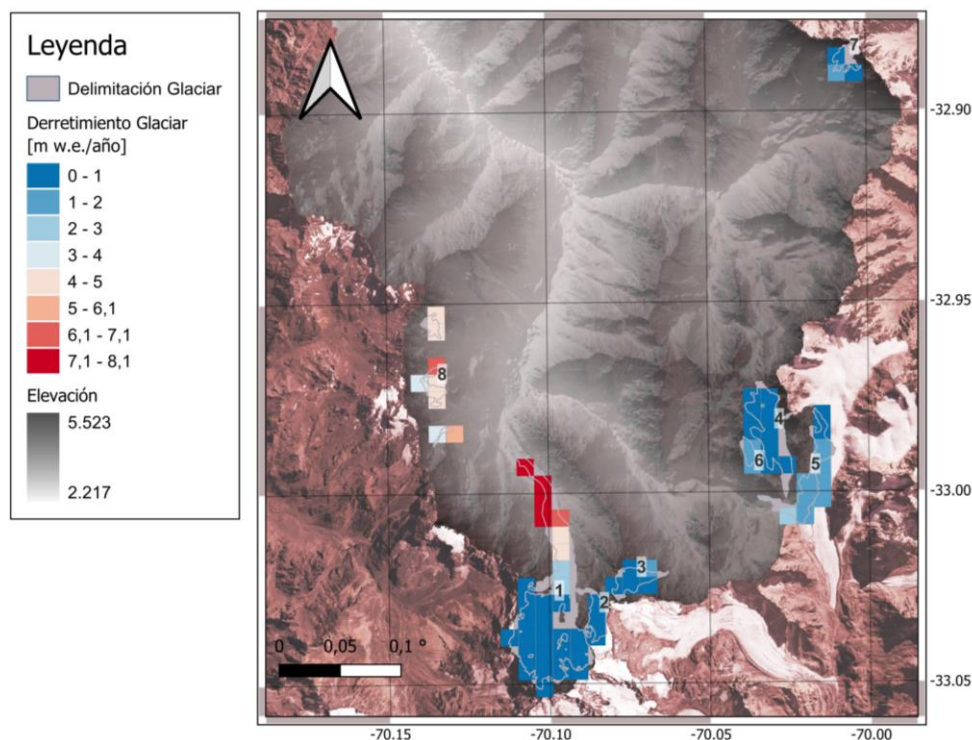
Dados estos valores, se obtiene un  $R^2 = 0.95$  entre el balance simulado y el observado, lo que indica un excelente rendimiento del modelo glaciario. En la **Figura 6.10** se muestra la comparación entre ambos valores para los cinco glaciares calibrados, de esto se observa una concordancia general, con los puntos distribuidos cercanos a la línea 1:1, lo que confirma la capacidad del modelo para reproducir los balances medios anuales. Las mayores diferencias se encuentran en el glaciar 2, esto es justificable dado a la pequeña cantidad de pixeles que conforman dicho glaciar. En lo que respecta a los tres glaciares no calibrados, se utilizan los parámetros obtenidos para el glaciar número 1 (Juncal Norte A), ya que es el que posee la mayor cantidad de pixeles y por lo tanto la simulación más concordante a los valores medidos (TF=0.0585, SRF=0.0064, Tt=2.4679).



**Figura 6.10. Comparación entre el balance de masa glaciario observado y el simulado para los cinco glaciares calibrados.**

La distribución espacial del derretimiento glaciario promedio para el período 2000–2018 se muestra en la **Figura 6.11**, expresada en unidades de m w.e./año, incluyendo los tres glaciares no calibrados (6,7 y 8). Los resultados obtenidos son consistentes con las tendencias reportadas por Dussaillant et al., (2019) para los Andes Centrales, en donde se estimó un balance de masa promedio de  $-0.31 \pm 0.19$  m w.e./año entre 2000 y 2018, mientras que los valores simulados para Juncal en Juncal muestran una magnitud comparable, especialmente en los glaciares ubicados a menor altitud, donde las tasas de pérdida superan los 0.4 m w.e./año. Al igual que en dicho estudio, las mayores tasas de ablación se concentran en los sectores terminales y de menor pendiente, como lo es el caso de los glaciaretos que conforman el glaciar

8 y la lengüeta del glaciar Juncal Norte A (Glaciar 1) como se puede observar en la figura de derretimiento glaciar. En contraste, los glaciares localizados en los sectores más altos de la cuenca presentan tasas de pérdida mucho menores, entre 0 y 2 m w.e./año.



**Figura 6.11. Derretimiento glaciar promedio simulado cuenca del río Juncal (2000–2018).**

### 6.3.3 Resultados modelo EM

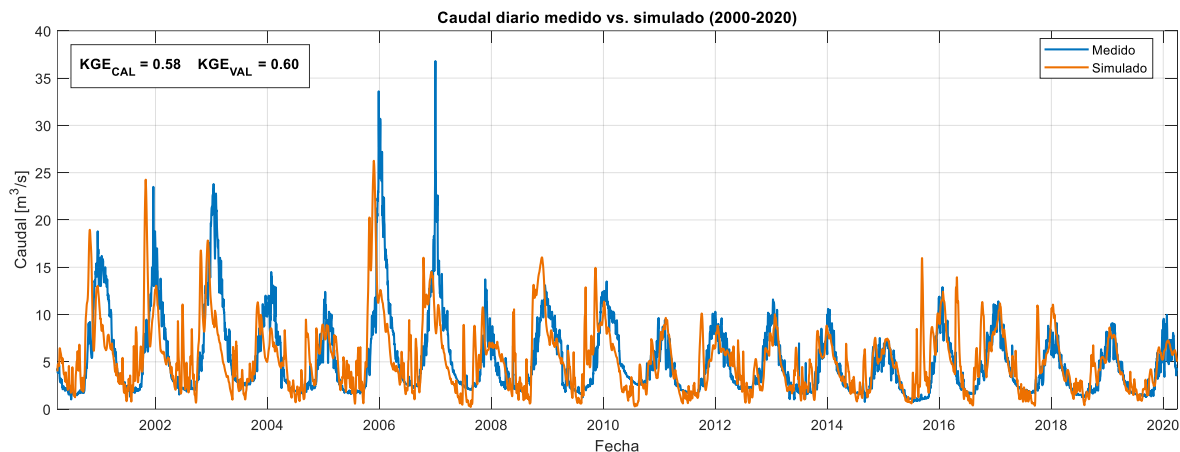
Una vez resueltos ambos modelos anteriores, se calculó el caudal en el modelo de esorrentía como fue mencionado en la metodología, apartado 5.4.3. El resultado de los parámetros calibrados se encuentra en la **Tabla 6.4**. Dados estos valores, al momento de calcular el caudal simulado se obtiene un KGE de 0.58, siendo lo suficientemente aceptable, manteniendo valores cercanos e incluso mejores en los años calibrados en comparación a estudios anteriores, como la aplicación de Sanllehi, (2023) con un KGE de calibración 0.5 y 0.68 de validación para el escenario de HSMAX infinito y 6 bandas de elevación.

| Parámetros   | Notación  | Valores | Unidad  |
|--|-----------|---------|---------|
| Fracción de agua que infiltra en el suelo  | FRAC      | 0.4933  | [-]     |
| Capacidad máxima de almacenamiento de agua del suelo   | HSMAX     | 30.0079 | [m]     |
| Coefficiente de descarga de embalse lineal subterráneo   | CK        | 0.0804  | [1/día] |
| Constante que representa la medida del desfase de la onda de crecida                                     | Km        | 96      | [horas] |
| Factor adimensional de ponderación de importancia de caudales de entrada y salida del volumen de control | <i>xm</i> | 0.1     | [-]     |

**Tabla 6.4. Resultados parámetros calibrados EM.**

La **Figura 6.12** muestra la comparación entre la serie temporal de caudales observados y los simulados por el modelo EM en la estación Río Juncal en Juncal. Se observa que el modelo reproduce de manera consistente la temporalidad del hidrograma, capturando adecuadamente los pulsos de crecida en temporada de deshielo y la disminución de caudales en los períodos de nivel bajo. El modelo tiende a seguir la estacionalidad anual del caudal, reproduciendo el inicio y final de las temporadas de mayor descarga. Sin embargo, se aprecia que en algunos años el modelo subestima los caudales máximos,

especialmente durante eventos de crecida asociados a aportes de derretimiento y precipitaciones. En contraste, en periodos de caudales bajos, el ajuste es más cercano a los valores medidos, aunque presenta tantos valores en extremo bajos (subestimados) como sobreestimaciones al caudal, esto se puede ver ya que la simulación presentada es a nivel diario, en lo que a KGE mensual respecta, este presenta un aumento a 0.72, ya que en promedios mensuales los valores simulados se acercan más a los medidos.

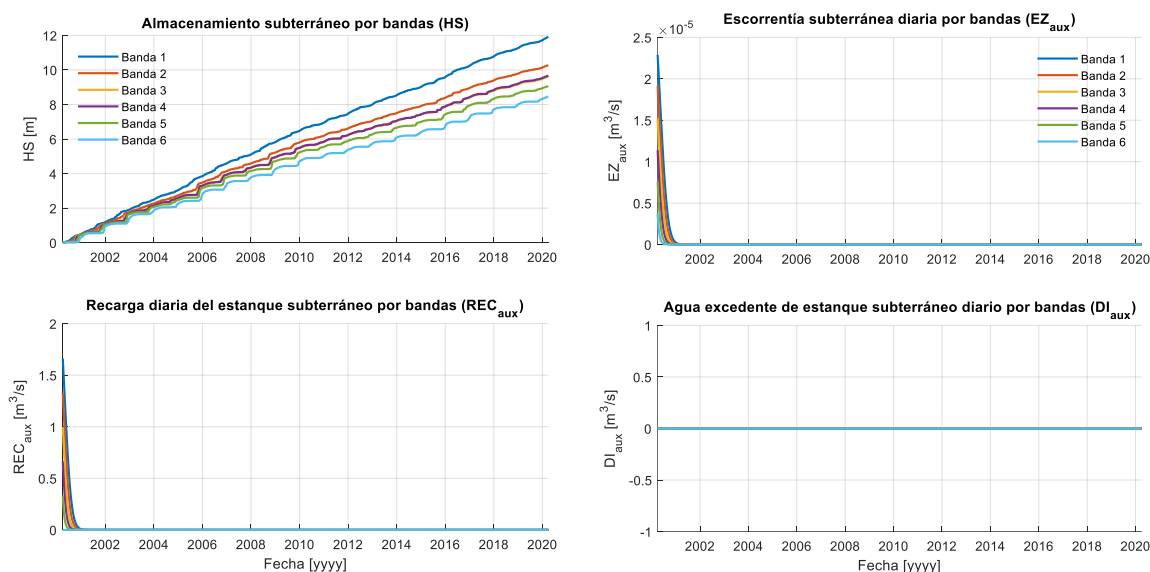


**Figura 6.12. Caudal medido vs. Simulado en punto de aforo cuenca Juncal en Juncal (2000-2020).**

Analizando el sistema de estanques y flujos subterráneos que dan forma a este submodelo, se tiene la **Figura 6.13**, de esta se observa como el almacenamiento subterráneo (HS) aumenta gradualmente en todas las bandas, sin embargo, nunca alcanza la capacidad máxima ( $HS_{MAX} = 30$  [m]) incluso con el pasar de los años. Al no alcanzar la capacidad máxima no existe escorrentía excedente ( $DI_{aux}$ ) que se incorpore al flujo subterráneo (ecuación A.2.4), resultando en valores prácticamente nulos durante todo el periodo.

Dado que la recarga total del embalse subterráneo ( $REC_{aux}$ ) se define como la suma del excedente de la banda actual ( $DI_{aux}$ ) y la descarga de la banda superior ( $EZ_{aux}$ ) (ecuación A.3.1), el nulo aporte de  $DI_{aux}$  implica una recarga del embalse cercana a 0, salvo por los picos iniciales, los cuales reflejan el rápido vaciamiento a partir de las condiciones iniciales. Al tener una recarga casi nula, se explica la baja contribución del flujo subterráneo al caudal base en el punto de aforo. Además, el valor relativamente alto del coeficiente de descarga ( $CK = 0.0804$  [1/día]) implica un vaciamiento muy rápido del estanque subterráneo (tiempo de vida media  $\approx 8.6$  días), lo cual provoca que la escorrentía subsuperficial ( $EZ_{aux}$ ) disminuya casi inmediatamente después de cualquier evento de recarga (justo después de los picos iniciales) y se mantenga en valores cercanos a cero.

En conjunto, la subutilización de la capacidad del almacenamiento de humedad el suelo ( $HS < HS_{MAX}$ ) y el rápido vaciamiento del componente subterráneo ( $CK$  elevado) demuestran un comportamiento de escorrentía predominantemente superficial en la cuenca. El comportamiento de los flujos subterráneos se puede manejar variando los límites de los parámetros calibrables, forzando el modelo a un límite menor en los estanques subterráneos ( $HS_{MAX}$ ) o disminuyendo el coeficiente de descarga ( $CK$ ), lo que genera un mayor tiempo de permanencia del agua en el estanque. Si bien, estos valores fueron probados, se veía afectado el KGE del caudal final en el punto de aforo, disminuyendo a valores cercanos a 0.4, por lo cual se decidió priorizar la calidad del ajuste global del caudal simulado ( $KGE_{cal} = 0.58$ ). Con respecto al caudal final obtenido, este viene en su mayoría directamente desde el flujo superficial en la cuenca, lo cual es consecuente con el factor de infiltración ( $FRAC$ ) cercano al 50%, donde la mitad de la precipitación y derretimiento obtenido desde el modelo UEB y ETI escurren directamente en las bandas de elevación hasta el punto de aforo.



**Figura 6.13. Comportamiento de escurrentía y almacenamientos subterráneos en el modelo de escurrentía de miguelés (por bandas de elevación).**

## 6.4 Proyección bajo escenario de variación climática

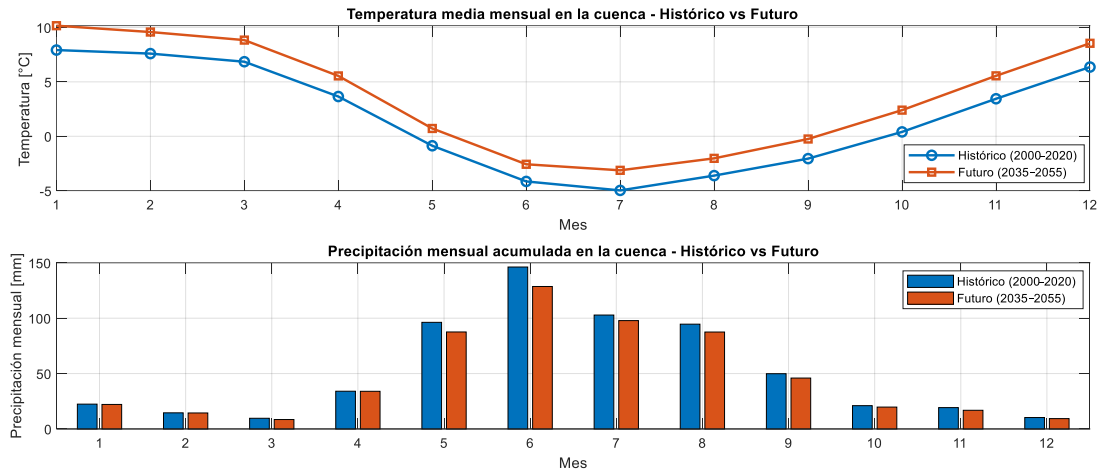
### 6.4.1 Cambios en forzantes

Tal como fue mencionado en la metodología, se extrajeron los valores desde ARCLIM en las dos subcuencas que conforman el área de estudio, para el escenario SSP5-8.5, estos consideran la variación climática para un futuro cercano (2035-2065). Los valores promedio para la modificación de las forzantes meteorológicas se encuentran en la **Tabla 6.5**, considerando una variación aditiva en la temperatura y una variación porcentual en la precipitación.

**Tabla 6.5. Valores de variación climática mensual para Tmax, Tmin y Precipitación para un futuro cercano (2035-2065).**

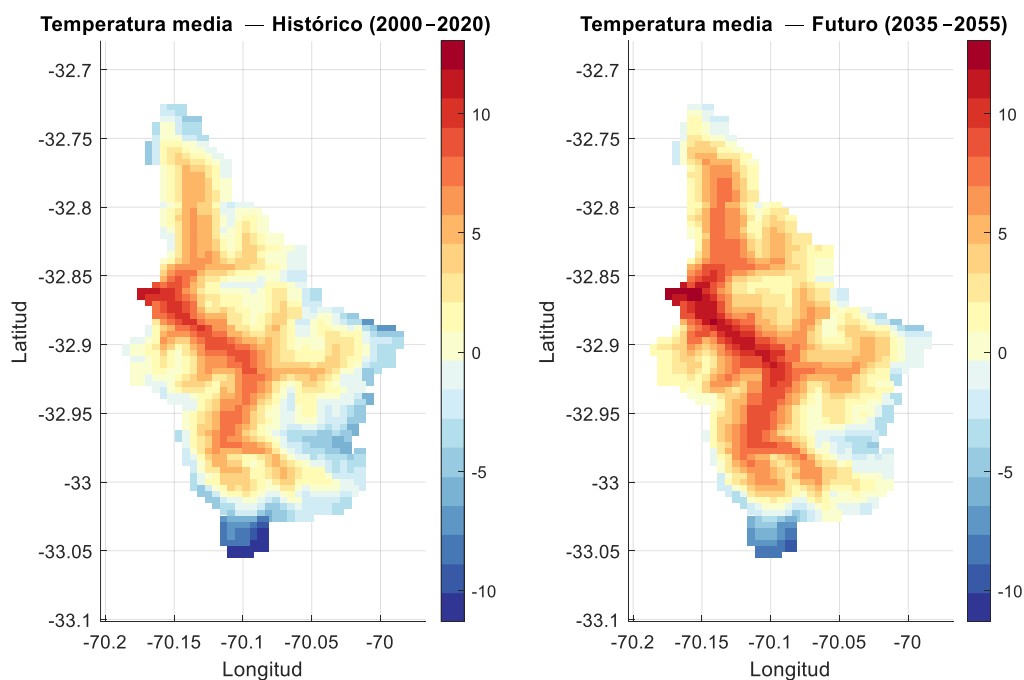
| Mes        | $\Delta$ Promedio Arclim |          |        |
|------------|--------------------------|----------|--------|
|            | T min °C                 | T max °C | Prec % |
| Enero      | 2,18                     | 2,29     | -1,28  |
| Febrero    | 1,99                     | 1,97     | -0,35  |
| Marzo      | 1,95                     | 2,03     | -10,06 |
| Abril      | 1,77                     | 1,94     | 0,34   |
| Mayo       | 1,44                     | 1,67     | -9,13  |
| Junio      | 1,34                     | 1,81     | -10,15 |
| Julio      | 1,44                     | 2,24     | -7,29  |
| Agosto     | 1,45                     | 1,77     | -7,78  |
| Septiembre | 1,53                     | 2,09     | -8,42  |
| Octubre    | 1,64                     | 2,39     | -5,80  |
| Noviembre  | 1,82                     | 2,45     | -13,06 |
| Diciembre  | 2,025                    | 2,39     | -9,442 |

Una vez aplicada la variación climática a los datos de temperatura y precipitación para los 20 años medidos según el apartado 5.5.2, se calculó el promedio en toda la cuenca, de manera mensual para todos los datos, obteniendo así la comparación de la **Figura 6.14**, donde se observa como la variación en la temperatura máxima y mínima deja un aumento de un promedio de 2 °C. Mientras que en la precipitación se evidencia la disminución en la lluvia caída en estos 20 años a futuro, tal cual como son mencionados en la **Tabla 6.5**.

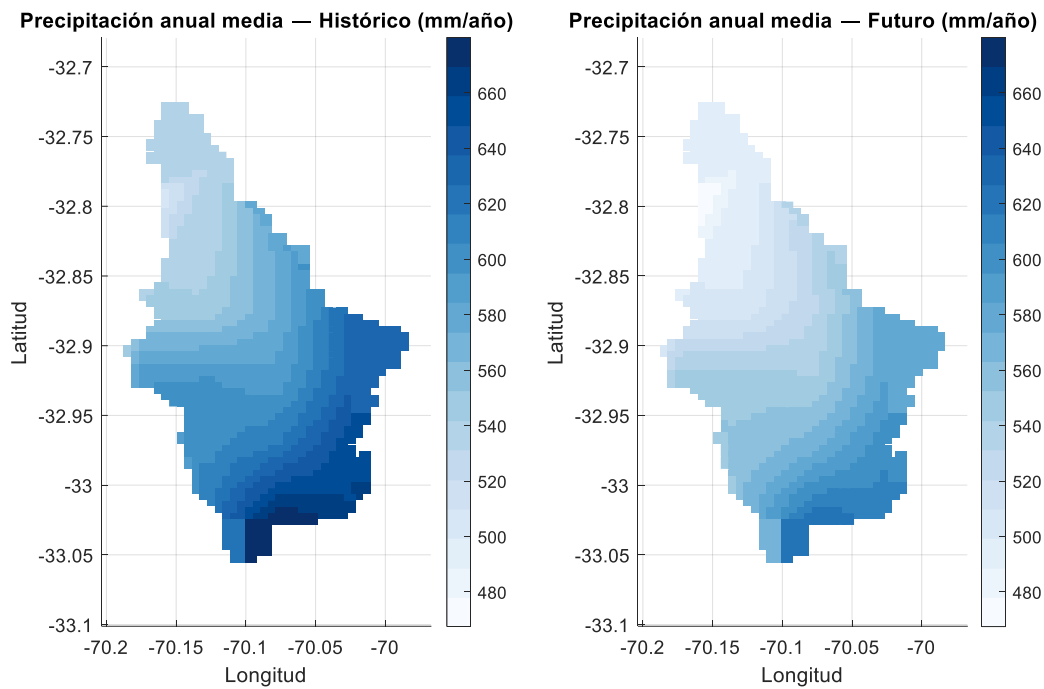


**Figura 6.14. Variación climática mensual (ene-dic) para los datos promedio de temperatura y precipitación acumulada en la cuenca.**

De manera adicional se realizaron mapas espaciales con la temperatura media (**Figura 6.15**) y precipitación acumulada media (**Figura 6.16**), de estos se observa el mismo aumento que en la **Figura 6.14**, evidenciando como la variación climática fue aplicada de manera uniforme a la cuenca Juncal en Juncal, sin diferenciar alturas, a modo de mantener la misma representatividad espacial en los modelos hidrológicos utilizados. En el Anexo C, se encuentra la serie de tiempo para la cuenca con la temperatura promedio (Figura C1) y precipitación promedio (Figura C2), se observa cómo sigue la temporalidad casi exacta de los valores históricos.



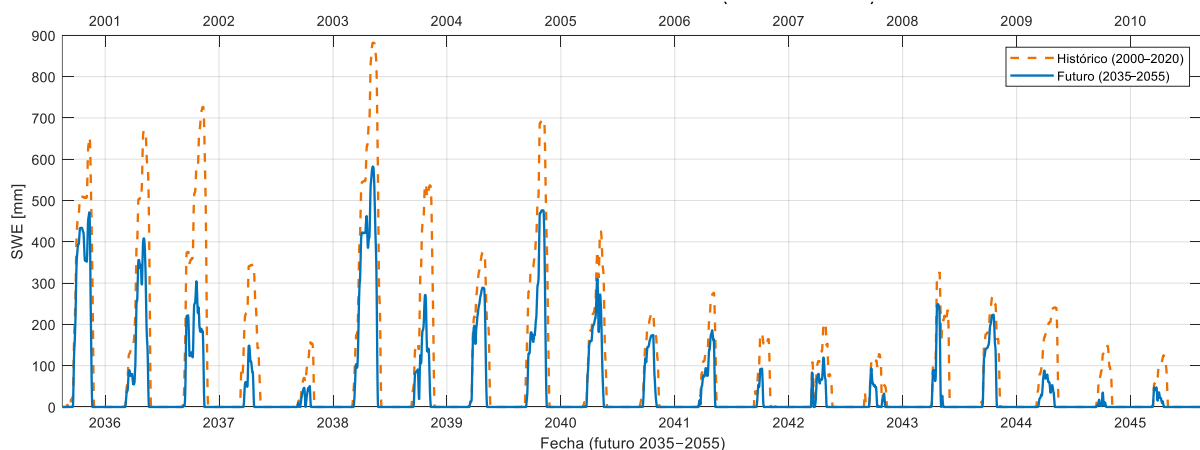
**Figura 6.15. Mapa espacial de temperatura promedio en la cuenca, datos históricos (2000-2020) vs datos de variación climática (2035-2055).**



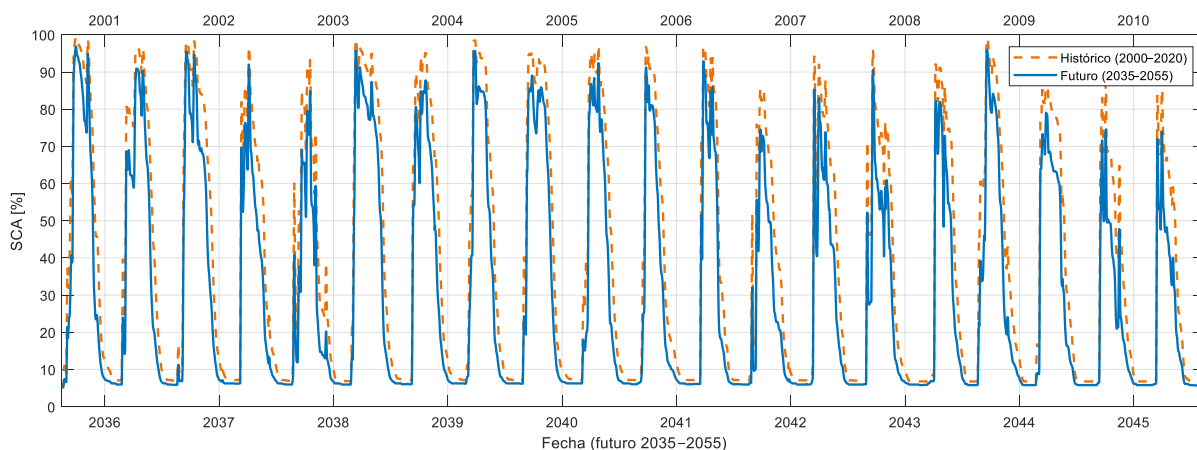
**Figura 6.16. Mapa espacial de precipitación acumulada promedio en la cuenca, datos históricos (2000-2020) vs datos de variación climática (2035-2055).**

#### 6.4.2 Respuesta del modelo nival a variación climática

Con las forzantes del futuro cercano (2035-2055) bajo el escenario de variación climática SSP5-8.5, se utilizó el modelo hidrológico USM Stowhas, en cada submodelo, manteniendo los parámetros calibrados obtenidos en la sección 6.2 mediante las forzantes históricas. En primer lugar, se analiza el modelo UEB, obteniendo nuevas simulaciones para equivalente de aguanieve y cobertura de área nival, sus simulaciones se observan en la **Figura 6.17** y **6.18** respectivamente.



**Figura 6.17. Simulación SWE, variación climática-futuro(2035-2055) versus simulación con datos históricos-pasado(2000-2020).**



**Figura 6.18. Simulación SCA, variación climática-futuro(2035-2055) versus simulación con datos históricos-pasado(2000-2020).**

Los resultados de la simulación indican una reducción significativa del Equivalente de Agua en la Nieve (SWE) en el escenario futuro, el promedio histórico simulado alcanzó **88.7 mm**, mientras que en la proyección futura disminuye a **41.4 mm**, lo que representa una reducción del **53%**. Al contrastar esta proyección futura con los datos históricos medidos, con un promedio de **112.3 mm**, la disminución es aún más pronunciada, alcanzando un **63.1%**. También se realiza un análisis de valores extremos, en donde el percentil 90 (P90) simulado se reduce de 337 mm (histórico) a 166 mm (futuro). No obstante, es necesario mencionar que el modelo UEB para datos históricos (resultados de la sección 6.3.1) presentó una tendencia a la subestimación del SWE durante la calibración puntual en Portillo, esta subestimación se evidencia tanto en los valores promedio (112.3 mm medidos y 88.7 mm simulados) como en los extremos, donde el P90 histórico medido fue de 381 mm frente al P90 simulado de 337 mm. Esta característica del modelo sugiere que las proyecciones de SWE a futuro **podrían ser conservadoras**, y que los valores de acumulación reales en dicho escenario podrían ser superiores a los modelados.

El análisis del SCA proyecta una reducción en la cobertura media de la cuenca, pasando de un **40.2%** en el período histórico a un **31.2%** en el escenario futuro, lo que representa una disminución del **22%**, esta tendencia se observa también en los valores máximos, donde el percentil 90 se reduce de 90.7% a 80.2%. A primera vista, esta reducción del SCA parece moderada si se contrasta con la drástica caída proyectada para el SWE, esta aparente discrepancia se explica en gran medida por la definición metodológica del SCA, el modelo registra la cobertura como una variable binaria (presencia o ausencia) a nivel de píxel, considerando que existe cobertura total (SCA=1) siempre que la profundidad de la nieve supere los 10 cm. Por lo tanto, un escenario futuro donde la acumulación disminuya (por ejemplo, de 200 cm a solo 15 cm de profundidad) experimentará un colapso en términos de SWE, pero seguirá registrándose como 100% de cobertura nival, esto genera la paradoja de una cuenca con una cobertura "extensa pero delgada", lo que explica por qué el SCA no se reduce al mismo ritmo que el volumen de agua almacenado.

Otro factor clave es que el modelo UEB, no considera aun el derretimiento glaciar, por lo cual esta simulación tiene en consideración el área glaciar del año 2005 (como se vio en el resultado del modelo UEB en la sección 6.3.1) y no la disminución esperada para el año 2020, menos aún para 2055. Al no derretirse, estos glaciares generan una cobertura mínima de SCA que nunca desaparece, este "piso" de cobertura eleva artificialmente el promedio anual (31.2%) y da la falsa impresión de que hay nieve casi todo el año (348 días), ocultando que la nieve de temporada en realidad se está reduciendo drásticamente. Si bien el análisis del SWE es puntual, los resultados combinados apuntan a un escenario futuro donde la cuenca seguirá cubierta de nieve en gran parte de su extensión (SCA alto), pero con una capa mucho más delgada, resultando en reservas hídricas efectivas significativamente menores. Es fundamental recalcar que, al no considerar el retroceso glaciar, se espera que el SCA real a futuro sea incluso menor al 31.2% proyectado por esta simulación.

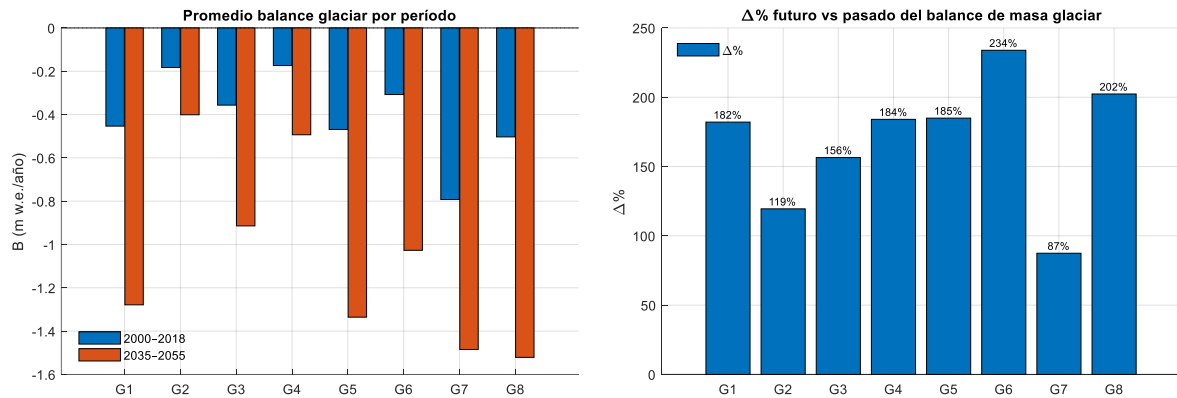
### 6.4.3 Respuesta del modelo glaciar a variación climática

En lo que al modelo glaciar respecta, se han ejecutado nuevamente los ocho glaciares, al relacionar el tamaño con los balances de masa simulados en la **Tabla 6.6**, se observan respuestas muy diferenciadas frente al cambio climático. El Glaciar Juncal Norte A (Glaciar 1), con 7.45 km<sup>2</sup>, es el de mayor extensión y presenta una inercia considerable, si bien, su balance futuro es bastante negativo (-1.279 m w.e./año), no se espera su desaparición total para el 2055, aunque sí una reducción importante en su volumen. En el extremo opuesto se encuentran los glaciares más pequeños (<1 km<sup>2</sup>), que son extremadamente vulnerables, aunque no se dispone de datos de volumen o espesor inicial para calcular una fecha exacta de extinción, el balance de masa (m w.e./año) actúa como una aproximación directa de la tasa de adelgazamiento promedio. Los Glaciares 7 (0.26 km<sup>2</sup>) y 8 (0.38 km<sup>2</sup>), por ejemplo, muestran tasas de pérdida catastróficas, de -1.485 y -1.521 m w.e./año, respectivamente, dado su reducido tamaño, es altamente probable que glaciares con estas tasas de ablación **se extingan completamente antes del 2050**. Asimismo, el Glaciar 6 (0.93 km<sup>2</sup>) y el Glaciar 3 (0.7 km<sup>2</sup>) muestran balances futuros de -1.027 y -0.914 m w.e./año, situándolos también en riesgo crítico de fragmentación o desaparición total dentro del horizonte proyectado. Finalmente, los glaciares medianos como Monos de Agua (1.91 km<sup>2</sup>) y el Glaciar 5 (1.56 km<sup>2</sup>), aunque presentan balances negativos severos, su mayor tamaño (comparado con los más pequeños), les otorga una inercia superior, por lo que se proyecta una reducción drástica y posible fragmentación, pero no su desaparición total antes de 2055.

**Tabla 6.6. Balance glaciar simulado para los años históricos (2000-2018) y para los años de variación climática (2035-2055), sus variaciones y amenazas.**

| Glaciar | Balance (2000-2018) | Balance (2035-2055) | $\Delta$ absoluto | $\Delta\%$ | Área [km <sup>2</sup> ] | Amenaza |
|---------|---------------------|---------------------|-------------------|------------|-------------------------|---------|
| 1       | -0.453              | -1.279              | -0.825            | 182%       | 7.45                    | "Alta"  |
| 2       | -0.183              | -0.401              | -0.218            | 119%       | 0.57                    | "Media" |
| 3       | -0.356              | -0.914              | -0.558            | 156%       | 0.7                     | "Media" |
| 4       | -0.174              | -0.493              | -0.320            | 184%       | 1.91                    | "Media" |
| 5       | -0.469              | -1.336              | -0.867            | 185%       | 1.56                    | "Alta"  |
| 6       | -0.308              | -1.027              | -0.719            | 234%       | 0.93                    | "Alta"  |
| 7       | -0.792              | -1.485              | -0.693            | 87%        | 0.26                    | "Alta"  |
| 8       | -0.503              | -1.521              | -1.018            | 202%       | 0.38                    | "Alta"  |

Cabe destacar que los cambios proyectados en los glaciares afectarán la contribución al caudal, generando un extremado aporte glaciar en el proceso de derretimiento acelerado, sin embargo, una vez desaparecidos aumentará la dependencia de la nieve y las precipitaciones líquidas. Este comportamiento está directamente condicionado por la disminución en la acumulación de nieve en la cuenca, como se evidenció en la simulación de SWE, donde el espesor nival disminuye considerablemente, intensificando el derretimiento glaciar. En la **Figura 6.19** se muestra gráficamente el contraste entre los balances de masa históricos y futuros, junto con la variación porcentual proyectada para cada glaciar, lo que resalta las diferencias según su tamaño. Mientras el Glaciar Juncal Norte A confirma su condición de mayor resiliencia, los glaciares medianos y pequeños exhiben pérdidas proporcionales mucho más severas, que los posicionan en la categoría de amenaza alta.



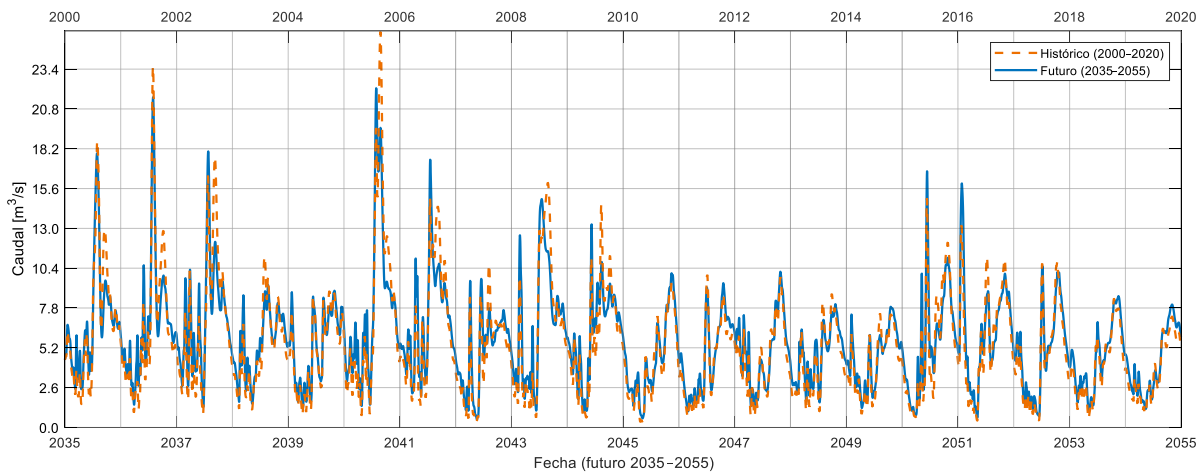
**Figura 6.19. Promedio del balance glaciar futuro versus el histórico, en conjunto de la variación porcentual de cada glaciar.**

Los resultados obtenidos muestran un incremento significativo en el derretimiento de los próximos 30 años, al compararlo con estudios anteriores, en donde se calculó una disminución del 20% en cuencas como la del río Maipo (Ayala et al., 2020) se observa que bajo el escenario de variación climática SSP5-8.5 (uno de los más pesimistas para el futuro cercano) la cuenca Juncal experimenta reducciones mucho más pronunciadas. No está demás mencionar, que los glaciares cumplen un rol esencial como reguladores del caudal estival, liberando agua en períodos secos y atenuando parcialmente los efectos de las sequías. Sin embargo, al proyectarse balances de masa más negativos en el escenario futuro (−0,4 a −1,3 m/año en promedio), los aportes glaciares tenderán a disminuir de forma sostenida en las próximas décadas.

#### 6.4.4 Respuesta del modelo de escorrentía a variación climática

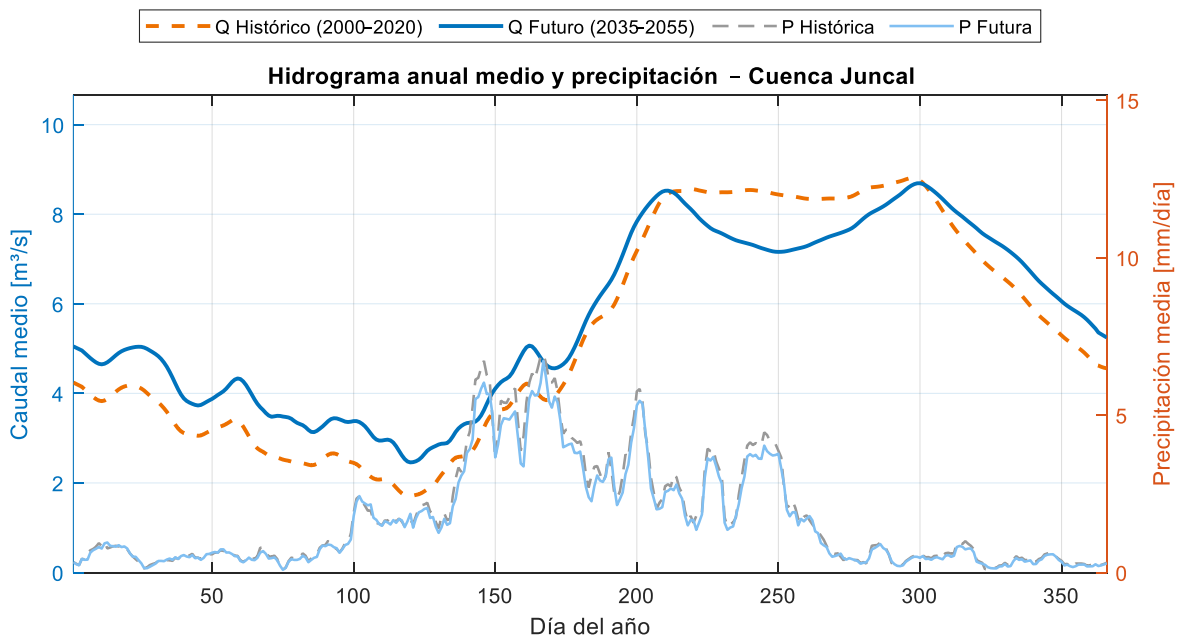
Por último, en el modelo de escorrentía se vuelve a ejecutar tal como en los casos anteriores, manteniendo los resultados obtenidos en la calibración para los datos históricos y forzantes sometidas a variación climática. En la **Figura 6.20** se presenta la serie temporal del caudal histórico (2000–2020) versus el caudal proyectado a futuro (2035–2055), donde se observa que la temporalidad del comportamiento de la cuenca se mantiene constante, conservando las eventualidades de crecida y estiaje.

En cuanto a los índices globales, tanto la media (+6.6%) como la mediana (+13%) aumentan, lo que indica una tendencia hacia caudales levemente superiores en el centro de la distribución. En paralelo, la desviación estándar disminuye en un 12% y el coeficiente de variación cae en un 17%, lo que sugiere un régimen futuro más regular y menos variable. Respecto a los días de caudal extremo, se proyecta una reducción en el número de jornadas sobre el umbral alto (cuantil Q10) del 27%, mientras que los días bajo el umbral bajo (cuantil Q90) disminuyen en un 51%. Esto implica menos episodios de crecida y, al mismo tiempo, una fuerte reducción de los periodos críticos de sequía, lo que en conjunto revela un régimen más estable y con menor frecuencia de extremos.

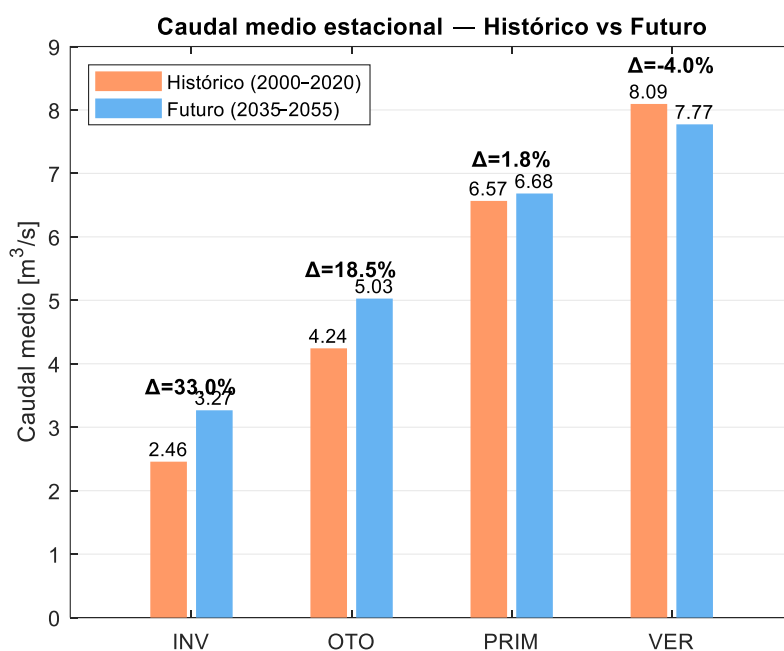


**Figura 6.20. Serie temporal promedio para caudal futuro (2035-2055) y caudal histórico (2000-2020).**

En la **Figura 6.21** se presenta el hidrograma anual medio, en este se puede observar cómo aumenta el caudal, aun cuando se presenta una disminución en la precipitación y SWE en la simulación de variación climática. El gráfico evidencia un desplazamiento fundamental del régimen hidrológico, causado directamente por el aumento de temperatura, este calor provoca que una mayor proporción de la precipitación caiga como lluvia en lugar de nieve, generando un aumento inmediato del caudal base en Invierno (+33%) y Otoño (+18.5%), tal como se muestra en la **Figura 6.22**. A su vez, el calor acelera el derretimiento de la nieve acumulada, adelantando el peak de deshielo desde fines de primavera/verano (días 220-300) a plena primavera (día 200 aproximadamente), este adelantamiento explica por qué la primavera parece estable en el promedio estacional, aumentando solo un 1.8%. Cabe mencionar que el promedio simplemente oculta un inicio de estación con un peak de deshielo mas alto y un final de estación con menos agua, de manera que se produce un derretimiento prematuro, agotando la reserva nival antes de tiempo, lo que provoca la reducción de caudal observada en el Verano (-4.0%).



**Figura 6.21. Hidrograma anual medio y precipitación de la cuenca Juncal en Juncal.**



**Figura 6.22. Comparación caudal promedio estacional (invierno-otoño-primavera-verano) para la cuenca juncal en juncal, entre periodo histórico (2000-2020) y futuro (2035-2055).**

#### 6.4.5 Apreciaciones generales de la variación climática

En general, se cumple que el modelo llevado a futuro mantiene la estacionalidad, lo cual se explica porque la modificación climática proviene directamente de las forzantes meteorológicas históricas. Sin embargo, diversos estudios muestran que en escenarios de cambio climático las estaciones del año no permanecen estáticas, sino que tienden a desplazarse. En Chile central, por ejemplo, Araya-Osses et al., (2020) proyecta que tanto las temperaturas mínimas como máximas aumentarán en todas las estaciones, lo que sugiere un adelanto del inicio del deshielo y una reducción en la duración de los inviernos nivosos. En la práctica, esto implica que, en una proyección futura con variaciones estacionales más realistas, podrían esperarse inviernos más cortos, veranos más largos y una disminución de la acumulación nival, tal como ya se ha observado en las últimas décadas.

Al trabajar con un escenario de variación climática de carácter extremo, el modelo USM-Stowhas tiende a proyectar valores futuros igualmente extremos. Si bien el caudal a la salida de la cuenca se mantiene dentro de rangos razonables, los procesos internos de derretimiento y sublimación se ven fuertemente alterados, esto se refleja en una marcada disminución del SWE y en la reducción del tamaño de los glaciares, lo que a su vez deja a la cuenca dependiendo en gran medida de la precipitación líquida, siendo esta el principal aporte al caudal, a lo cual se suma el aporte del derretimiento glaciar acelerado (**Tabla 6.6**), que producto de las altas temperaturas ahora también contribuye con agua fuera del verano. Esta combinación de escorrentía pluvial y derretimiento prematuro (nival y glaciar) es lo que explica la paradoja del aumento en el caudal en invierno y otoño previamente analizado. No obstante, en el balance anual, la precipitación total también presenta una tendencia decreciente, debido al escenario SSP5-8.5, lo cual, sumado al colapso de las reservas de nieve y hielo, pone en riesgo la sustentabilidad hídrica de la cuenca, especialmente durante periodos de estiaje.

## 7 Conclusiones

El estudio realizado tuvo como objetivo general **evaluar la respuesta hidrológica de la cuenca Juncal en Juncal frente a escenarios de variación climática, mediante la aplicación del modelo hidrológico USM-Stowhas en base física**. Para ello se abordaron tres objetivos específicos, analizar y corregir los datos meteorológicos históricos utilizados como forzantes, calibrar y validar los submodelos de nieve, glaciar y escorrentía que conforman el USM-Stowhas, y proyectar la respuesta futura de la cuenca bajo el escenario climático SSP5-8.5. Estos objetivos fueron alcanzados de manera satisfactoria, permitiendo integrar cada paso del submodelo con base física, en conjunto de la variación de las forzantes para una cuenca nivoglaciar y evaluar su impacto en la disponibilidad hídrica de la cuenca.

En cuanto a los submodelos y su comportamiento específico, el modelo nival (UEB) calibrado permitió representar adecuadamente tanto el equivalente en agua de nieve (SWE) como la cobertura de nieve (SCA). Los resultados muestran que, bajo condiciones futuras (2035–2055), el SWE promedio disminuye de **88,7 mm a 41,4 mm**, equivalente a una reducción del **53%**, acompañado de una fuerte caída en los valores extremos (percentil 90 pasa de 337 mm a 166 mm). La temporada nival se acorta, con una duración media inferior en más de 40 días respecto al período histórico. El SCA también se reduce, aunque de manera menos drástica: desde un promedio histórico del **40,2%** de la superficie de la cuenca cubierta por nieve hasta un **31,2%** en el futuro (–22%). Estos resultados reflejan que la cuenca seguirá cubierta de nieve durante gran parte del año, pero con un espesor mucho menor y una reducción de su capacidad de regulación hídrica.

Mientras que, el modelo glaciar (ETI) mostró un ajuste ideal frente a balances observados ( $R^2=0.95$ ) en su calibración. La proyección a futuro indica que los balances de masa glaciar se vuelven más negativos, pasando de valores medios entre **–0,17 y –0,79 m w.e./año** en el período histórico a rangos entre **–0,49 y –1,52 m w.e./año** en el futuro. Esto implica un incremento de pérdidas de entre 87% y 234% según cada glaciar. Los glaciares más pequeños (<1 km<sup>2</sup>) son particularmente vulnerables y presentan alta probabilidad de desaparecer antes de 2050, mientras que glaciares mayores, como Juncal Norte A, muestran mayor inercia y resiliencia, aunque con reducciones significativas en volumen y espesor. La cuenca, por lo tanto, perderá progresivamente su funcionamiento como reserva de agua sólida, lo cual es de vital importancia para el caudal en meses secos.

Por otra parte, el modelo de escorrentía (EM) permitió reproducir de forma aceptable la dinámica de caudales ( $KGE\approx 0.58$ ), y al proyectarlo bajo variación climática, se identificaron cambios en el régimen estacional. Debido al aumento de temperatura, que transforma la nieve invernal en lluvia inmediata, los caudales de invierno se incrementan en un **+33%**, en otoño en **+18,5%**, y en primavera se mantienen casi estables (+1,8%), en contraste, los caudales de verano muestran una disminución de **–4%**, lo que implica una menor disponibilidad hídrica en el período de mayor demanda agrícola y urbana como ya había anticipado el modelo glaciar. En conjunto, el régimen futuro presenta mayor regularidad (desviación estándar –12%, coeficiente de variación –17%) y menos episodios extremos, pero con un desplazamiento de la estacionalidad hídrica hacia inviernos más caudalosos y veranos más secos.

En lo que a la importancia hídrica de la cuenca respecta, Juncal en Juncal experimentará un **desplazamiento en la estacionalidad del caudal**, reduciendo su rol como regulador natural en los meses de estiaje. Esto implica riesgos directos para el abastecimiento de agua potable, el riego agrícola y la generación hidroeléctrica en la macrozona central, en especial considerando la actual megasequía que afecta a Chile (Boisier et al., 2016; Dussaillant et al., 2019). Este nuevo régimen, con una mayor dependencia de precipitaciones líquidas inmediatas y de un derretimiento nival más temprano, refuerza la necesidad de ajustar las estrategias de gestión hídrica, considerando medidas como una operación adaptativa de embalses y mejoras en la eficiencia del riego (Araya-Osses et al., 2020; Á. Ayala et al., 2020).

Aunque el modelo USM-Stowhas mostró un desempeño robusto, es importante reconocer ciertas limitaciones. En primer lugar, la dependencia en los productos grillados como CR2MET y la integración del viento por bandas desde píxeles del Explorador Eólico, generan cierta incertidumbre en zonas de alta montaña donde no se poseen mediciones directas en estaciones a gran altura. A su vez, no se consideró la variación en el área glaciar a lo largo de los años, lo que generó una sobreestimación del

SCA en las áreas glaciares a lo largo de los años. También se hace una observación al escenario climático utilizado (SSP5-8.5), el cual corresponde a un caso extremo, si bien es útil para evaluar la vulnerabilidad de la cuenca a episodios extremos, puede sobrestimar impactos respecto a escenarios más moderados. Por último, al realizar calibraciones en función de mediciones limitadas, como lo es el SWE en un punto específico y el balance glaciar promedio para 18 años, restringe la validación espacial para toda la cuenca.

Para finalizar, se sugiere en estudios futuros, volver a integrar la dinámica de variación glaciar en los años implementada por Sanllehi, (2023) de manera que no se sobreestime el SCA. A su vez, la aplicación de otros escenarios de variación climática, en donde se puedan obtener forzantes como temperatura y precipitación con una variación temporal más realista y de esta forma no mantener la temporalidad en los eventos, y contar con un rango más amplio de proyecciones. Por último, aplicar el modelo en otras cuencas andinas, idealmente donde se tenga una mayor cantidad de mediciones en terreno, tanto en los parámetros a calibrar (derretimiento glaciar, SWE), como en estaciones meteorológicas para el ajuste de las forzantes meteorológicas.

En síntesis, la aplicación del modelo hidrológico USM-Stowhas en la cuenca Juncal en Juncal demuestra que los impactos del cambio climático se traducirán en **menor acumulación nival, mayor derretimiento glaciar y un desplazamiento en la estacionalidad hídrica**. Estos cambios comprometen la capacidad de la cuenca de sostener los caudales estivales y, con ello, aumentan la vulnerabilidad hídrica de la región. La evidencia aquí presentada resalta la necesidad de **anticipar medidas de adaptación y gestión** que permitan enfrentar escenarios más cálidos y secos, asegurando la disponibilidad de agua para las comunidades, la agricultura y los ecosistemas dependientes del recurso.

## 8 Agradecimientos

Quisiera comenzar expresando mis más sinceros agradecimientos a las fuentes de financiamiento que hicieron posible esta investigación. Este trabajo fue realizado gracias al invaluable apoyo del Proyecto FONDECYT Iniciación en investigación No. 11220482 y al proyecto USM Interno Multidisciplinario PI\_M\_24\_03.

Un agradecimiento especial a mis profesores guía y coguía, Lina Castro y Miguel Lagos, por su tiempo y sus comentarios que permitieron llevar a cabo este estudio. Así mismo, un agradecimiento a mi compañera Constanza Vargas, por trabajar a la par en este proyecto y las incontables horas dedicadas a salir adelante en conjunto.

## 9 Referencias

- Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P., Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., ZambranoBigiarini, M., & Ayala, A. (2018). The camels-cl dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies-chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Araya-Osses, D., Casanueva, A., Román-Figueroa, C., Uribe, J. M., & Paneque, M. (2020). Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling. *Climate Dynamics*, 54(9–10), 4309–4330. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05231-4>
- Atlas del Agua*. (2016). [www.dga.cl](http://www.dga.cl)
- Ayala, Á., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., & Farinotti, D. (2020). Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *Cryosphere*, 14(6), 2005–2027. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2005-2020>
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., & Burlando, P. (2017). Patterns of glacier ablation across North-Central Chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions. *Water Resources Research*, 53(7). <https://doi.org/10.1002/2016WR020126>
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036–4058. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>
- 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. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 413–421. <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>
- Brown, M. E., Racoviteanu, A. E., Tarboton, D. G., Gupta, A. Sen, Nigro, J., Policelli, F., Habib, S., Tokay, M., Shrestha, M. S., Bajracharya, S., Hummel, P., Gray, M., Duda, P., Zaitchik, B., Mahat, V., Artan, G., & Tokar, S. (2014). An integrated modeling system for estimating glacier and snow melt driven streamflow from remote sensing and earth system data products in the Himalayas. *Journal of Hydrology*, 519(PB), 1859–1869. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.050>
- DGA. (2022). *Homologación del cálculo hidrológico para la estimación de la oferta natural de agua histórica y futura en Chile*.
- Duan, Q. Y., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3). <https://doi.org/10.1007/BF00939380>
- Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., & Ruiz, L. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(10), 802–808. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>
- Farías-Barahona, D., Ayala, Á., Bravo, C., Vivero, S., Seehaus, T., Vijay, S., Schaefer, M., Buglio, F., Casassa, G., & Braun, M. H. (2020). 60 years of glacier elevation and mass changes in the Maipo River Basin, central Andes of Chile. *Remote Sensing*, 12(10). <https://doi.org/10.3390/rs12101658>
- Flores. (2017). *Metodologías para predicción de caudales medios diarios utilizando un modelo hidrológico de derretimiento de nieve, y transformación de derretimiento en escorrentía aplicado en la cuenca del Río Juncal*. <http://hdl.handle.net/11673/23295>
- Garreaud, R., Pica-Téllez, A., Meza, F., Bustos, S., Marcelo Ibarra, M., Ignacia Silva, M., Duarte, K., & Dittborn SSG, R. (2021). *Informe Proyecto Arclim, atlas de Riesgo Climático para Chile*. [www.cambioglobal.uc.cl](http://www.cambioglobal.uc.cl)
- 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. *Journal of Hydrology*, 377(1–2). <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>

- Juan P. Boisier. (2023). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for the period 1960-2021 in continental Chile. *Zenodo*.
- Miguelés, R. (1994). Síntesis de caudales diarios en cuencas pluvionivales. *Universidad Técnica Federico Santa María*.
- Ministerio de Energía de Chile & Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, U. de Chile., & Departamento de Geofísica, F. de C. F. y M. (n.d.). Explorador Eólico [Plataforma en línea]. 2018.
- Ministerio de Obras Públicas, & Dirección General de Aguas. (2025). Inventario Público de Glaciares de Chile. *Serie de Estudios Básicos DGA, S.E.B. N° 8 Del 2025 I.S.B.N. 9789567970797*.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. (n.d.). *An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*.
- 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. *Journal of Glaciology*, 51(175). <https://doi.org/10.3189/172756505781829124>
- Rojas, F., Vargas, X., Muñoz, E., & Rubio, E. (2024). *Sensibilidad de parámetros del modelo hidrológico variable infiltration capacity al utilizar diversos productos de precipitaciones y su impacto en flujos, estados y procesos hidrológicos modelados*.
- Sanllehi, A. (2023). *Integración y evaluación de modelo de derretimiento y acumulación de nieve y hielo glaciar a modelo hidrológico USM*.
- Stowhas, L. (1975). Simulation of energy budget and melting processes in snowpack systems under data constrains. *University of California, Davis*.
- Stowhas, L. (2016). Fundamentos de hidrología aplicada. *Universidad Técnica Federico Santa María*.
- Tarboton, D. G., Luce, C. H., & Service, U. F. (1996). Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB),. *Computer Model Technical Description and Users Guide, December*.
- van Tiel, M., Stahl, K., Freudiger, D., & Seibert, J. (2020). Glacio-hydrological model calibration and evaluation. In *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* (Vol. 7, Issue 6). <https://doi.org/10.1002/wat2.1483>
- Vargas, G. (2022). Simulación de caudales diarios en cuencas andinas del centro de Chile empleando datos meteorológicos en cr2met en un modelo hidrológico semi-distribuido. . *Valparaíso, Chile: Universidad Técnica Federico Santa María*.
- You, J., Tarboton, D. G., & Luce, C. H. (2014). Modeling the snow surface temperature with a one-layer energy balance snowmelt model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(12), 5061–5076. <https://doi.org/10.5194/hess-18-5061-2014>

## 10 ANEXOS

### A. ANEXO. Especificación Modelo Escorrentía de Migueles (EM).

Dada la descripción realizada en el apartado 5.3.3, se especifica el proceso que se lleva a cabo en cada paso descrito en la Figura 5.3.

#### A.1. Balance superficial

Dado el agua entrante al modelo de escorrentía denotado como  $(D(i, j))$  donde  $i$  es la banda y  $j$  el día de simulación, se considera que el agua que se infiltra corresponde a  $FRAC \cdot D(i, j)$ , mientras que el agua que queda en la superficie corresponde a  $(1 - FRAC) \cdot D(i, j)$ .

#### A.2. Balance de humedad del suelo

Para calcular el balance de humedad del suelo se utiliza la ecuación A.2.1 donde  $HS$  representa la humedad en el suelo,  $D$  es el agua entrante en el modelo y  $EVAP$  es la evapotranspiración, todos estos considerados en la banda  $i$  para el día  $j$  en metros.

$$HS(i, j) = HS(i, j - 1) + FRAC \cdot D(i, j) - EVAP(j) \quad (A.2.1)$$

La evapotranspiración del suelo se obtiene mediante la función de evapotranspiración potencial diaria ( $ET_p$ ) calculada mediante la ecuación A.2.3, según el método de Blaney & Criddle en  $[md^{-1}]$  y de la humedad del suelo según la ecuación A.2.2.

$$EVAP(i, j) = ET_p(i, j) \cdot \frac{HS(i, j)}{HS_{max}} \quad (A.2.2)$$

$$ET_p = p(0.46 \cdot T_{media} + 8) \quad (A.2.3)$$

Donde  $p$  es el porcentaje de horas de luz en el día en relación con el total anual y  $T_{media}$  es la temperatura media diaria en  $[^{\circ}C]$ . Finalmente, el agua excedente por sobre el almacenamiento del embalse máximo ( $HS_{MAX}$ ) es el que puede escurrir subterráneamente en donde  $DI$  es el agua excedente sobre  $HS_{MAX}$  que escurre subterráneamente en  $[m]$ :

$$DI(i, j) = \begin{cases} HS(i, j) - HS_{MAX}; & HS(i, j) > HS_{MAX} \\ 0; & HS(i, j) \leq HS_{MAX} \end{cases} \quad (A.2.4)$$

#### A.3. Escorrentía subterránea

Se calcula la recarga de los embalses de cada banda según lo explicado en el punto 5.3.3 como  $REC(i, j)$ , donde  $EZ(i+1, j)$  es la descarga del embalse  $i+1$  en el día  $j$  en la ecuación (A.3.1) y luego se aplica la ecuación de continuidad en la banda (A.3.2).

$$REC(i, j) = DI(i, j)A_b(i) + EZ(i + 1, j) \quad (A.3.1)$$

$$REC - EZ = \frac{dV}{dt} \quad (A.3.2)$$

Donde  $A_b(i)$  es el área de la banda  $i$   $[m^2]$ . La variación del volumen almacenado en una banda con respecto al tiempo  $\frac{dV}{dt}$  está relacionada con la descarga del sistema. En el caso particular de un embalse lineal, la descarga se define mediante la relación entre la descarga  $EZ$ , un coeficiente  $CK$  y el volumen almacenado  $V$ . Este modelo se utiliza para describir el comportamiento del agua en el sistema, derivando ecuaciones que representan tanto la descarga como su variación en el tiempo.

La relación básica de la descarga del sistema está dada por:

$$EZ = CK \cdot V \quad (A.3.3)$$

Si esta expresión se reemplaza en la ecuación que describe la recarga (REC), se obtiene:

$$REC - EZ = \frac{1}{CZ} \frac{dEZ}{dt} \quad (A.3.4)$$

Separando variables y resolviendo la integral entre  $t=0$  y  $t$ , la solución general para EZ es:

$$EZ(t) = REC + (EZ_0 - REC) \cdot \exp(CK \cdot t) \quad (A.3.5)$$

Donde:

- $EZ(t)$  es la descarga en el tiempo  $t$ ,
- $EZ_0$  es la descarga inicial o en el paso anterior,
- $CK$  es la constante del embalse subterráneo.

Finalmente, al integrar la ecuación para un tiempo  $t$  entre  $j-1$  y  $j$ , se puede calcular la escorrentía superficial  $EZ(i, j)$  para una banda  $i$  y un día  $j$  según:

$$EZ(i, j) = REC(i, j) + \frac{1}{CK} (EZ(i, j - 1) - REC(i, j))(1 - \exp(-CK)) \quad (A.3.6)$$

#### A.4. Escorrentía superficial

Obtenido el agua que queda en la capa superficial ( $D(i, j) (1 - F RAC)$ ), se utilizan las ecuaciones de Muskingum para estimar el ruteo de caudal de una banda a otra. Mediante el método de Muskingum es posible estimar el caudal de salida de una banda de elevación según la Ecuación (A.4.1).

$$Q(i, j) = C_1 Q(i, j - 1) + C_2 I(i, j - 1) + C_3 I(i, j) \quad (A.4.1)$$

Donde los factores  $C_1$ ,  $C_2$  y  $C_3$  se calculan según:

$$C_1 = 2KMUS (1 - xMUS) - \Delta t 2KMUS (1 - xMUS) + \Delta t \quad (A.4.2)$$

$$C_2 = \Delta t + 2KMUS xMUS 2KMUS (1 - xMUS) + \Delta t \quad (A.4.3)$$

$$C_3 = \Delta t - 2KMUS xMUS 2KMUS (1 - xMUS) + \Delta t \quad (A.4.4)$$

Donde  $Q(i, j)$  es el caudal de salida de banda  $i$  en día  $j$ , [ $m^3 d^{-1}$ ],  $I(i, j)$  es el caudal de entrada en banda  $i$  en día  $j$ , [ $m^3 d^{-1}$ ],  $2KMUS$  es una constante que representa la medida del desfase de la onda de crecida, [ $d$ ],  $xMUS$  es un factor adimensional que pondera la importancia de los caudales de entrada y salida del volumen de control.

Para determinar los caudales de entrada en cada momento, se deben tener en cuenta tanto el caudal proveniente de las bandas aguas arriba de la banda analizada considerada, como el agua entrante al modelo que no se ha infiltrado en el suelo:

$$I(i, j) = Q(i + 1, j) + (1 - F RAC) D(i, j) Ab(i) \quad (A.4.5)$$

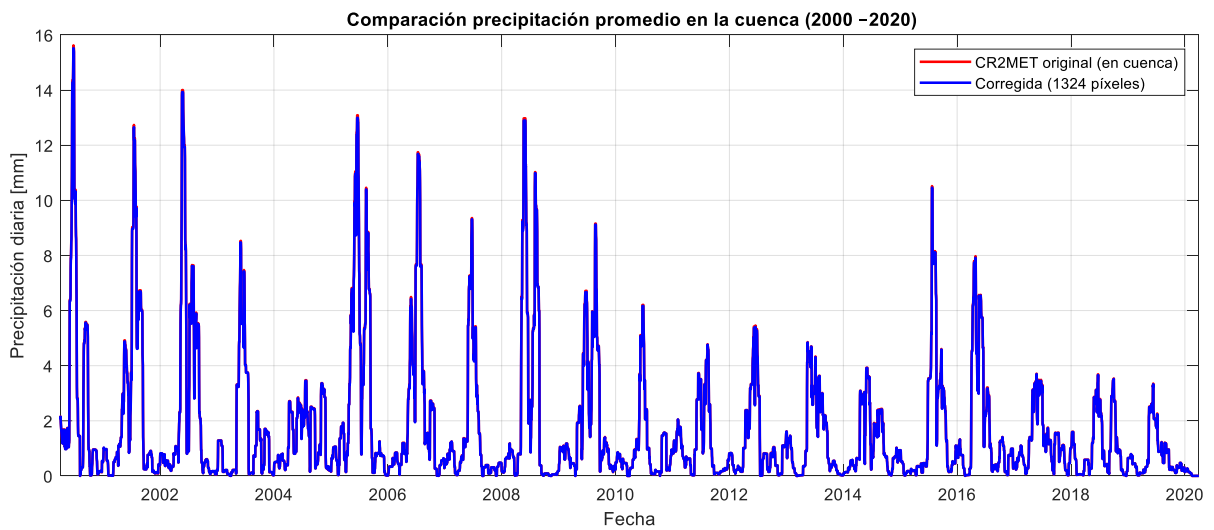
Finalizando, la escorrentía superficial para cada banda es calculada evaluando recursivamente las Ecuaciones A.4.1 y A.4.5 desde la banda superior hacia abajo para cada día de simulación. Por lo tanto, la escorrentía superficial del punto de aforo corresponde al caudal de salida de la banda inferior.

### A.5 Escorrentía total

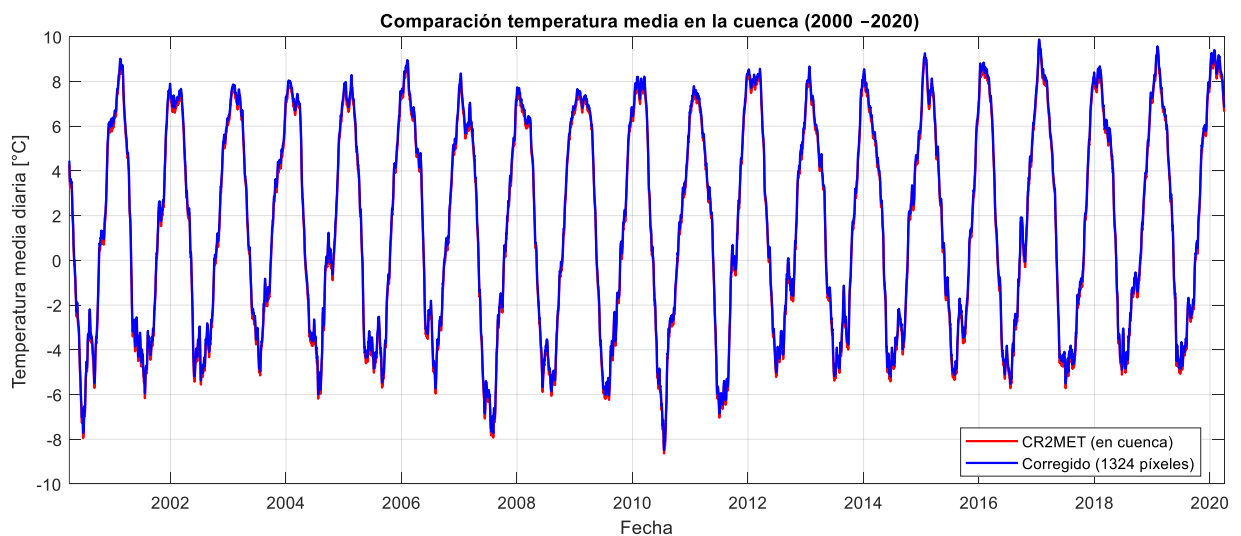
Por último, el caudal total a evaluar para la calibración del modelo en el punto, es decir, la banda inferior, se calcula según la Ecuación (A.5.1).

$$QT(i, j) = Q(1, j) + EZ(1, j) \quad (A.5.1)$$

## B. ANEXO. Series históricas de temperatura y precipitación CR2MET vs corregidos al DEM.

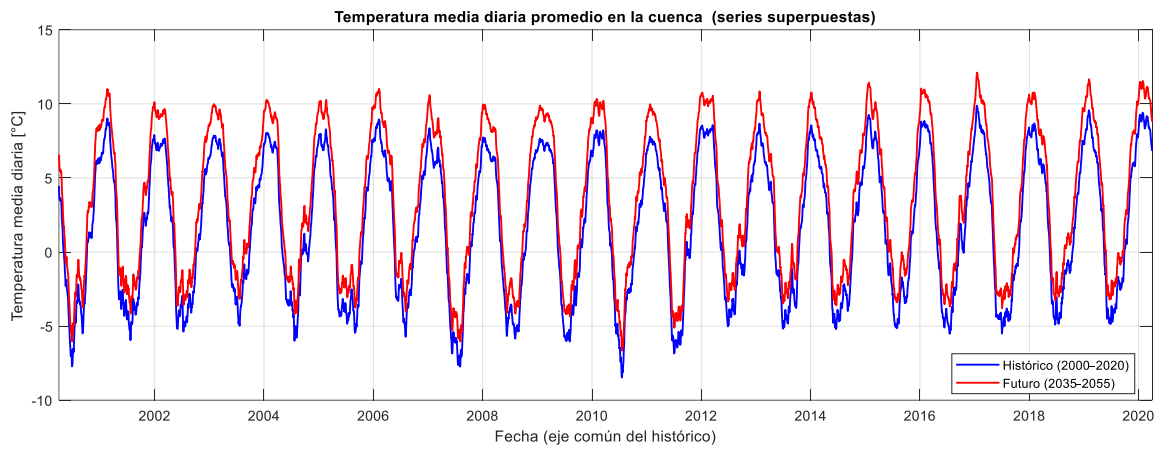


**Figura B1. Comparación precipitación promedio de la cuenca, CR2MET crudo versus DEM corregido.**

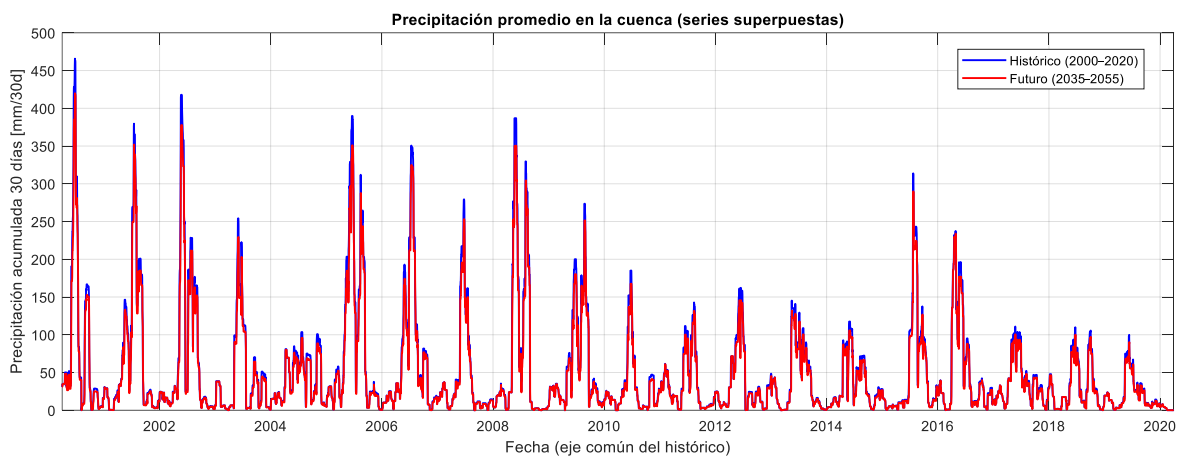


**Figura B2. Comparación temperatura promedio de la cuenca, CR2MET crudo versus DEM corregido.**

**C. ANEXO. Serie temporal de temperatura y precipitación con las modificaciones de variación climática.**



**Figura C1. Comparación temperatura promedio de la cuenca, datos históricos versus modificación de variación climática.**



**Figura C2. Comparación precipitación promedio de la cuenca, datos históricos versus modificación de variación climática.**