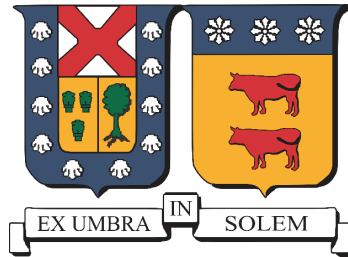


UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA  
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES  
VALPARAÍSO - CHILE



# Modelación hidrológica en zona de alta montaña considerando albedo de nieve desde distintas fuentes de datos

ROBERTO CARLOS OPAZO VERDUGO

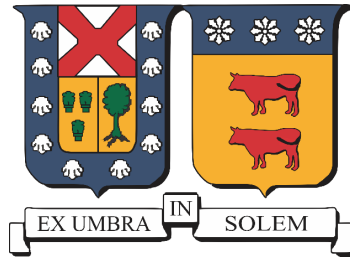
Memoria para optar el Título de  
Ingeniero Civil

Profesor Guía  
Raúl Flores Audibert

Abril de 2023



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA  
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES  
VALPARAÍSO - CHILE



# Modelación hidrológica en zona de alta montaña considerando albedo de nieve desde distintas fuentes de datos

Memoria de titulación presentada por  
ROBERTO CARLOS OPAZO VERDUGO

Como requisito parcial para optar el título de  
Ingeniero Civil

Profesor Guía  
Raúl Flores Audibert

Abril de 2023

# Resumen

El cambio climático está afectando de forma importante las zonas de alta montaña, sobre todo aquellas cuencas ubicadas en zonas semiáridas con un flujo nival dominante. La cuenca en estudio Juncal en Juncal ubicada en los Andes centrales de Chile presenta estas características mencionadas, por lo que el entendimiento de los factores antropogénicos que han alterado la hidrología de la cuenca en los últimos años es de suma relevancia en una región que lleva varios años con sequía. Estudios previos han determinado y cuantificado cómo la deposición de material particulado sobre la superficie tiene la capacidad de reducir el albedo de la nieve, luego surge la inquietud de conocer la influencia de este fenómeno en toda una cuenca. En ese contexto, el presente estudio busca cuantificar los efectos de la variación del albedo del manto nival en la cuenca de estudio, mediante la modelación de los caudales afluentes a nivel horario con CRHM (Cold Region Hydrological Model) considerando albedo de nieve desde distintas fuentes de datos.

La modelación hidrológica realizada incluye por una parte, la construcción de forzantes meteorológicas como la precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento; para lo cual se recurre a conjuntos de datos grillados nacionales e internacionales como CR2MET, ERA-Interim y ERA5. En relación a las fuentes de datos de albedo consideradas, se trabaja con productos MODIS, con datos de reanálisis, y con los valores entregados por un módulo interno del CRHM. Una segunda etapa de la modelación consta de la delimitación de las unidades de respuesta hidrológica (HRU), y de la distribución de cada una de las observaciones. Finalmente, se construye el modelo en la plataforma CRHM, se asignan los parámetros correspondientes a cada proceso hidrológico, y se calibran el resto de los parámetros mediante el algoritmo PSO.

Todos los casos evaluados mostraron un buen desempeño, con valores de KGE sobre los 0.83 para el periodo de calibración, y sobre los 0.66 para el periodo de validación. Los tiempos de inicio y término de las temporadas de acumulación y derretimiento fueron modelados correctamente, así como los caudales medios y bajos, mientras que, los peaks fueron simulados con dificultades. Por otra parte, comparando las fuentes de albedo evaluadas, el módulo interno de CRHM presenta el mejor desempeño, con valores de KGE de 0.85 en la calibración y 0.77 en la validación. Finalmente, de los resultados obtenidos en el estudio, se deriva que un aumento de un 1% en los valores de albedo de nieve, está asociado a un aumento en las tasas de derretimiento medio de un 1.6% a un 5.6%, considerando los casos modelados.

# Agradecimientos

En el ajetreo propio de la rutina que uno lleva, ocasionalmente es difícil percatarse del camino que se ha recorrido, pero al pensar en las experiencias vividas, finalmente lo que se recuerda con mayor calidez y agradecimiento, son las personas que de alguna u otra forma han sido parte de esta etapa de mi vida. Por este motivo, en estos breves párrafos quiero darme un tiempo para agradecer a las personas que me han encaminado al punto en que estoy ahora.

Inicialmente quiero agradecer a los profesores, funcionarios y compañeros de la Escuela Puente Colmo y del Colegio María Goretti, que fue donde comencé mis estudios y donde adquirí ese *gustito* por las matemáticas y ciencias, *gustito* que me llevaría a estudiar Ingeniería Civil.

En segundo lugar quiero agradecer a la comunidad de la USM. A la gente de Placeres, a los funcionarios de los distintos estamentos de la universidad que me han atendido con amabilidad, en especial a los funcionarios de la Biblioteca, de Dirección de Estudios, y de las Porterías. A los profesores, los de ramos de ciencias básicas, y los de carrera, sobre todo a quienes lograron transmitirme un poquito más de lo formal, nuevas formas de pensar, o su pasión por los contenidos, que hicieron de mi paso por la universidad algo mucho más enriquecedor. A mi profe guía, que sin conocerme previamente, me dio la oportunidad con un tema de memoria interesante y supo guiarme en un periodo enredado de cuarentenas y telereuniones.

También quiero agradecer a mis compañeros de carrera, a los de mi generación y demás generaciones que me tocó compartir. Quienes me acompañaron de alguna forma en el cursar de los ramos, aquellos que me incluyeron en su grupo de trabajo, los que me compartieron material o simplemente algún consejo. A los ayudantes que en varias ocasiones sus ayudantías y tips fueron cruciales en los ramos más difíciles, muy agradecido con ellos. Pero especialmente con aquellas personas que tuve una relación más cercana, que independiente si se mantenga o no en el tiempo, es de lo que recuerdo con más cariño. Y como olvidar a mi hermano, que también como compañero de carrera, avanzamos, nos apoyamos y trasnochamos juntos cada ramo complicado.

Una mención especial merecen las amistades que formé en la pensión Latorre 517. El paso por esta pensión me deja recuerdos que atesoraré de mi época universitaria.

Igualmente, y pese a que mi paso por la otra pensión en la que estuve no fue muy largo, recuerdo con afecto a las personas con las que compartí.

Y ya llegando al término de estos párrafos, quiero agradecer a mi familia. Mis padres, mis abuelos y mi hermano fueron el gran soporte en esta etapa que se termina. No les agradezco más, porque siento que estas palabras van dedicadas a esa parte de mí que voy dejando atrás, y con ustedes me queda hartito camino por recorrer.

Muchas Gracias

Roberto Opazo Verdugo

# Contenido

<b>Índice de Figuras</b>	<b>ix</b>
<b>Índice de Tablas</b>	<b>xii</b>
<b>Lista de acrónimos</b>	<b>xiii</b>
<b>1 Introducción</b>	<b>1</b>
1.1 Objetivos . . . . .	2
1.2 Organización del documento . . . . .	3
<b>2 Revisión Bibliográfica</b>	<b>4</b>
2.1 Cambio climático . . . . .	4
2.2 Hidrología de nieves . . . . .	5
2.3 Modelación Hidrológica . . . . .	8
2.4 Cold Region Hydrological Model (CRHM) . . . . .	9
2.5 Datos de reanálisis y percepción remota . . . . .	11
2.6 Métricas de evaluación de desempeño . . . . .	14
<b>3 Zona de estudio</b>	<b>16</b>
3.1 Ubicación . . . . .	16
3.2 Geomorfología . . . . .	16
3.3 Hidrología . . . . .	18

## *Contenido*

<b>4 Metodología</b>	<b>21</b>
4.1 Forzantes Meteorológicas . . . . .	21
4.2 Modelación Hidrológica con CRHM . . . . .	30
4.3 Calibración y validación del modelo . . . . .	40
<b>5 Resultados</b>	<b>42</b>
5.1 Series de albedo . . . . .	42
5.2 Calibración y validación del modelo . . . . .	44
<b>6 Discusión</b>	<b>53</b>
<b>Conclusión</b>	<b>59</b>
<b>Appendices</b>	
<b>A Serie Albedo MODIS para HRU 1</b>	<b>62</b>
<b>B Parámetros módulos CRHM</b>	<b>66</b>
<b>C Series de albedo según banda de elevación</b>	<b>68</b>
<b>D Volúmenes de entrada a la cuenca</b>	<b>71</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>73</b>

# Índice de Figuras

2.1	Procesos hidrológicos en regiones frías. Fuente: Beria et al. (2018).	6
2.2	Diagrama de flujo CRHM	12
3.1	Mapa ubicación geográfica y elevación de Cuenca del Río Juncal	17
3.2	Curva hipsométrica de la cuenca	17
3.3	Caudales medios diarios estación fluviométrica DGA Juncal en Juncal. Periodo 2000-2020	19
3.4	Curva de Variación Estacional Río Juncal en Juncal	19
3.5	Mapa ubicación glaciares Cuenca del Río Juncal según Inventario Nacional de Glaciares (DGA 2014).	20
4.1	Comparación datos de precipitación	23
4.2	Comparación datos de temperatura	25
4.3	Comparación datos de humedad relativa	28
4.4	Procedimiento de generación de HRUs en Cuenca del Río Juncal en Juncal	31
4.5	Distribución Unidades de Respuesta Hidrológica (HRUs) en Cuenca del Río Juncal en Juncal	32
4.6	Esquema método inverso de la distancia (IDW) para HRU 23 en superposición con la grilla de precipitación (0.125° x 0.125°).	33
4.7	Gradiente orográfico y coeficiente de determinación de regresión altitud-temperatura	34
4.8	Grilla datos de velocidad del viento de 1 km x 1 km en superposición con HRUs.	35
4.9	Diagrama de flujo modelo construido en plataforma CRHM	39

## Índice de Figuras

5.1	Series de albedo promedio de las fuentes utilizadas en la modelación. Valores promedios para la cuenca en estudio. Periodo 2004-2016 . . . . .	43
5.2	Series de albedo suavizadas promedio de las fuentes utilizadas en la modelación. Se incluye la serie de albedo obtenida con el módulo Albedo richard de CRHM (no suavizada) para su comparación. Valores promedios para la cuenca en estudio. Periodo 2004-2016 . . . . .	44
5.3	Resultados modelación de caudales con datos de albedo generados por el módulo albedo.Richard de CRHM . . . . .	47
5.4	Correlación entre caudal observado y simulado, con datos de albedo del módulo albedo.Richard. Periodo calibración (A). Periodo validación (B). . . . .	48
5.5	Resultados modelación de caudales con datos de albedo MODIS . . . . .	49
5.6	Correlación entre caudal observado y simulado, con datos de albedo MODIS. Periodo calibración (A) y (C). Periodo validación (B) y (D). . . . .	50
5.7	Resultados modelación de caudales con datos de albedo ERA5 . . . . .	51
5.8	Correlación entre caudal observado y simulado, con datos de albedo ERA5. Periodo calibración (A) y (C). Periodo validación (B) y (D). . . . .	52
6.1	Comparación series de albedo con observaciones Proyecto NUNATAK . . . . .	54
6.2	A) Albedo medio diario de la cuenca por año hidrológico, considerando sólo días con cobertura nival. B) Derretimiento medio diario de la cuenca por año hidrológico, considerando sólo días con cobertura nival . . . . .	58
A.1	Constitución serie de albedo construida con datos MODIS. Periodo 2003-2007. HRU 1 . . . . .	63
A.2	Constitución serie de albedo construida con datos MODIS. Periodo 2008-2012. HRU 1 . . . . .	64
A.3	Constitución serie de albedo construida con datos MODIS. Periodo 2013-2017. HRU 1 . . . . .	65
C.1	Series de albedo de las fuentes utilizadas en la modelación. Valores promedios según banda de elevación. Periodo 2011-2016 . . . . .	69

*Índice de Figuras*

C.2 Series de albedo suavizadas de las fuentes utilizadas en la modelación.  
Se incluye la serie de albedo obtenida con el módulo Albedo richard de  
CRHM (no suavizada) para su comparación. Valores promedios según  
banda de elevación. Periodo 2011-2016 . . . . . 70

# Índice de Tablas

2.1	Rangos aproximados de albedo para superficies naturales . . . . .	7
3.1	Parámetros morfológicos Cuenca Juncal. . . . .	18
4.1	Características de productos grillados utilizados . . . . .	22
4.2	Características de productos MODIS utilizados . . . . .	29
4.3	Parámetros geomorfológicos HRUs . . . . .	40
4.4	Detalles calibración . . . . .	41
5.1	Resumen casos evaluados modelación CRHM . . . . .	42
5.2	Rangos y valores óptimos obtenidos para los parámetros calibrados mediante el algoritmo de optimización PSO . . . . .	45
5.3	Desempeño de la modelación para los distintos casos evaluados . . . . .	45
5.4	Desempeño de la modelación para los distintos casos evaluados . . . . .	48
6.1	Volúmenes acumulados de inputs a la cuenca . . . . .	57
6.2	Resumen variaciones porcentuales de derretimiento . . . . .	57
B.1	Parámetros módulos CRHM . . . . .	67
D.1	Volúmenes acumulados de inputs a la cuenca por caso modelado . . . . .	72

# Lista de acrónimos

<b>CRHM</b>	. . . . .	Cold Region Hydrological Model.
<b>HRU</b>	. . . . .	Hydrological Responde Unit
<b>MODIS</b>	. . . . .	Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>DGA</b>	. . . . .	Dirección general de Aguas
<b>IPCC</b>	. . . . .	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>SWE</b>	. . . . .	Snow Water Equivalent
<b>KGE</b>	. . . . .	Kling-Gupta efficiency
<b>CR2</b>	. . . . .	Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia
<b>CR2MET</b>	. . . . .	Conjunto de datos grillados con información meteorológica, elaborados por CR2
<b>ECMWF</b>	. . . . .	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
<b>ERA-Interim</b>	. . . . .	Reanálisis climático elaborado por la ECMWF. Predecesor de ERA-5 y sucesor ERA-40.
<b>ERA5</b>	. . . . .	Reanálisis climático elaborado por la ECMWF. Sucesor de ERA-5.
<b>MYD10A1</b>	. . . . .	Conjunto de datos diarios de snowcover y albedo derivados de “MODIS/Aqua Snow Cover 5-Min L2 Swath 500m”
<b>MOD10A1</b>	. . . . .	Conjunto de datos diarios de snowcover y albedo derivados de “MODIS/Terra Snow Cover 5-Min L2 Swath 500m”
<b>MCD43A3</b>	. . . . .	Conjunto que provee datos de black-sky y white-sky albedo para las distintas bandas de MODIS.
<b>SRTM</b>	. . . . .	Misión Topográfica Shuttle Radar
<b>IDW</b>	. . . . .	Método de interpolación espacial utilizando la distancia inversa ponderada.
<b>DEM</b>	. . . . .	Modelo de elevación digital
<b>PSO</b>	. . . . .	Particle swarm optimization
$R^2$	. . . . .	Coefficiente de determinación

# 1

## Introducción

El cambio climático es un tema de gran relevancia a nivel mundial que tiene consecuencias tanto en lo ambiental (Desjardins 2013) como en lo social (Carleton and Hsiang 2016). El estudio de los factores que lo propician, así como sus efectos a escalas locales, puede dar un mayor entendimiento de la magnitud del fenómeno a escala global. Uno de estos factores corresponde a la contaminación atmosférica, observándose por ejemplo la influencia que puede llegar a tener la deposición de material particulado en el albedo y el derretimiento de la nieve (Jacobi et al. 2015).

En este contexto, estudios han determinado como el material particulado presente en la atmósfera tienen la capacidad de reducir el albedo de la nieve (Cereceda-Balic et al. 2018; Wang et al. 2020), variable que es de gran importancia en el balance energético de ésta, y que finalmente influirá en el derretimiento y los procesos hidrológicos de una zona determinada. En esta problemática está inserto el proyecto interno USM multidisciplinario “Modelación hidrológica en la cuenca alta del río Aconcagua incorporando el efecto de la contaminación atmosférica sobre el manto nival cuantificada mediante datos in-situ” al cual pertenece el tema de memoria investigado.

En esta memoria se busca modelar una cuenca de alta montaña analizando los efectos de la variación del albedo obtenido de distintas fuentes de datos, tales como mediciones en terreno (Proyecto NUNATAK-Chile), datos de reanálisis (“ECMWF reanalysis datasets”, Muñoz-Sabater et al. 2021) y productos de datos satelitales (“MODIS data products”, Hall and Riggs. 2016; Hall and Riggs. 2021), en la escorrentía superficial del sistema determinada primordialmente por el derretimiento nival. En este contexto, es importante mencionar que tradicionalmente en modelación hidrológica el albedo de la nieve se incorpora como una constante o se calibra, sin embargo, estudios han demostrado que se obtienen resultados más consistentes utilizando mejores

## *1. Introducción*

representaciones para esta propiedad de la nieve (Essery, Morin, et al. 2013), motivo por el cual se opta por evaluar distintas estimaciones del albedo variables en el tiempo y en el espacio.

La cuenca de estudio corresponde a la cuenca del Río Juncal en Juncal, la que está emplazada dentro de lo que se conoce como zona fría, caracterizada por la presencia de nieve y hielo en la mayor parte del año. Considerando estas propiedades se escoge el modelo hidrológico CRHM (Cold Region Hydrological Model, Pomeroy, Gray, et al. 2007) que fue desarrollado para aplicarlo en regiones de clima frío y posee una base modular, permitiendo seleccionar los procesos apropiados de cada cuenca. El modelo incluye un módulo de albedo en forma explícita, el que se usará para incorporar la variabilidad y valores desde las distintas fuentes de datos.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo General**

- Determinar los efectos de incluir variaciones del albedo del manto nival, obtenidas desde datos satelitales, reanálisis atmosféricos y datos de terreno, en la simulación de escorrentía de una cuenca de alta montaña, Cuenca del Río Juncal, utilizando el modelo CRHM (Cold Regions Hydrological Model).

### **1.1.2 Objetivos Específicos**

- Obtener las forzantes meteorológicas: precipitación, temperatura, velocidad del viento, humedad relativa y radiación; a nivel horario para el área de interés, analizando su consistencia con respecto a mediciones en terreno registrados por la DGA.
- Recolectar y analizar datos de albedo de nieve, a utilizar en este estudio y posiblemente en estudios futuros asociados al proyecto.
- Calibrar y validar el modelo hidrológico CRHM para la cuenca en estudio, evaluando su versatilidad y capacidad de variar el albedo de la nieve.

## *1. Introducción*

- Analizar la sensibilidad de los caudales modelados según la fuente de albedo de nieve considerada, comparando entre albedo obtenido mediante datos in-situ, de reanálisis y satelitales.

## **1.2 Organización del documento**

Este documento se organiza de acuerdo a lo detallado en los siguientes párrafos.

En el Capítulo 2 se realiza una revisión bibliográfica de los principales temas dentro de los cuáles se enmarca este estudio. Se describe a modo general las consecuencias del cambio climático y su influencia en los ambientes de montaña, así como los procesos hidrológicos característicos de las zonas frías. Luego se presenta el modelo hidrológico a utilizar, y otros detalles del estudio, como los tipos de fuentes de datos empleadas y métricas de evaluación.

En el Capítulo 3 se presenta la cuenca definida para el análisis, detallando su ubicación y describiendo sus características geomorfológicas e hidrológicas.

En el Capítulo 4 se presentan las metodologías empleadas en el estudio. En una primera sección se describen los métodos y fuentes usados en la obtención de las forzantes meteorológicas requeridas. Luego, se detalla la construcción del modelo hidrológico, incluyendo la distribución espacial de variables. Y finalmente, la tercera sección aborda la metodología usada para la calibración y validación del modelo.

El Capítulo 5 muestra los resultados obtenidos en el estudio, y en el Capítulo 6 se analizan, discutiendo acerca de la validez de estos y de las implicancias que tienen.

Finalmente, el Capítulo 7 muestra las principales conclusiones de la investigación.

# 2

## Revisión Bibliográfica

### 2.1 Cambio climático

Los cambios observados en las últimas décadas en el sistema climático terrestre no tienen precedentes. La superficie terrestre y oceánica son sucesivamente más cálidas desde 1850, las grandes reservas de hielo en el mundo han ido perdiendo masa, y el nivel medio del mar se ha elevado. Dentro de los principales factores antropogénicos que impulsan el actual cambio climático, se encuentran las emisiones de gases de efecto invernadero que han ido aumentando considerablemente con el comienzo de la era industrial, y que provocan una sobre-absorción de energía por parte del sistema terrestre (IPCC 2014).

El clima y los procesos hidrológicos están íntimamente ligados. El agua forma parte del gran intercambio de masa y calor entre la atmósfera, los océanos, y la superficie terrestre, por lo que influye y es influenciado por el clima. De esta manera, cada cambio ocurrido en el sistema climático afectará también los múltiples procesos hidrológicos. De acuerdo a los últimos informes del IPCC, el cambio climático está intensificando el ciclo del agua, trayendo con esto más lluvias intensas y sus inundaciones asociadas, como también más sequías intensas en varias regiones del mundo (IPCC 2021).

Situando esta problemática en los ambientes de alta montaña, donde se enmarca el presente estudio, autores han planteado (Bilbao Barrenetxea and Faria 2022) como estas regiones son unas de las más afectadas por el cambio climático, observándose disminuciones en la capa de nieve, pérdida de hielo glaciar y derretimiento de la capa de permafrost, acarreado además una serie de impactos biofísicos y socioeconómicos. Estos efectos se ven potenciados por fenómenos propios de la alta montaña como el llamado calentamiento dependiente de la elevación (elevation-dependent warming, EDW). Pepin et al. (2015) discute sobre mecanismos que propician esta situación,

## 2. Revisión Bibliográfica

estudiando el efecto del albedo de la nieve, el vapor de agua, los cambios en los flujos radiativos, y la presencia de aerosoles. El incremento de la temperatura en este tipo de ambientes finalmente impacta en la relación lluvia/nieve, ocasionando una disminución de las nevadas. En regiones montañosas como los Alpes Europeos, Oeste de Norte América, Himalayas y Andes Subtropicales, el IPCC (2019) estima que a menores elevaciones la masa nival disminuiría en un 25% (con rangos probables entre un 10 y 40%) entre el reciente periodo pasado (1986-2005) y el futuro cercano (2031-2050) independiente del escenario de los gases de efecto invernadero.

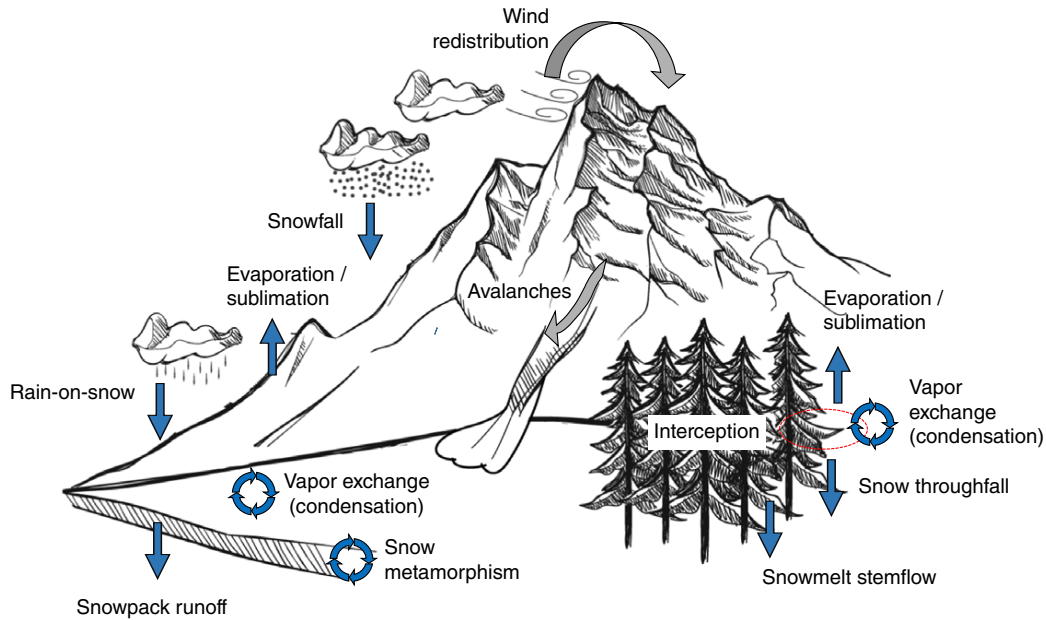
## 2.2 Hidrología de nieves

La hidrología de nieves es el estudio de la contribución de la nieve al ciclo hidrológico, particularmente del derretimiento de nieve, del movimiento del agua de deshielo dentro de la capa de nieve, y de las contribuciones de este derretimiento al escurrimiento superficial (Boon and Burles 2011).

A grandes rasgos en un año hidrológico se puede distinguir un periodo de acumulación de nieve y otro de derretimiento. El periodo de acumulación está caracterizado por la ocurrencia de nevadas, observándose un aumento del espesor de la capa de nieve, y por lo tanto, de su equivalente en agua (*Snow Water Equivalent, SWE*). La ocurrencia de nevadas en una determinada zona depende de varios factores geográficos y climáticos, sin embargo, la latitud y altitud controlan en gran medida la temperatura del lugar y por consiguiente determinan si es lo suficientemente frío para que ocurra una nevada. Así, como en general la temperatura disminuye tanto con la latitud como con la elevación, será más probable que nieve en regiones montañosas más cercanas a los polos terrestres. Otros factores que influyen en la formación y precipitación de nieve, es la presencia de grandes cuerpos de agua, y la naturaleza de la circulación de las masas de aire (DeWalle and Rango 2008). De acuerdo a todos estos factores, se distinguen cuatro mecanismos principales asociados a la formación de nevadas: convectivo, ciclónico (actividad frontal), orográfico, y turbulento. De estos mecanismos, el levantamiento orográfico y la actividad frontal están asociados a las nevadas más intensas (Daanen et al. 2011).

Posterior al periodo de acumulación comienzan a aumentar las temperaturas, iniciando el periodo de derretimiento. Aquí la energía neta del manto nival se vuelve

## 2. Revisión Bibliográfica



**Figure 2.1:** Procesos hidrológicos en regiones frías. Fuente: Beria et al. (2018).

positiva y el equivalente en agua de la nieve (SWE) comienza a disminuir (Daanen et al. 2011). En el periodo de derretimiento se pueden identificar tres fases. Una primera fase de calentamiento, donde la temperatura del pack de nieve aumenta hasta que este alcance una isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$ . Una segunda fase de maduración, donde ocurre derretimiento pero el agua derretida se mantiene dentro del pack de nieve. Al final de esta fase, todos los espacios entre los poros del pack de nieve están saturados. De esta manera se inicia la tercera fase de escurrimiento, donde la energía recibida crea derretimiento adicional, que al no tener espacio, deja el pack de nieve y contribuye al escurrimiento superficial, a la humedad del suelo, o al flujo subterráneo.

Otros procesos relevantes en la hidrología de nieves, tienen relación con la distribución de esta en el terreno. A diferencia de la lluvia, la nieve es fácilmente levantada por el viento y redistribuida en el paisaje antes que se detenga en una capa de nieve, en un fenómeno conocido como *ventisca* (*Blowing Snow* en inglés). También, en zonas con una componente vegetal importante, el dosel arbóreo al interceptar la nieve puede tener un gran efecto en la forma en que esta se acumula bajo las copas de los árboles, influyendo en la cantidad y tiempos de acumulación en el pack de nieve (DeWalle and Rango 2008).

## 2. Revisión Bibliográfica

**Table 2.1:** Rangos aproximados de albedo para superficies naturales

Tipos de superficie	Albedo aproximado
Cuerpo negro	0
Bosque	0.05-0.2
Patizales y tierras de cultivo	0.1-0.25
Superficies de suelo de color oscuro	0.1-0.2
Suelo arenoso seco	0.25-0.45
Suelo arcilloso seco	0.15-0.35
Arena	0.2-0.4
Albedo medio de la Tierra	0.36
Granito	0.3-0.35
Hielo glaciar	0.3-0.4
Superficies de suelo de color claro	0.4-0.5
Cobertura de sal seca	0.5
Nieve fresca	0.9
Agua	0.1-1
Superficie absolutamente blanca	1

*Fuente: Dobos, 2005.*

### 2.2.1 Albedo de nieve

El albedo se define como la fracción de radiación incidente que es reflejada desde una superficie, y tiene un rol importante en el balance energético de la superficie terrestre. La fracción que no es reflejada es absorbida por el suelo o la vegetación, pudiendo incrementar su temperatura o la tasa de evapotranspiración. Los valores de albedo varían entre 0 y 1. Un valor de 0 se asocia a un cuerpo negro, un cuerpo físico ideal que absorbe el 100% de la radiación. Por el otro lado, un valor de 1 está asociado a una superficie reflectante ideal (superficie absolutamente blanca), donde toda la radiación incidente es reflejada (Dobos 2005). En la Tabla 2.1 se pueden revisar distintos valores de albedo para superficies naturales.

En el caso de la nieve, el albedo corresponde a una de las variables más influyentes en la evolución temporal de la capa de nieve, debido al efecto directo que tiene en la energía solar que esta logra absorber, y sus implicancias en la temperatura de la superficie nival, sublimación, y derretimiento (Anderson 1976). La nieve fresca

## *2. Revisión Bibliográfica*

típicamente refleja un 90% aproximadamente de la radiación solar incidente.

El albedo de la nieve es muy sensible al nivel de madurez de esta. Se ha observado que el albedo de nieve varía en el corto plazo, de horas a días; en el mediano plazo, cambiando entre estaciones dentro del año; y a largo plazo, experimentando cambios que se acumulan a lo largo de los años. Un aumento repentino en el albedo de nieve se puede deber a una nevazón o al viento que la mueve, mientras que una disminución ocasional puede estar causada por procesos de erosión (Calleja et al. 2021).

## **2.3 Modelación Hidrológica**

Wheater (2007) define un modelo como una representación simplificada de un sistema del mundo real, que consiste en un conjunto de ecuaciones o de operaciones lógicas contenidas dentro de un programa computacional. Los modelos además poseen parámetros, valores numéricos que representan alguna propiedad o característica de la realidad que se mantiene constante bajo condiciones específicas. De forma análoga en hidrología, un modelo de escorrentía puede ser definido como explica (Devia et al. 2015), como un conjunto de ecuaciones que estiman la escorrentía en función de varios parámetros usados para describir las características de la cuenca. Este autor también plantea que los datos de precipitación y área de drenaje son algunos de los inputs más importantes en este tipo de modelos, en conjunto con las demás propiedades de la cuenca, como las propiedades del suelo, vegetación, topografía, y características de los acuíferos.

En cuanto a los tipos de modelos hidrológicos, estos se pueden clasificar de acuerdo distintos criterios. Basado en su distribución espacial, se clasifican en agregados, cuando los parámetros, inputs y outputs están espacialmente promediados en un sólo valor para toda la cuenca; distribuido, si estos varían espacialmente; y semi-distribuido; si el modelo adopta representaciones agregadas para subcuencas o unidades hidrológicas. De acuerdo a aspectos aleatorios, se distinguen los modelos determinísticos, donde para un mismo set de inputs siempre se generarán los mismos outputs; a diferencia de los modelos estocásticos, que por sus componentes aleatorios, los outputs generados no necesariamente serán iguales. Por otra parte, si se clasifican considerando la base teórica de su construcción, se identifican: los modelos empíricos, que involucran relaciones matemáticas derivadas de observaciones sin tener en cuenta los procesos físicos de

## 2. Revisión Bibliográfica

la cuenca; los modelos conceptuales, que incorporan representaciones conceptuales de los procesos más importantes, generalmente a través de ecuaciones semi-empíricas y parametrizaciones, requiriendo calibración para su aplicación; y los modelos de base física, contruidos en base principios físicos de los procesos hidrológicos (Devia et al. 2015; Wheater 2007).

### 2.4 Cold Region Hydrological Model (CRHM)

El CRHM es un modelo hidrológico de base física desarrollado por el Centro de Hidrología de la Universidad de Saskatchewan, Canadá (Pomeroy, Gray, et al. 2007). Este modelo corresponde a un sistema de modelación modular y flexible, diseñado con la idea de incorporar distintos algoritmos de procesos físicos y conectarlos entre sí para simular el ciclo hidrológico de regiones frías en cuencas de pequeño y mediano tamaño. El software en el que viene incorporado el CRHM, provee un marco de trabajo que permite seleccionar módulos desde una librería e integrarlos en un modelo. Cada módulo representa una transformación de datos o un algoritmo físicamente basado de algún proceso hidrológico.

Las unidades espaciales fundamentales sobre las que trabaja el CRHM son las unidades de respuesta hidrológicas o HRUs (por sus siglas en inglés *hydrological response units*). Pomeroy, Gray, et al. (2007) las define como unidades espaciales de cálculo para los balances de masa y energía, que corresponden a unidades bio-físicas del terreno, dentro de las cuales los procesos y estados pueden describirse adecuadamente para el cálculo mediante un conjunto único de parámetros, variables de estado, y flujos. Una HRU tiene estados bio-físicos como la cobertura vegetal, variables de estado como la humedad del suelo, y flujos en direcciones verticales y horizontales como la evaporación y la escorrentía. Una HRU puede corresponder por ejemplo a una porción de bosque con características homogéneas, un campo agrícola, una ladera, o un valle de fondo plano.

El modelo CRHM posee los siguientes componentes:

- **Observaciones:** Series de tiempo de datos meteorológicos y observaciones superficiales de caudales, pack denieve, o humedad del suelo.

## 2. Revisión Bibliográfica

- **Parámetros:** Datos espaciales (p.ej. área de la cuenca, elevación y tipo de cobertura del suelo) generados mediante herramientas GIS, que también ayudan a la delimitación de la cuenca, caracterización y parametrización de las HRUs.
- **Módulos:** Algoritmos que implementan los procesos hidrológicos/físicos elegidos por el usuario.
- **Grupos:** Una colección de módulos ejecutados en secuencia para todas las HRUs pueden estar asociados en un grupo. Un *Grupo* puede ser usado en lugar de módulos individuales y a menudo es una manera conveniente de caracterizar conjuntos de procesos más complejos.
- **Estructura:** Un conjunto paralelo de módulos, esencialmente un *Grupo* aplicado a una HRU específica.
- **Variables y Estados:** Estos son creados por declaración en los módulos. Las variables incluyen forzantes meteorológicas como precipitación, temperatura, velocidad del viento, y los estados son condiciones de las HRUs como la humedad del suelo, el equivalente agua de nieve, y albedo.

En cuanto a los módulos de CRHM, existen categorías en las cuales pueden ser clasificados de acuerdo a sus objetivos. Para cada una de estas categorías se puede elegir desde módulos más simples hasta otros más complejos fuertemente basados en la física, con el fin de permitir que se utilice el algoritmo más apropiado para los datos disponibles, confiabilidad de la información, características de la cuenca, escala, resultados esperados, etc. A continuación se describen las principales categorías:

- **Cuenca:** Configura las características físicas, del suelo y de la vegetación, para la cuenca y las HRUs.
- **Observaciones:** Interpola datos meteorológicos a cada HRU usando relaciones adiabáticas, y cálculos de presión de vapor saturado.
- **Transporte de nieve:** Módulos estiman la sublimación y el transporte de nieve por ventisca (*Blowing Snow*).

## 2. Revisión Bibliográfica

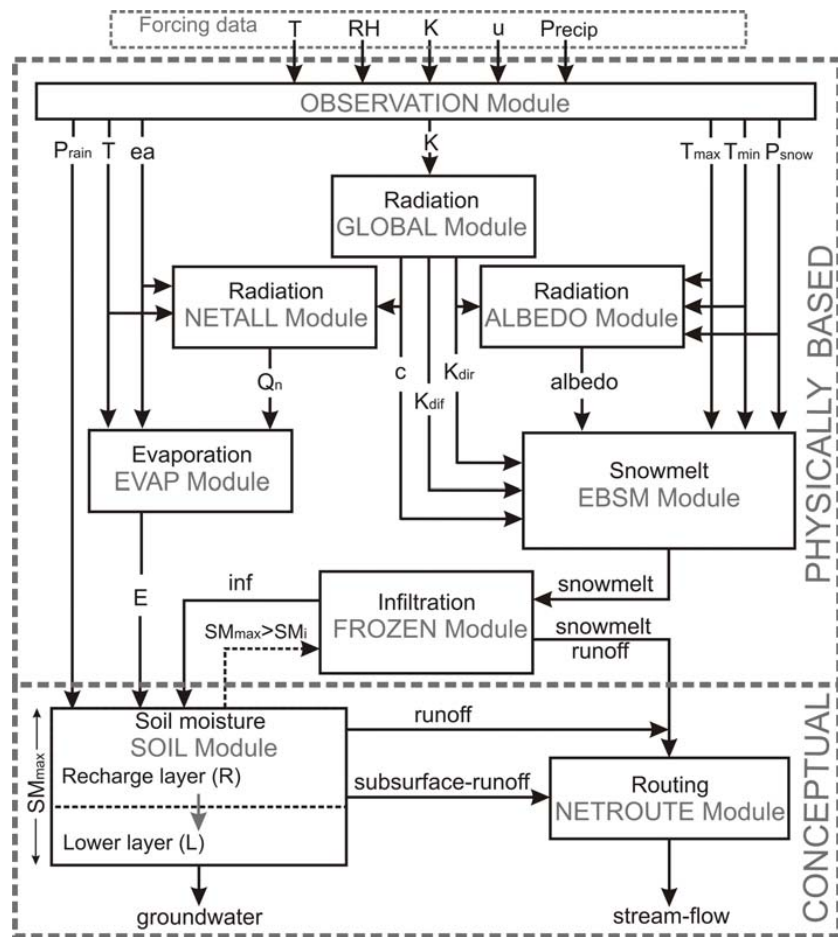
- **Intercepción:** Calculan la intercepción de la lluvia y nieve, así como la nieve sublimada desde el dosel de los árboles.
- **Radiación:** Rutinas asociadas al cálculo de radiación de onda corta directa y difusa, correcciones por pendiente, decaimiento del albedo de nieve, radiación de onda larga, transmisividad de la vegetación, y radiación neta.
- **Evaporación:** Módulos que estiman la evaporación y evapotranspiración.
- **Derretimiento de nieve:** Módulos encargados del cálculo del derretimiento de nieve y su ruteo. Disponibles modelos como el *Energy Balance Snowmelt Model*, *SNOBAL* y modelos de derretimiento basados en índices de temperatura.
- **Infiltración:** Variedad de rutinas de infiltración para suelos congelados, infiltración simple en suelos no congelados, y redistribución.
- **Balance de humedad del suelo:** Módulo usa un modelo de 3 depósitos lineales con opciones de llenar y vaciar, una zona de recarga, una zona sub-superficial, y otra zona de aguas subterráneas.
- **Flujo:** Se encarga de los tiempos de desfase asociados a los flujos superficiales, sub-superficiales, y subterráneos, así como de las capacidades de almacenamiento de las distintas capas.

En la figura 2.2 se presenta un diagrama de flujo del funcionamiento de CRHM, mostrando las relaciones entre los principales módulos. Cabe destacar que la configuración y relaciones entre módulos mostrados en esta figura tienen un fin ilustrativo y no corresponde necesariamente a la configuración usada en este estudio.

## 2.5 Datos de reanálisis y percepción remota

Frente a la dificultad para medir en terreno las distintas variables involucradas en un estudio hidrológico, es atractivo conocer otro tipo de fuentes de información como los reanálisis climáticos o la percepción remota, que pueden tener una menor representatividad que datos in-situ de algún lugar específico, pero que poseen una resolución espacial y temporal mucho mayor.

## 2. Revisión Bibliográfica



**Figure 2.2:** Diagrama de flujo CRHM.  $T$ : Temperatura del aire,  $RH$ : humedad relativa,  $K$ : Radiación de onda corta entrante,  $u$ : velocidad del viento,  $Precip$ : precipitación,  $e_a$  presión de vapor de agua,  $K_{dir}$ : radiación onda corta directa,  $K_{dif}$ : radiación de onda corta difusa,  $c$ : índice de nubosidad,  $Q_N$ : radiación neta,  $P_{snow}$ : precipitación en forma de nieve,  $P_{rain}$ : precipitación en forma lluvia,  $E$ : evapotranspiración,  $SM_{max}$ : contenido de humedad máximo del suelo,  $SM_i$ : contenido de humedad actual del suelo,  $inf$ : infiltración. Fuente: Dornes et al. (2008).

### **2.5.1 Reanálisis climático**

Los reanálisis climáticos son una combinación de observaciones con pronósticos meteorológicos del pasado realizados con modelos modernos de predicción meteorológica (ECMWF 2020). Uno de los requisitos en la construcción de estos reanálisis multivariados es que deben ser físicamente coherentes, de esta forma los parámetros de los modelos utilizados deben ser consistentes tanto con las leyes de la física como con las observaciones. Así, los datos de reanálisis proveen a la comunidad científica un registro multivariado, espacialmente completo, y coherente de la circulación atmosférica global (Dee et al. 2011).

Las principales instituciones que desarrollan reanálisis climáticos son: la ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) a cargo de los reanálisis ERA, la NCEP (National Centers for Environmental Prediction) en conjunto con la NCAR (National Center for Atmospheric Research), la NASA en conjunto con la GMAO (The Global Modeling and Assimilation Office) que desarrollan el producto MERRA, y la JMA (Japan Meteorological Agency).

### **2.5.2 Percepción remota**

La percepción remota se refiere en general a la instrumentación, técnicas y métodos usados para observar o percibir, la superficie terrestre, usualmente mediante la formación de una imagen en una posición móvil o estacionaria, a cierta distancia remota desde la superficie. En la percepción remota se utiliza la radiación electromagnética que viene desde algún objeto, cuando se observa la Tierra este objeto es la superficie terrestre. La radiación es medida y traducida en información acerca del objeto. En la medición son importantes aspectos como: la fuente de radiación electromagnética, el camino a través de la atmósfera, la interacción con el objeto, y el registro de la radiación por el sensor (De Jong et al. 2007).

El sistema de adquisición de datos en la percepción remota consiste en términos simples en el sensor y la plataforma en la cuál el sensor se ubica. La plataforma puede estar en la superficie terrestre, en el aire, o en el espacio. En cuanto a las plataformas espaciales se encuentran principalmente los transbordadores espaciales

## 2. Revisión Bibliográfica

y los satélites. Como punto de referencia el satélite Landsat 1 fue lanzado en 1972, y desde entonces, han habido más de 50 países operando satélites de teledetección (Liang and Wang 2020a). Los sensores satelitales son diseñados para medir respuestas dentro de bandas espectrales específicas, así es posible discriminar entre los principales materiales que conforman la superficie terrestre. Una banda espectral se define como un intervalo discreto del espectro electromagnético. Un rango de gran importancia dentro del espectro electromagnético para la percepción remota es la llamada *ventana atmosférica*, que corresponde a las longitudes de ondas que tienen facilidad para atravesar la atmósfera terrestre, por lo que pueden ser usadas para formar imágenes. Dentro de esta *ventana atmosférica* se destacan las siguientes bandas: ultravioleta, visible, infrarrojo cercano, infrarrojo térmico, y microondas (Campbell and Wynne 2011). De esta manera, los científicos eligen la banda espectral específica de acuerdo a los datos que se quieran estudiar.

Los sensores, que se encargan de recibir las radiaciones electromagnéticas, convertirlas en una señal y presentarlas de forma adecuada para obtener información, pueden ser clasificados en dos tipos: los sensores pasivos, y los sensores activos. Los pasivos no poseen su propia fuente de radiación, midiendo radiación de origen natural, usualmente la luz del sol o energía emitida por un objeto de la Tierra. Por otra parte, los sensores activos tienen su propia fuente de radiación, enviando un pulso de energía al lugar de interés y luego recibiendo la radiación que es reflejada y retrodispersada (De Jong et al. 2007). En cuanto a las características de los datos registrados, dependerá de la resolución espacial, espectral, temporal y radiométrica que posee el sensor (Liang and Wang 2020a).

## 2.6 Métricas de evaluación de desempeño

Para evaluar el desempeño de los valores simulados versus los observados en las distintas etapas del proceso de modelación hidrológica, se recurre a distintas métricas que permiten cuantificarlo. A continuación se presentan los principales estadísticos utilizados en este estudio.

- **Coefficiente de determinación ( $r^2$ )**

## 2. Revisión Bibliográfica

El coeficiente de determinación ( $r^2$ ) es definido como el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ), y describe cuanto de la dispersión observada es explicada por la predicción. El coeficiente  $r^2$  varía entre 0 y 1, donde un valor de cero significa que no hay correlación, mientras que un valor de 1 significa que la dispersión de la predicción es igual a los datos observados (Krause et al. 2005).

$$r^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O}) (P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2 \quad (2.1)$$

Donde  $O$  son los valores observados y  $P$  los valores predichos.

- **Eficiencia de Kling-Gupta (KGE)**

El estimador KGE se define como la distancia euclideana estimada, usando como coordenadas indicadores del sesgo, de la desviación estándar, y de la correlación (Ver ecuación (2.2))(Gupta et al. 2009). Un valor de KGE=1 indica una perfecta concordancia entre los valores simulados y observados, mientras que KGE<0, indica que la media de las observaciones entrega una mejor estimación (Knoben et al. 2019).

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (2.2)$$

Donde:

- $r$  : Coeficiente de correlación de Pearson
- $\beta$  : Razón entre promedios de valores simulados y observados
- $\gamma$  : Razón entre desviaciones estándar de valores simulados y observados

# 3

## Zona de estudio

La zona escogida para el estudio corresponde a la cuenca del Río Juncal debido a la cercanía de esta con las instalaciones del *Proyecto NUNATAK-Chile* y a la ubicación de la estación Juncal en Juncal que cuenta con suficientes datos fluviométricos disponibles para la calibración del modelo.

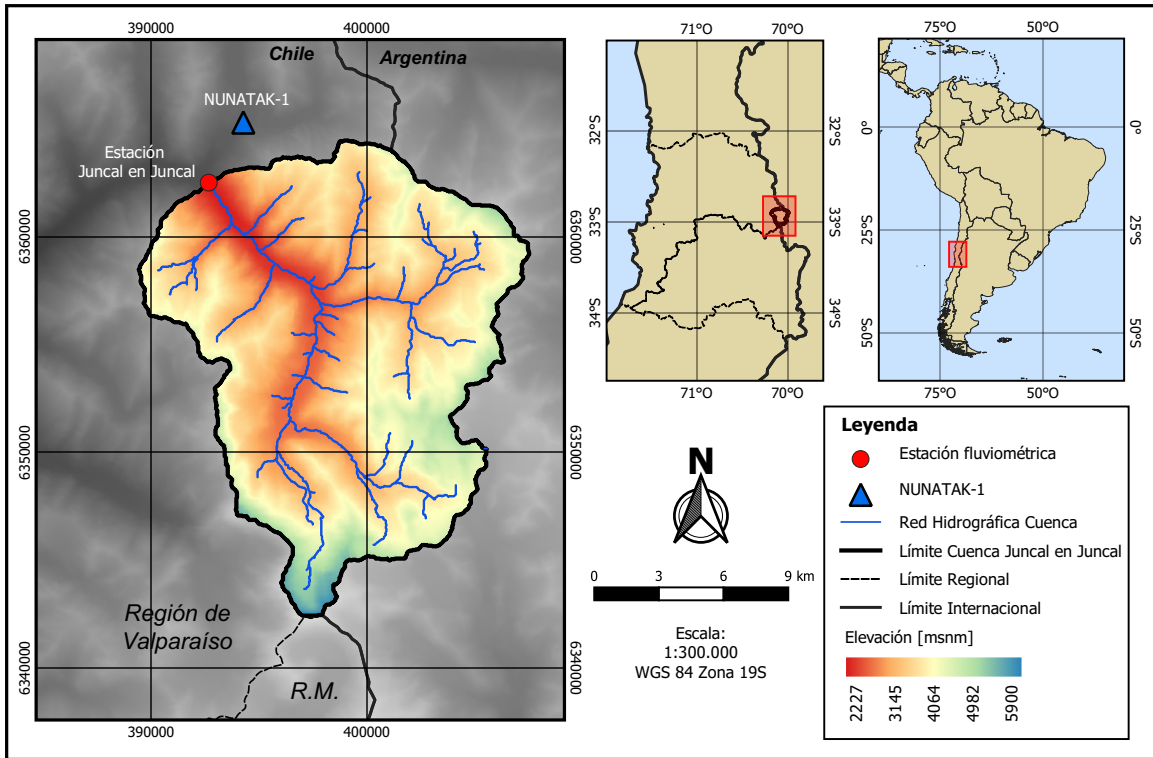
### 3.1 Ubicación

La cuenca del Río Juncal está ubicada en la provincia de los Andes, Región de Valparaíso, Chile, en el límite internacional con Argentina, específicamente entre los paralelos 32.8°S y 33.1°S, y meridianos 70.2°O y 70.0°O (Ver Figura 3.1). Se encuentra en la zona central de los Andes chilenos y su cauce principal es afluente al Río Aconcagua.

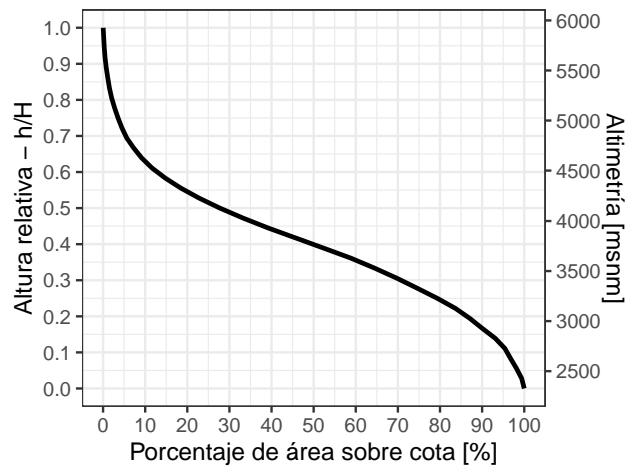
### 3.2 Geomorfología

En cuanto a la geomorfología de la cuenca en estudio, esta posee un tamaño relativamente pequeño con un área de 242.214 [km<sup>2</sup>] y elevaciones que van desde 2227 [msnm] en su punto de descarga, hasta los 5900 [msnm] en su punto de mayor altitud con una pendiente media de 31.28° (Ver Tabla 3.1). Analizando su curva hipsométrica (Figura 3.2) se observa un comportamiento en forma de S suave, propio de una cuenca geológicamente madura (equilibrio erosivo) transitando hacia una cuenca erosionada, donde existe un transporte de sedimentos desde zonas más altas y el depósito de estos en zonas más bajas (Strahler 1952).

### 3. Zona de estudio



**Figure 3.1:** Mapa ubicación geográfica y elevación de Cuenca del Río Juncal



**Figure 3.2:** Curva hipsométrica de la cuenca

### 3. Zona de estudio

**Table 3.1:** Parámetros morfológicos Cuenca Juncal.

Parámetro	Valor
Área [ $\text{km}^2$ ]	242.35
Altura mínima [msnm]	2227.02
Altura máxima [msnm]	5900.00
Altura media [msnm]	3673.45
Pendiente media [ $^\circ$ ]	31.28

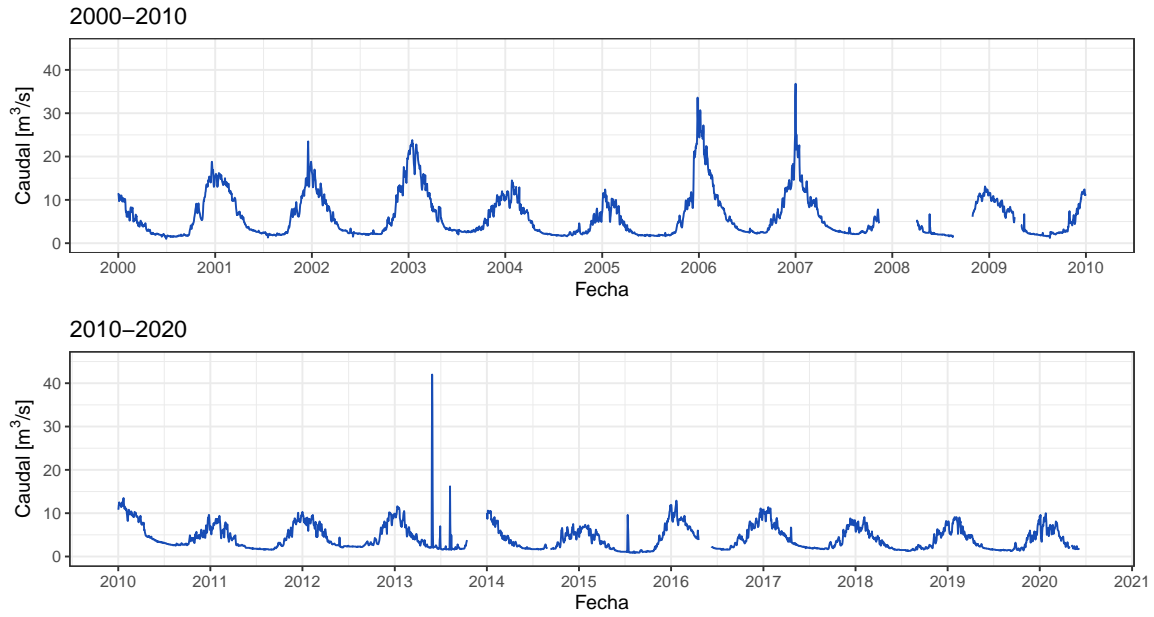
## 3.3 Hidrología

La estación Juncal en Juncal a cargo de la Dirección General de Aguas (DGA) posee registros fluviométricos regulares a partir de 1970. En el periodo 1970-2003 las mediciones fueron realizadas mediante bandas gráficas (GRF). Luego, desde el 2003 los datos son registrados de forma horaria por un Datalogger (DTL) (Ver Figura 3.3).

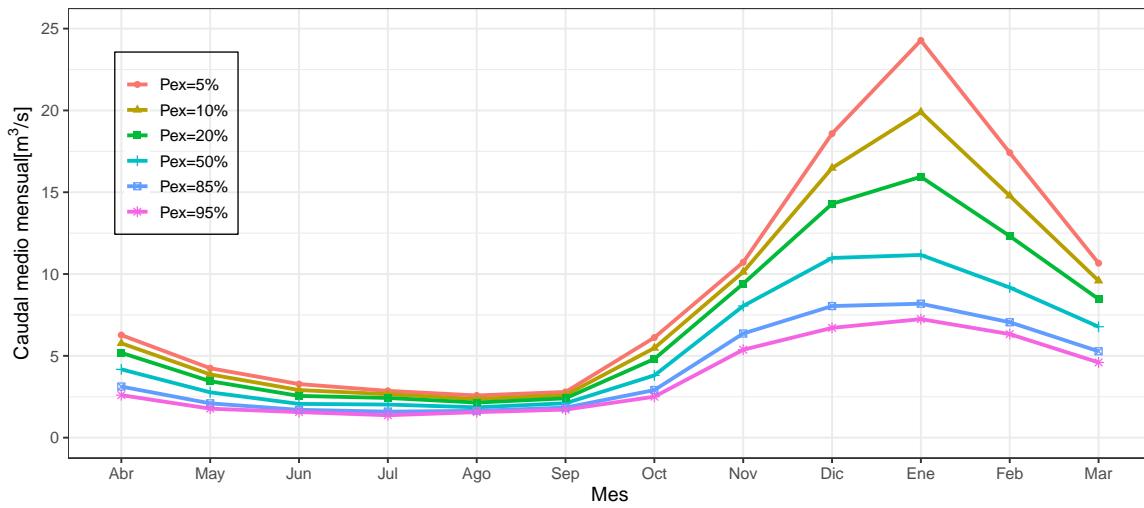
Analizando los caudales registrados por la estación, en conjunto con las curvas de variación estacional (CADE-IDEPE 2004), se observa un comportamiento de régimen nival, donde los mayores caudales se dan entre los meses de Noviembre y Marzo debido a los deshielos de la temporada (Ver Figura 3.4).

La cuenca en estudio también posee un porcentaje no despreciable de glaciares. Conforme al Inventario Público de Glaciares (DGA 2014) la cuenca Juncal en Juncal posee un área glacial de  $27.43 \text{ [km}^2\text{]}$  lo que corresponde a un 11.32% de la superficie total (Ver Figura 3.5). Trabajos como los de Ragettli and Pellicciotti (2012) y Ohlanders et al. (2012) han discutido sobre el aporte del derretimiento glacial a la escorrentía de la zona.

### 3. Zona de estudio

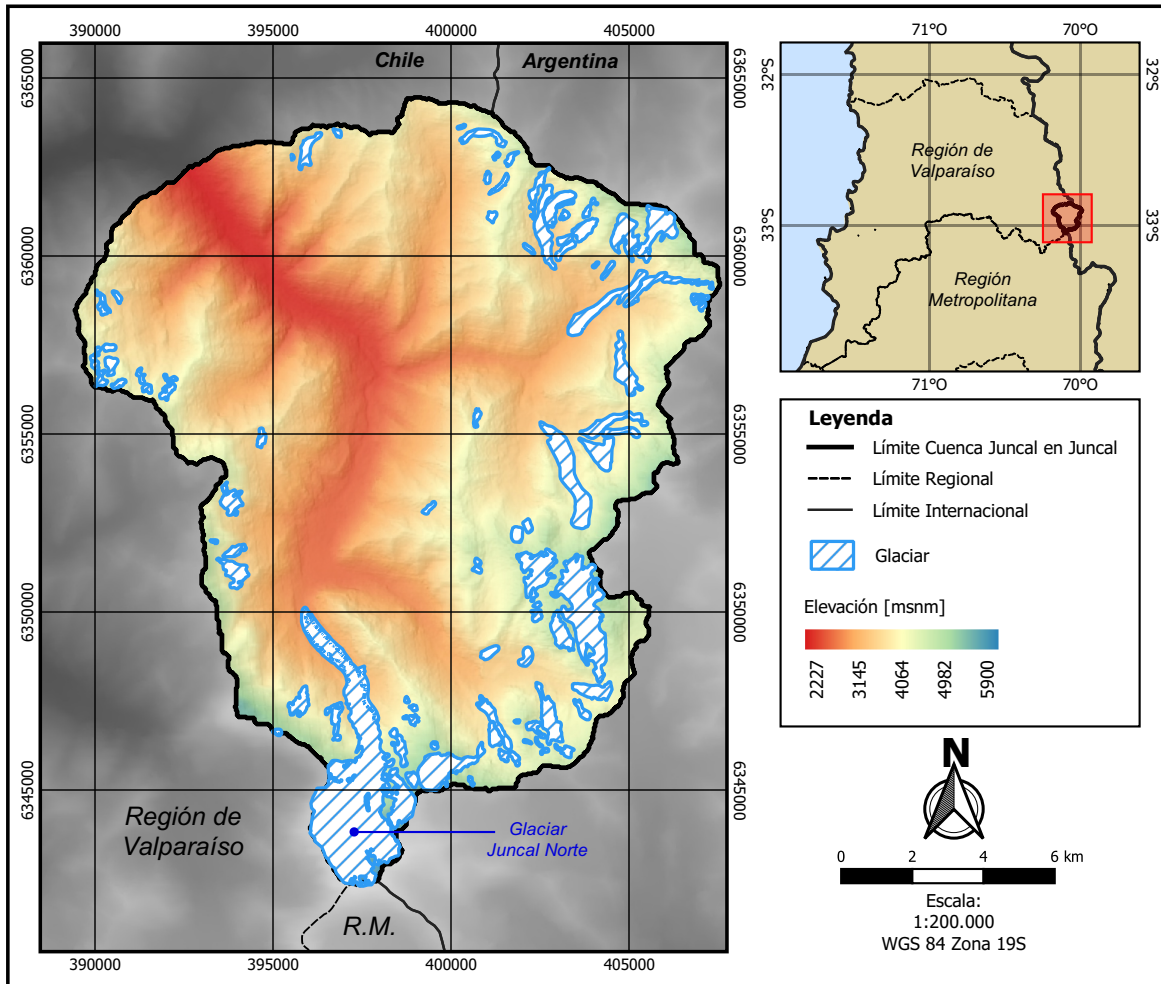


**Figure 3.3:** Caudales medios diarios estación fluviométrica DGA Juncal en Juncal. Periodo 2000-2020



**Figure 3.4:** Curva de Variación Estacional Río Juncal en Juncal

### 3. Zona de estudio



**Figure 3.5:** Mapa ubicación glaciares Cuenca del Río Juncal según Inventario Nacional de Glaciares (DGA 2014).

# 4

## Metodología

En este capítulo se detalla la metodología utilizada para la modelación hidrológica con CRHM. En las distintas etapas de la investigación, los métodos descritos se aplican empleando las siguientes herramientas: lenguaje de programación *R* e interfaz gráfica RStudio, para la manipulación, análisis de datos y elaboración de gráficos; software QGIS, para la manipulación y visualización de datos geo-referenciados; y la plataforma CRHM, para la construcción y corrida del modelo hidrológico.

### 4.1 Forzantes Meteorológicas

Las principales observaciones o forzantes meteorológicas solicitadas por el CRHM son la precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar, sin embargo, estas pueden variar de acuerdo a los módulos seleccionados. En este caso, para la radiación solar, se utiliza directamente un módulo de CRHM que calcula teóricamente esta variable, por lo que no es necesaria su obtención. Además, como dentro de los objetivos de la investigación está evaluar distintas fuentes de albedo, se emplea un módulo de CRHM que justamente permite esto, de esta manera también se requiere de series de albedo como input.

#### 4.1.1 Fuentes de Datos

Para la obtención de las forzantes meteorológicas requeridas se recurre principalmente a productos grillados pertenecientes a distintas instituciones nacionales e internacionales. Se utilizan las siguientes fuentes: producto grillado CR2MET (Boisier et al. 2018) elaborado por el Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2) que contiene

#### 4. Metodología

**Table 4.1:** Características de productos grillados utilizados

Producto de datos	Institución	Resolución espacial	Resolución temporal	Cobertura temporal	Cobertura espacial
CR2MET	(CR)2	0.05° x 0.05° (4.7 km x 4.7 km)	1 día	1979-2016	Chile
ERA-Interim	ECMWF	0.125° x 0.125° (11.25 km x 11.25 km)	3 hrs	1979-2019	Global
ERA5-Land	ECMWF	0.1° x 0.1° (9 km x 9 km)	1 hr	1950-2022	Global
Explorador Eólico	Ministerio de Energía	1 km x 1 km	1 hr	1980-2017	Chile

datos de precipitación, temperaturas medias y extremas; el Explorador Eólico del Ministerio de Energía de Chile (Ministerio de Energía 2018); y los conjuntos de datos globales ERA-Interim (Dee et al. 2011) y ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al. 2021) elaborados por la ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). El detalle de la resolución espacial y temporal, cobertura espacial y temporal de cada producto utilizado se presenta en la Tabla 4.1.

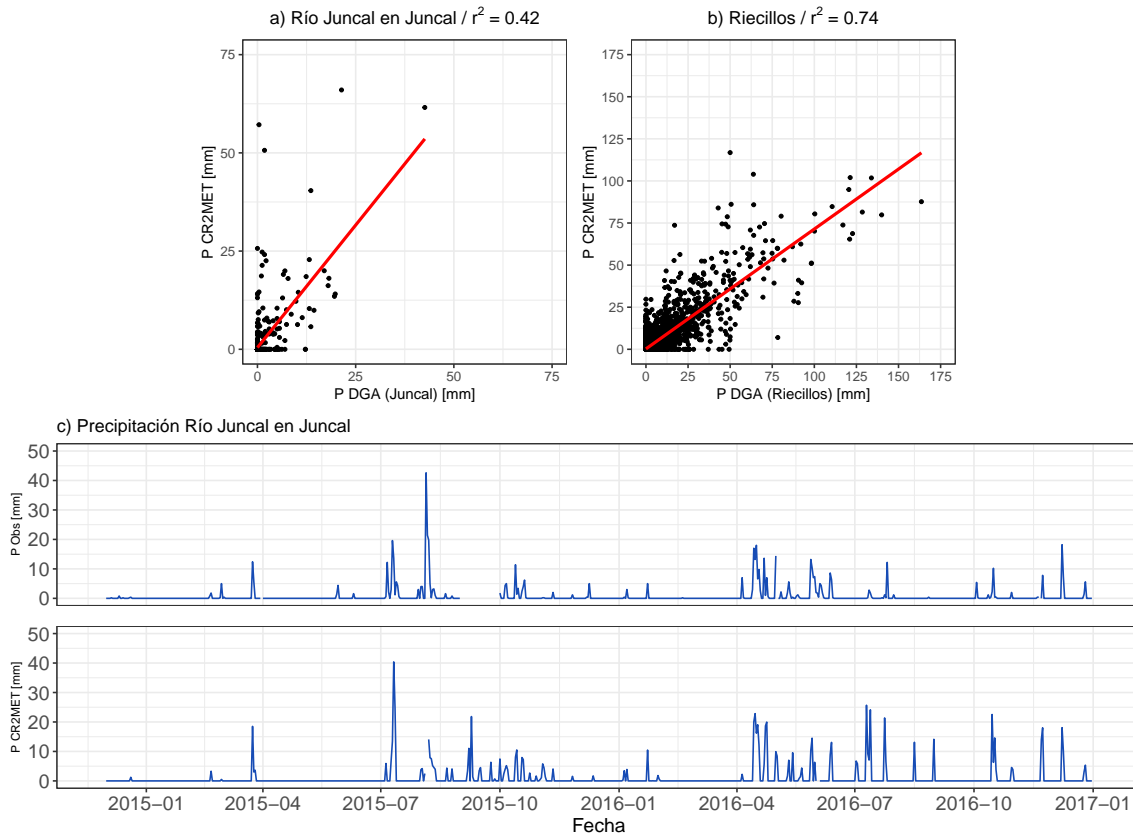
En los siguientes apartados se describe la metodología utilizada para la construcción de cada forzante y los conjuntos de datos utilizados en cada caso.

#### 4.1.2 Precipitación

La zona de estudio no cuenta con la información pluviométrica necesaria para una modelación hidrológica adecuada. Por una parte está la estación Río Juncal en Juncal (DGA) ubicada en el punto de control de la cuenca en análisis, pero que solamente cuenta con datos de precipitación desde el año 2014. Mientras que la estación más cercana con una base de datos pluviométricos superior a 30 años, es la estación Riecillos (DGA), ubicada a 16.2 [km] aproximadamente de la zona de interés.

Debido a la falta de datos de precipitación in-situ y a la incertidumbre que generaría extrapolar los datos existentes en una zona de alta montaña, se opta por utilizar los datos de precipitación diarios del producto grillado CR2MET que ha sido elaborado con técnicas más rigurosas y que cuenta con una resolución espacial adecuada para los propósitos de este estudio (Ver Tabla 4.1). Comparando con los datos de precipitación diaria de algunas de las estaciones presentes en la zona para los años que se encuentren

#### 4. Metodología



**Figure 4.1:** a) Diagrama de dispersión entre precipitación observada en estación Juncal en Juncal y precipitación CR2MET en el punto más cercano. b) Diagrama de dispersión entre precipitación observada en estación Riecillos y precipitación CR2MET en el punto más cercano. c) Series de tiempo de precipitación observada y del CR2MET

disponibles, se tiene un coeficiente de determinación de  $r^2 = 0.42$  para la estación Río Juncal en Juncal en el periodo 2015-2016 (Figura 4.1.a), y para la estación Riecillos un coeficiente de  $r^2 = 0.74$  en el periodo 1979-2016 (Figura 4.1.b). En el primer caso la correlación observada es relativamente baja pero la cantidad de datos que se tienen para comparar también es baja, mientras que para la estación Riecillos con un periodo bastante extenso para comparar, la correlación mejora. Además, al observar la serie temporal para cada fuente de datos (Figura 4.1.c) en términos generales se ve una concordancia con una leve sobreestimación por parte de CR2MET para algunos eventos, por lo que se estima razonable la utilización de este producto.

Como el conjunto de datos CR2MET vienen a escala diaria y la modelación hidrológica se realizará en escala horaria, es necesario distribuir la precipitación a

#### 4. Metodología

una escala temporal más fina. Para esto, se sigue la misma metodología utilizada en la *Actualización del balance hídrico nacional* (MOP 2017), donde se realiza una distribución sub-diaria en base a los datos del reanálisis ERA-Interim que poseen una menor resolución espacial pero con una resolución temporal tri-horaria. De esta forma se obtienen valores tri-horarios de precipitación ( $P_{3h}$ ) escalando los valores de ERA-Interim ( $P_{3h}^{ERA-I}$ ), usando como factor de escala la razón entre el valor diario del CR2MET ( $P_d^{CR2}$ ) y el valor diario de ERA-Interim ( $P_d^{ERA-I}$ ), como se describe a continuación.

$$P_{3h} = P_{3h}^{ERA-I} \cdot \frac{P_d^{CR2}}{P_d^{ERA-I}} \quad (4.1)$$

Luego, para obtener la precipitación a nivel horario, los resultados obtenidos por la ecuación (4.1) se dividen por 3, distribuyendolos homogéneamente en cada hora correspondiente. De esta forma se tienen datos horarios de precipitación con una resolución espacial de  $0.05^\circ$ .

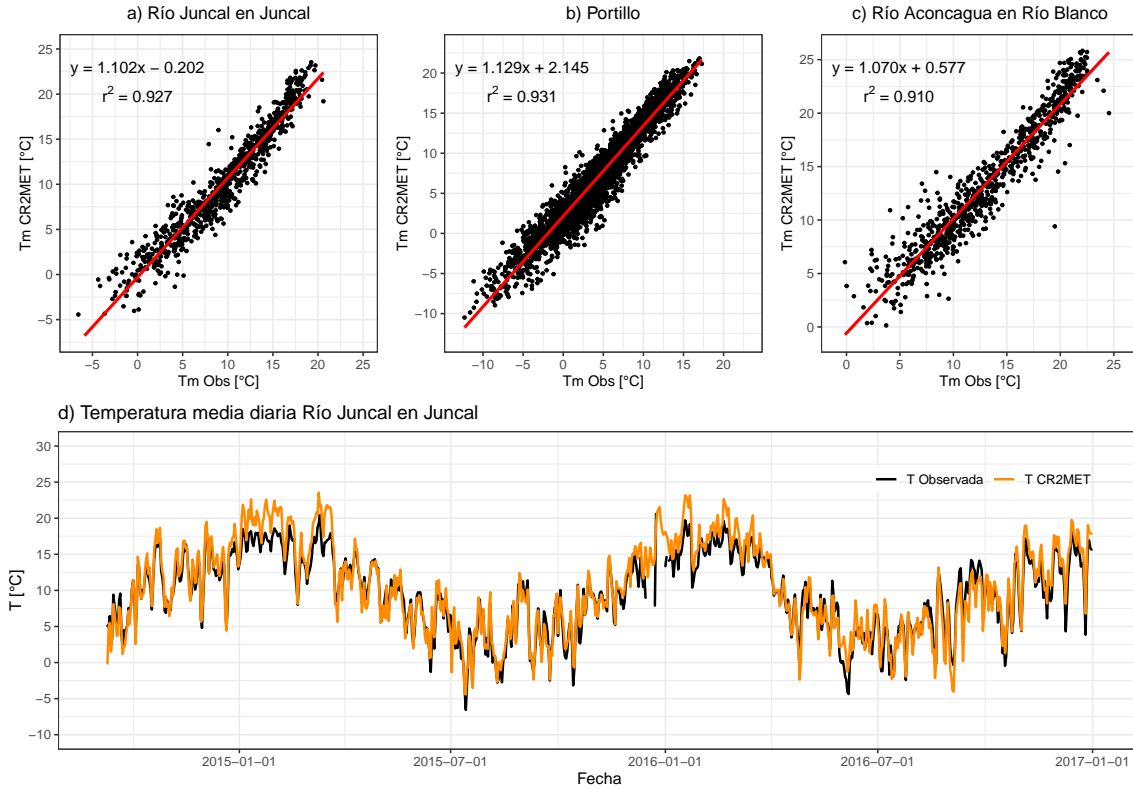
### 4.1.3 Temperatura

Para el caso de la temperatura, pese a que en la zona está mejor documentada que la precipitación, los datos in-situ siguen siendo deficientes para representar la variabilidad de la cuenca en estudio. Por esta razón, de manera análoga al caso de la precipitación se opta por la utilización del conjunto de datos CR2MET.

Comparando los datos de temperatura media diaria entre los registros de las estaciones más cercanas a la cuenca y las series correspondientes dentro de la grilla del CR2MET, se obtienen los resultados presentados en la Figura 4.2. Las correlaciones observadas en las tres estaciones analizadas que superan el valor de  $r^2 = 0.9$ , sumado a una inspección visual de la serie temporal para Río Juncal en Juncal en el periodo 2015-2016 (ver Figura 4.2.d), denotan una buena correspondencia de los datos, con los mayores errores observados en la temporada de verano.

Siguiendo un procedimiento similar al descrito en el apartado anterior, se distribuyen los datos de temperatura del CR2MET a un nivel horario de acuerdo a la metodología usada en la *Actualización del balance hídrico nacional* (MOP 2017). Se obtiene una temperatura media tri-horaria en base a la misma variable de ERA-Interim y a las

#### 4. Metodología



**Figure 4.2:** a) Diagrama de dispersión entre temperatura observada en estación Juncal en Juncal y precipitación CR2MET en el punto más cercano. b) Diagrama de dispersión entre temperatura observada en estación Portillo y precipitación CR2MET en el punto más cercano. c) Diagrama de dispersión entre temperatura observada en estación Río Aconcagua en Río Blanco y precipitación CR2MET en el punto más cercano. d) Series de tiempo de temperatura observada y del CR2MET

temperaturas extremas diarias disponibles tanto en CR2MET como en ERA-Interim, realizando un sistema de ecuaciones diario como describen las siguientes ecuaciones.

$$T_{3h} = \alpha + \beta \cdot T_{3h}^{ERA-I} \quad (4.2)$$

Donde:

$T_{3h}$  : Temperatura media tri-horaria (0.05° resolución espacial)

$T_{3h}^{ERA-I}$  : Temperatura media tri-horaria de ERA-Interim

$\alpha$  y  $\beta$  : Coeficientes obtenidos del sistema lineal (4.3)

#### 4. Metodología

$$\begin{aligned} T_{max}^{CR2} &= \alpha + \beta \cdot T_{max}^{ERA-I} \\ T_{min}^{CR2} &= \alpha + \beta \cdot T_{min}^{ERA-I} \end{aligned} \quad (4.3)$$

Donde:

$T_{max}^{CR2}$  : Temperatura máxima diaria CR2MET

$T_{min}^{CR2}$  : Temperatura mínima diaria CR2MET

$T_{max}^{ERA-I}$  : Temperatura máxima diaria ERA-Interim

$T_{min}^{ERA-I}$  : Temperatura mínima diaria ERA-Interim

A continuación, la temperatura se distribuye de forma lineal en cada hora a partir de cada valor tri-horario medio sucesivo ( $T_{3h}$ ).

#### 4.1.4 Humedad Relativa

Para la determinación de la serie temporal de humedad relativa ( $HR$ ) se recurre a su definición, es decir, calculando el cuociente entre la presión de vapor presente en el aire ( $e$ ) y la presión de vapor saturado ( $e_s$ ). La primera variable se determina estimando la presión de vapor saturado a la temperatura de rocío ( $T_d$ ).

$$HR = 100 \cdot \frac{e}{e_s} = 100 \cdot \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \quad (4.4)$$

Luego, se tiene que para ambos términos se necesita calcular la presión de vapor saturado en función de una temperatura, por lo que se utiliza la llamada fórmula de Magnus (Ecuación (4.5)) con los coeficientes recomendados por Alduchov and Eskridge (1996).

$$e_s(t) = 6.1094 \cdot e^{\frac{17.625t}{t+243.04}} \quad (4.5)$$

Donde:

$e_s$  : Presión de vapor saturado en [ $HPa$ ]

$t$  : Temperatura en grados Celcius

Evaluando (4.5) en (4.4) se tiene la expresión utilizada para el cálculo de la humedad relativa.

#### 4. Metodología

$$HR = 100 \cdot \frac{\exp(\frac{17.625T_d}{T_d+243.04})}{\exp(\frac{17.625T}{T+243.04})} \quad (4.6)$$

En la Ecuación (4.6) se utiliza la temperatura horaria obtenida en el inciso anterior, y los valores de temperatura de rocío son obtenidos del conjunto de datos ERA5-Land.

Para evaluar el procedimiento realizado, se comparan los valores estimados con los datos in-situ de estaciones cercanas. Como se presenta en la Figura 4.3, al comparar con las estaciones Rio Juncal en Juncal y Portillo, en general se observa una subestimación de los valores calculados, con los mayores errores en la temporada de invierno (ver Figura 4.3.c), y valores de coeficientes de determinación de 0.59 y 0.54 respectivamente. De este modo, y dada la falta de datos en terreno de esta variable, se consideran aceptables los resultados obtenidos para utilizarlos en la modelación de la cuenca.

##### 4.1.5 Velocidad del viento

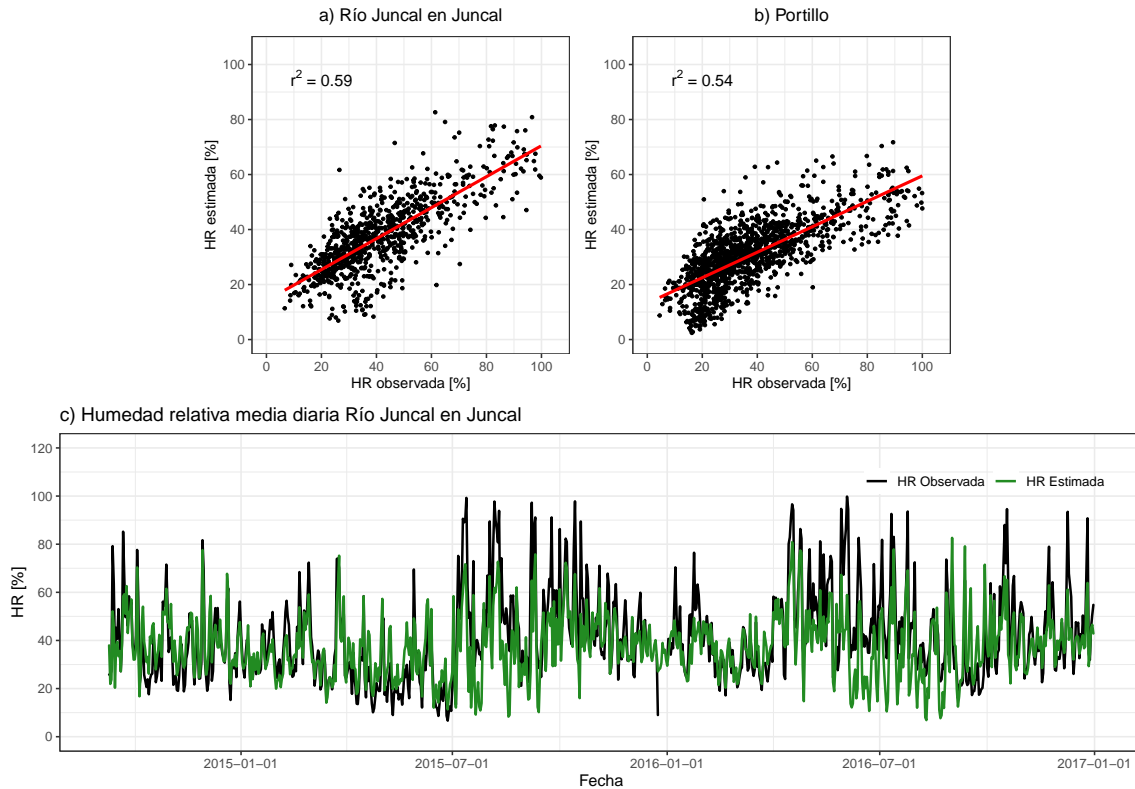
Los datos de viento son obtenidos del Explorador Eólico (Ministerio de Energía 2018), plataforma en línea de uso público que entrega resultados de simulaciones y mediciones asociadas al recurso eólico. Específicamente se descargan desde la web la serie horaria de viento reconstruido entre 1980 y 2017 a una altura de 5.5 [m] desde la superficie, y que cuentan con una resolución espacial de 1 [km].

##### 4.1.6 Albedo

Para los datos de albedos, a diferencia de las demás forzantes meteorológicas, se utilizan varias fuentes de datos, debido a que parte de los objetivos del estudio es evaluar el desempeño de estas fuentes en la modelación, así cómo la variabilidad que puedan presentar entre ellas y su influencia en la escorrentía modelada. En esta línea, se trabaja con productos MODIS, con datos de reanálisis ERA5 y con los datos de albedos entregados por el módulo interno *albedo\_Richard* de CRHM, cuya construcción no se detalla en esta sección debido a que se obtiene directamente como output del programa.

Como este estudio se encuentra incerto dentro del proyecto interno USM *Modelación hidrológica en la cuenca alta del Río Aconcagua incorporando el efecto de*

#### 4. Metodología



**Figure 4.3:** a) Diagrama de dispersión entre humedad relativa observada en estación Juncal en Juncal y humedad relativa estimada en el punto más cercano. b) Diagrama de dispersión entre humedad relativa observada en estación Portillo y humedad relativa estimada en el punto más cercano. c) Series de tiempo de humedad relativa observada y estimada para Río Juncal en Juncal

la contaminación atmosférica sobre el manto nival cuantificada mediante datos *in-situ*, se tiene acceso a observaciones de albedo de nieve del proyecto NUNATAK. El problema de dichas observaciones, registradas en las cercanías de la cuenca en estudio (Ver Figura 3.1), es que no cuentan con la cobertura temporal que se está buscando para realizar la modelación. De esta manera, estos datos se descartan para utilizarlos como inputs del modelo, dejándolos solamente para fines comparativos con las demás fuentes de albedo utilizadas.

#### Datos de productos MODIS

La construcción de la serie de albedo en base a datos derivados de MODIS, se realiza a partir de los productos MYD10A1 (Hall and Riggs. 2021), MOD10A1 (Hall and Riggs.

#### 4. Metodología

**Table 4.2:** Características de productos MODIS utilizados

Conjunto de datos	Satélite	Variable utilizada	Resolución temporal	Resolución espacial	Cobertura temporal
MYD10A1	Aqua	Snow-Albedo-daily-Tile	diaria	500 m	2002-presente
MOD10A1	Terra	Snow-Albedo-daily-Tile	diaria	500 m	2000-presente
MCD43A3	Terra/Aqua Combinado	Albedo-BSA-shortwave	diaria	500 m	2000-presente

2016), y MCD43A3 (Schaaf and Wang 2015). Los dos primeros corresponden a *Snow Products* de los satélites Aqua y Terra respectivamente, y contienen datos de cobertura nival y de albedo de nieve. Por otra parte, MCD43A3 es un producto combinado de datos Terra y Aqua MODIS, que no contiene directamente datos de albedo, sino datos de *Black-Sky Albedo* (BSA) y *White-Sky Albedo* (WSA) para distintas bandas de frecuencia. El BSA es definido como el albedo en ausencia de una componente difusa, mientras que el WSA se define como el albedo en ausencia de una componente directa. A su vez, el albedo real o también llamado *Blue-Sky Albedo*, se puede determinar como una combinación lineal de ambos valores usando como coeficiente de cálculo la fracción de luz difusa del cielo. Sin embargo, para simplificar los cálculos, y dado que las diferencias son pequeñas entre ambos valores (Liang and Wang 2020b), se opta por trabajar con los datos de BSA. Los detalles de estos productos MODIS se presentan en la Tabla 4.2.

Las series de albedo se construyen en un principio como una combinación entre los datos de albedo de nieve de los productos MYD10A1 y MOD10A1. De esta forma, ante la ausencia de un dato de MYD10A1, se recurre al dato de MOD10A1, y viceversa. En el caso que los dos productos están disponibles, se promedian. Realizado este procedimiento, siguen quedando grandes ventanas sin datos de albedo, ya sea por la presencia de nubes, o por la inexistencia de nieve, en cuyo caso, los productos MYD10A1 y MOD10A1 no entregan valores. De esta forma, se recurre al producto MCD43A3 antes mencionado para complementar con los datos que tenga disponible. Recordar que la combinación entre estos conjuntos de datos se puede realizar directamente, ya que poseen la misma resolución espacial y temporal, así como las coordenadas de sus grillas.

Como el procedimiento descrito no es suficiente para completar la totalidad de los datos, se recurre a regresiones lineales entre los distintos puntos de la grilla. Luego, para cada dato faltante en el tiempo, se rellena mediante regresión con el punto de la grilla que presente mejor correlación y que tenga dato para ese periodo de tiempo.

#### 4. Metodología

Finalmente, el resto de espacios sin datos se rellenan realizando interpolaciones lineales para cada serie temporal que conforma la grilla, a partir de los valores que estén al inicio y fin de cada ventana. En el Anexo A se puede revisar un ejemplo de la serie de albedo construída y los distintas fuentes y métodos utilizados en su elaboración.

#### Datos del reanálisis ERA5

Del conjunto de datos de reanálisis ERA5-Land se utiliza la variable *Forecast Albedo*, con una resolución espacial de  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$  y una resolución temporal horaria.

## 4.2 Modelación Hidrológica con CRHM

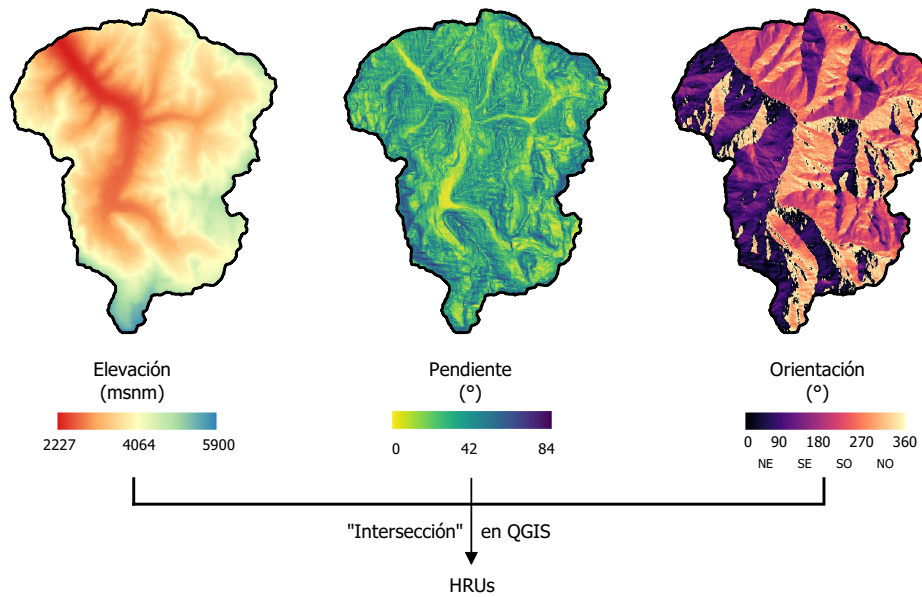
El proceso de modelar una cuenca con CRHM consta de las siguientes etapas: delimitación de las HRUs, acorde a las propiedades de la cuenca; distribución espacial de las observaciones en cada HRU; construcción del modelo en la plataforma CRHM, seleccionando los módulos para cada proceso hidrológico; y parametrización del modelo, asignando los parámetros de cada módulo por cada HRU.

### 4.2.1 Delimitación de unidades de respuesta hidrológica

El procedimiento utilizado para la delimitación de unidades de respuesta hidrológica (HRUs) se realiza en el software libre QGIS y considera principalmente elevación, pendiente y orientación del terreno. Los datos de elevación de terreno (DEM) utilizados provienen de la misión SRTM (NASA et al. 2000) con una resolución de 30 [m], mientras que los datos de pendiente y orientación se obtienen del mismo DEM utilizando herramientas del software QGIS.

En una primera instancia se divide la cuenca en base a la orientación dominante de las laderas que la componen. Hecho esto, las regiones que hayan quedado con una extensión de área superior a los 10 [ $km^2$ ] y una gran variabilidad altitudinal, se subdividen en base a sus alturas medias. Posteriormente, se delimitan HRUs asociadas a los principales lechos fluviales caracterizados por una baja pendiente, ayudando al mismo tiempo a organizar el sentido de los flujos laterales entre HRUs hasta el punto afluente de la cuenca. Este cruce de información realizado en la generación de HRUs

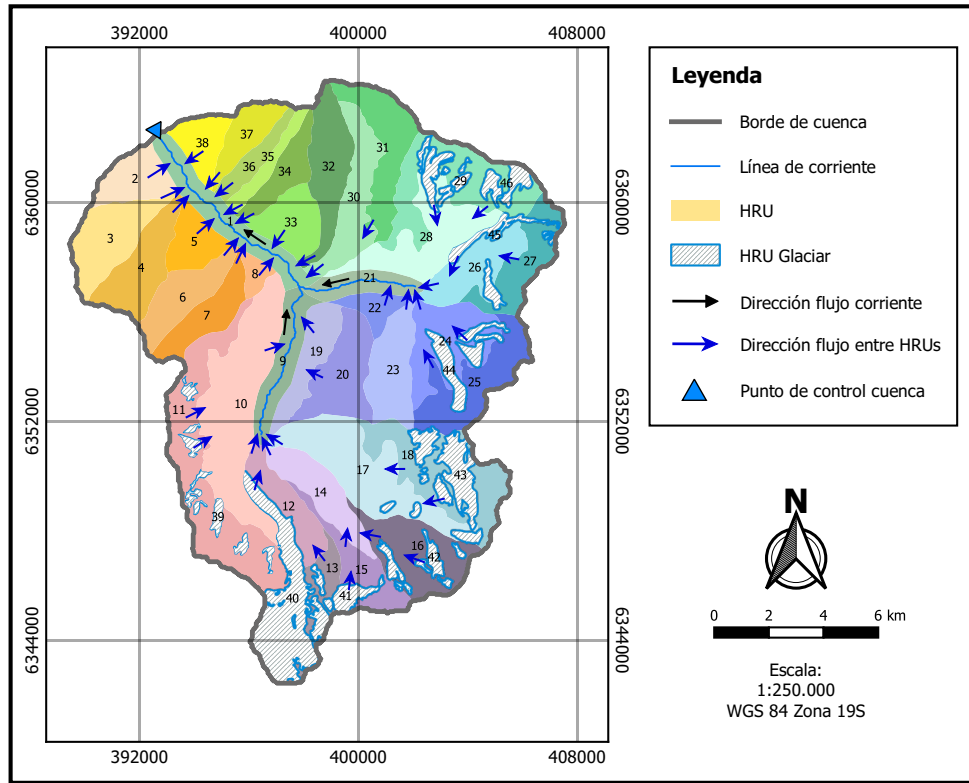
#### 4. Metodología



**Figure 4.4:** Procedimiento de generación de HRUs en Cuenca del Río Juncal en Juncal

se presenta de forma esquemática en la Figura 4.4. Finalmente dada la presencia de glaciares en la cuenca, para tratarlos correctamente se delimitan 8 HRUs adicionales de acuerdo al Inventario Nacional de Glaciares de la DGA (Ver Figura 3.5). Notar que para no aumentar en demasía la cantidad de HRUs, se agrupan varias regiones de glaciares por unidad, generando algunas HRUs espacialmente discontinuas, pero que comparten características hidrológicas dada su ubicación. En resumen, para la representación espacial de la cuenca se definen 46 HRUs, cuya distribución final se muestra en la Figura 4.5, donde además se presenta la dirección de flujo entre cada una.

#### 4. Metodología



**Figure 4.5:** Distribución Unidades de Respuesta Hidrológica (HRUs) en Cuenca del Río Juncal en Juncal

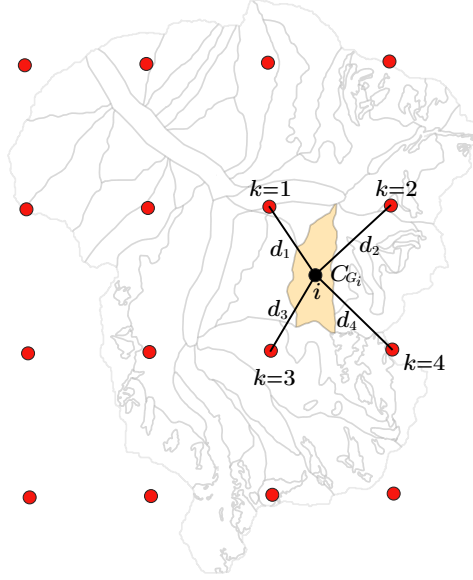
#### 4.2.2 Distribución espacial de variables

Una vez definidas las unidades espaciales base sobre las cuales trabaja el modelo, es necesario asociarles las series de forzantes meteorológicas correspondientes. Estas, como se explica en el apartado 4.1, se encuentran ordenadas en forma de grilla, por lo que se requiere redistribuirlas a cada HRU considerando su ubicación, la naturaleza de cada forzante y la resolución espacial de los datos.

#### Precipitación

Para distribuir espacialmente los datos de precipitación se recurre al método del inverso de la distancia (IDW). Inicialmente se determina el centroide ( $C_G$ ) de cada HRU, se identifican los 4 puntos de la grilla que lo rodean, y se calcula la distancia de cada uno al  $C_G$ . Luego, se ponderan los valores de precipitación de cada punto de la grilla de acuerdo al inverso de las distancias, como lo muestra la Ecuación (4.7). De manera

#### 4. Metodología



**Figure 4.6:** Esquema método inverso de la distancia (IDW) para HRU 23 en superposición con la grilla de precipitación ( $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ ).

esquemática en la Figura 4.6 se presenta el procedimiento descrito para la HRU 23.

$$P_{i,t} = \frac{\sum_{k=1}^4 P_{k,t} \cdot \frac{1}{d_k}}{\sum_{k=1}^4 \frac{1}{d_k}} \quad (4.7)$$

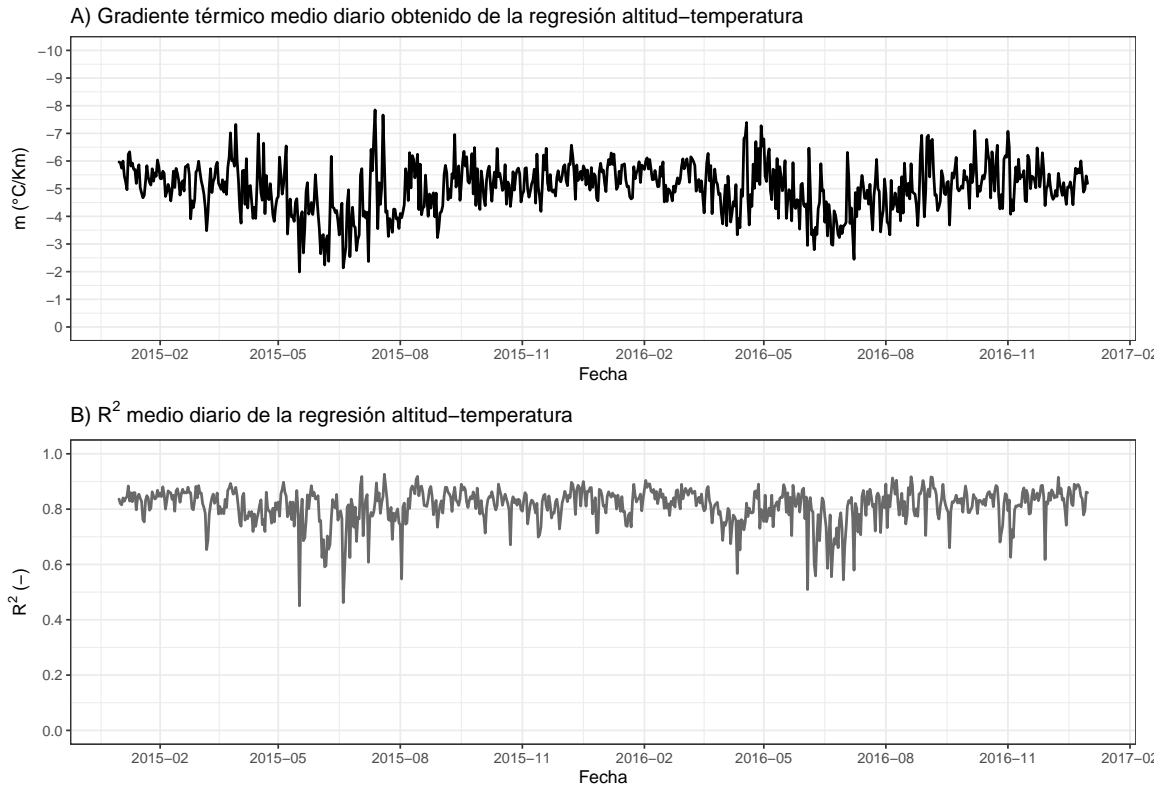
Donde:

- $P_{i,t}$  : Precipitación horaria para HRU  $i$  en el tiempo  $t$
- $P_{k,t}$  : Precipitación horaria en punto  $k$  en el tiempo  $t$
- $d_k$  : Distancia de centroide  $i$  a punto  $k$
- $i$  : Índice HRU,  $i \in \{1, 2, \dots, 46\}$
- $k$  : Índice de los 4 puntos de la grilla que rodean al centroide  $i$ ,  
 $k \in \{1, 2, 3, 4\}$

#### Temperatura

A nivel de la tropósfera existe un marcado gradiente térmico en función de la altitud. Por ello, para la distribución de la temperatura en cada HRU, se determina un gradiente orográfico en base a la grilla de datos térmicos construida. En primer lugar, se determina una altura media para cada punto de la grilla de acuerdo al área

#### 4. Metodología



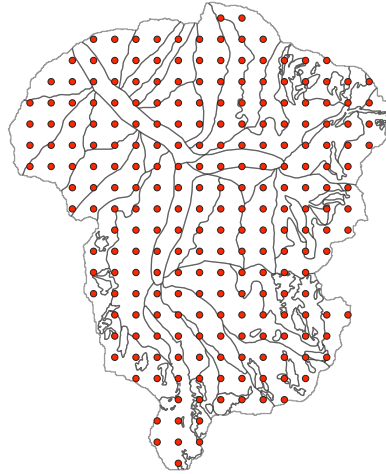
**Figure 4.7:** Gradiente orográfico y coeficiente de determinación de regresión altitud-temperatura

correspondiente (la grilla de datos térmicos es idéntica a la grilla de precipitación de la Figura 4.6). Los datos de altimetría son obtenidos de un DEM de una resolución de 30 metros pertenecientes a la misión SRTM. Luego, por cada periodo de tiempo (1 hr) se realiza un regresión lineal entre las temperaturas medias horarias y las altitudes medias. El procedimiento se realiza entre los años 2000 y 2016, obteniendo en promedio un gradiente de  $-4.9$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ] y un  $r^2$  de 0.8. A modo ilustrativo en la Figura 4.7 se presentan los valores del gradiente orográfico obtenidos junto a los coeficientes de determinación para el periodo 2015-2016.

Con los valores de pendiente e intercepto para cada periodo de tiempo, se aplica la ecuación (4.8) en función de la altitud promedio de cada HRU, determinando la temperatura media horaria asociada a cada unidad.

$$T_t^{HRU_i} = m_t \cdot z^{HRU_i} + b_t \quad (4.8)$$

#### 4. Metodología



**Figure 4.8:** Grilla datos de velocidad del viento de 1 km x 1 km en superposición con HRUs.

Donde:

$T_t^{HRU_i}$  : Temperatura media horaria para HRU  $i$  en tiempo  $t$

$z^{HRU_i}$  : Altitud media HRU  $i$

$m_t, b_t$  : Valores de la pendiente e intercepto de regresión lineal en tiempo  $t$

$i$  : Índice HRU,  $i \in \{1, 2, \dots, 46\}$

#### Velocidad del viento

En el caso de los datos de velocidad del viento, debido a la mayor resolución de la grilla utilizada (1 km x 1km) y a que por lo tanto exista más de 1 dato por HRU en la mayoría de los casos (Ver Figura 4.8), se opta por el promedio en cada unidad para la representación espacial de la variable.

#### Humedad Relativa

Para la serie temporal de humedad relativa se sigue un procedimiento análogo al realizado con los datos de precipitación, es decir, se aplica el método del inverso de la distancia para la distribución espacial de los datos (Ver Figura 4.6). Recordar que la resolución espacial es la misma que los datos de precipitación.

## 4. Metodología

### Albedo

El método utilizado para la distribución espacial de los datos de albedo depende de la resolución espacial de cada caso. Por una parte, como los datos derivados de productos MODIS poseen una resolución mayor de 500 metros, su distribución se realiza promediando los puntos correspondientes a cada HRU, de forma análoga a lo realizado con los datos de viento. En cuanto a los datos de albedo de ERA5, se aplica el método del inverso de la distancia para su distribución.

### 4.2.3 Construcción del modelo

Un paso previo consiste en traspasar toda la información recopilada de las observaciones en un formato que admita la plataforma CRHM. Para facilitar esta tarea, se utiliza la librería de R “CRHMr” (Shook 2016), desarrollada por el mismo centro de investigación a cargo del modelo, y que cuenta con varias funciones útiles en el pre- y post-procesamiento de datos usados en la modelación. De esta forma, con las funciones *createObsDataframe* y *writeObsFile* se crea el archivo *obs* en el formato adecuado para su lectura. Este archivo contiene todas las series de tiempo de las forzantes meteorológicas, además de información como las fechas de inicio y fin de la modelación, el nombre de las variables observadas, el paso de tiempo de una hora y el número de HRUs.

A continuación, la construcción del modelo se realiza directamente en el software *CRHM*. Este en su sección *Build* permite la selección de módulos que constituirán el modelo, así como la cantidad máxima de HRUs y el número de capas verticales. En los siguientes párrafos se describen los módulos utilizados.

- **Obs:** Lee las series de forzantes meteorológicas desde el archivo de observación. Este módulo asigna las observaciones a cada HRU, permitiendo realizar interpolaciones de los datos usando relaciones adiabáticas y de distribución de precipitación, y cálculos de presión de vapor saturado. Además incluye funciones de cambio climático para análisis de sensibilidad.
- **Basin:** Establece las características físicas, del suelo y de vegetación de las HRUs. Entre los principales parámetros que declara están: área de la cuenca, área de las HRUs, latitud, elevación, pendiente (GSL) y orientación (ASL).

#### 4. Metodología

- **PbsmSnobal:** Estima el transporte de nieve, así como su sublimación. Los cálculos los realiza en cada intervalo de tiempo usando velocidad del viento, temperatura del aire y humedad relativa.
- **CanopyClearing:** Modela la radiación neta de todas las frecuencias de onda en la superficie nival bajo el dosel de los árboles. La intercepción es modelada en verano usando el modelo de intercepción de Rutter (Valente et al. 1997) y en invierno una rutina acoplada entre intercepción y sublimación. Se utiliza la variación número 3 del módulo que utiliza como inputs la radiación de onda corta del módulo *Annandale* y la radiación de onda larga del módulo *longVt*.
- **Albedo Richard:** Calcula el albedo de la superficie nival a partir del método propuesto por Essery and Etchevers (2004).
- **Albedo\_Obs:** Lee las series de albedo ingresadas como observaciones al modelo y las asigna a la variable Albedo.
- **Global:** Este modulo calcula la radiación solar teórica de onda corta directa y difusa. La rutina utiliza los datos de pendiente y orientación. La componente directa teórica de la radiación solar es desarrollada desde una expresión propuesta por Garnier and Ohmura (1970).
- **Annandale:** El objetivo de este modulo es estimar la radiación de onda corta entrante desde las temperaturas mínimas y máximas cuando no hay observaciones de radiación disponibles. La rutina utilizada por el módulo se basa en el trabajo de Annandale et al. (2001), donde desarrolla un método empírico simple para estimar la transmitancia desde el rango diario de la temperatura del aire. Se utiliza la variación número 1 del módulo.
- **Netall:** Modela la radiación neta de todas las frecuencias a partir de la radiación de onda corta y la ecuación de Brunt. Requiere de los datos atmosféricos de temperatura, presión de vapor y horas soleadas reales.
- **LongVt:** Calcula la radiación de onda larga. Se utiliza la variación número 2 del módulo que tiene como input la radiación de onda corta calculada por el módulo *Annandale*.

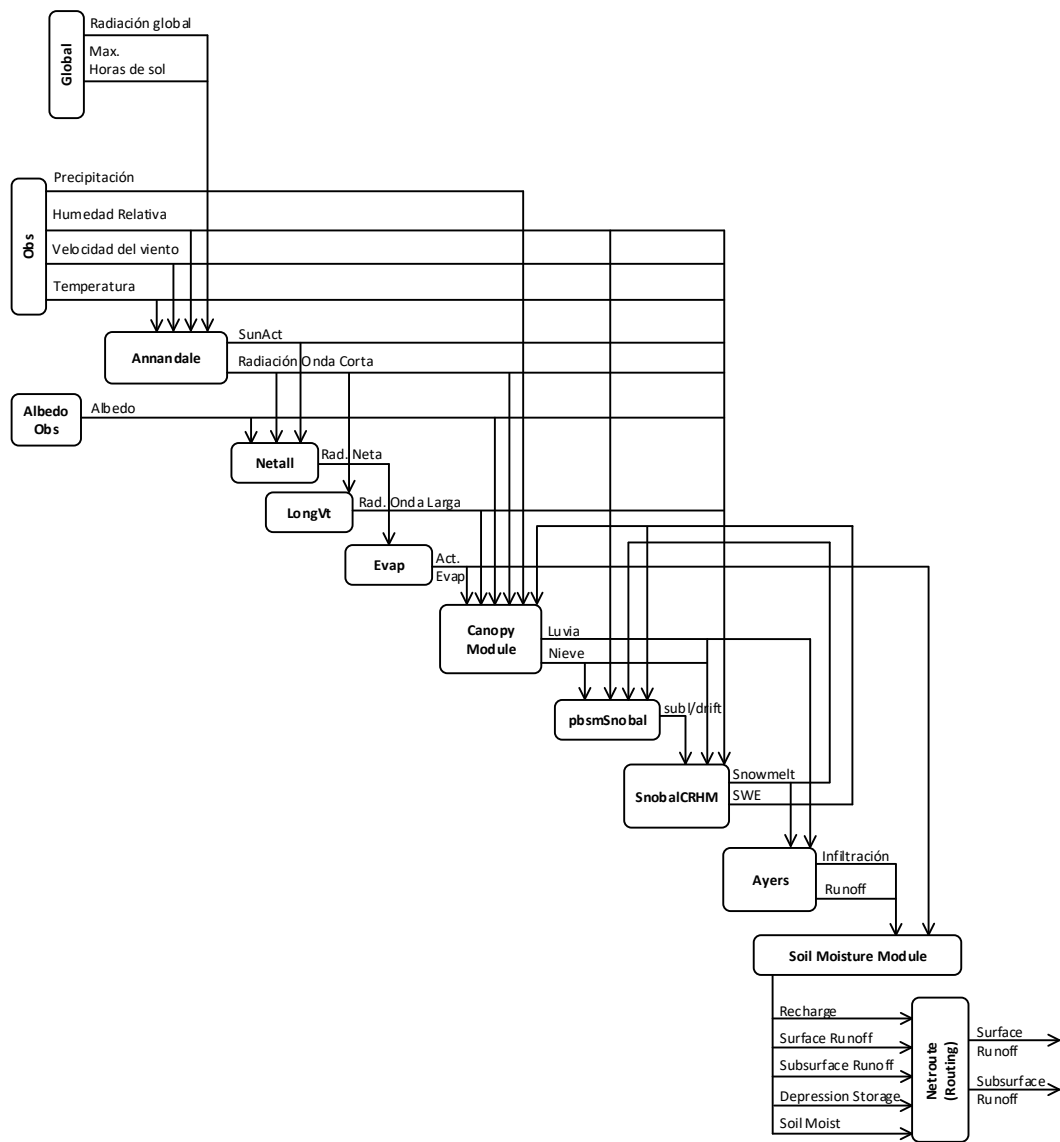
#### 4. Metodología

- **Evap:** Calcula la evapotranspiración en base a rutinas como la descrita en Granger and Pomeroy (1997).
- **SnobalCRHM:** Usa el balance energético para calcular el derretimiento y estimar el escurrimiento, a partir de propiedades de la nieve, medidas de altura y profundidad, e intercambio energético. Se basa en el modelo descrito en Marks et al. (1998). Se utiliza la variante número 3 de este módulo, que recibe inputs desde el módulo *Annandale* y *LongVt*.
- **Ayers:** Estima la infiltración en el suelo.
- **Soil:** Este modulo maneja la humedad en el suelo a través de dos capas: la capa superior denominada capa de recarga y una inferior. El input de este módulo es la infiltración en cada intervalo de tiempo.
- **Netroute:** Se encarga del ruteo de los flujos superficiales y subsuperficiales entre las HRUs, usando el método *Lag and Route* descrito por Clark (1945).
- **Glacier:** Realiza un balance energético del hielo y estima su derretimiento. Se basa levemente en el trabajo de Gray and Landine (1988).

En la Figura 4.9 se muestra un diagrama de flujo de los módulos escogidos para la modelación.

Cada módulo que constituye el modelo creado cuenta con una serie de parámetros, cuyos valores deben ser asignados a cada HRU. Una parte de estos parámetros representan las características geomorfológicas básicas de las HRUs, y pertenecen principalmente al módulo *Basin*. Sus valores se determinan mediante herramientas SIG y se muestran en la Tabla 4.3. Una segunda parte de los parámetros corresponden a distintos procesos físicos y se asignan de acuerdo a la literatura existente o bien se dejan en sus valores por defecto. Finalmente, siguiendo metodologías análogas de estudios que han utilizado *CRHM*, el resto de parámetros se determinan mediante calibración, procedimiento que se desarrolla en el siguiente apartado. Se debe agregar que por simplificación se trabaja con los mismos parámetros para todas las HRUs, a excepción de los que guardan relación con las propiedades geomorfológicas de estas. Para conocer el detalle de los valores asignados a cada parámetro, dirigirse al Anexo B.

#### 4. Metodología



**Figure 4.9:** Diagrama de flujo modelo construido en plataforma CRHM

#### 4. Metodología

**Table 4.3:** Parámetros geomorfológicos HRUs

HRU	Área ( $km^2$ )	Altitud ( <i>m.s.n.m.</i> )	Orientación ( $^\circ$ )	Pendiente ( $^\circ$ )	HRU	Área ( $km^2$ )	Altitud ( <i>m.s.n.m.</i> )	Orientación ( $^\circ$ )	Pendiente ( $^\circ$ )
1	6.70	2404.2	147.1	19.8	24	6.11	3752.7	247.8	28.8
2	4.26	3103.9	60.8	33.1	25	7.24	4496.5	252.0	40.3
3	6.86	3629.7	95.4	31.0	26	5.19	3575.4	281.9	29.2
4	6.33	3658.1	217.8	32.8	27	5.29	4262.2	249.3	35.0
5	3.67	3110.7	68.9	38.2	28	7.95	3465.8	167.3	27.8
6	5.18	3514.5	95.1	33.3	29	8.22	4115.2	181.3	38.6
7	4.56	3508.6	248.7	35.0	30	6.56	3309.2	262.5	28.6
8	1.24	2962.1	56.1	36.7	31	7.01	3961.7	246.6	35.1
9	4.87	2691.7	194.9	14.2	32	6.70	3452.4	115.1	28.8
10	14.93	3143.1	96.2	27.2	33	4.62	3057.6	208.1	32.5
11	12.45	4136.5	82.3	43.0	34	3.56	3457.3	264.5	29.3
12	4.33	3500.9	254.5	35.0	35	1.98	3322.0	168.7	31.0
13	2.63	4737.4	280.9	39.0	36	2.44	3212.6	270.2	33.3
14	5.28	3310.9	79.4	33.6	37	3.59	3437.6	176.1	32.3
15	4.28	4276.7	70.4	41.2	38	3.47	2907.2	235.9	35.3
16	7.08	4004.3	229.3	29.2	39	2.28	3824.5	113.2	34.4
17	11.03	3585.2	222.3	32.6	40	9.42	4675.6	187.4	28.1
18	7.94	4418.2	200.7	28.8	41	1.03	4822.0	88.3	30.1
19	4.42	2990.7	288.2	29.9	42	1.45	4041.3	234.3	18.2
20	6.90	3697.4	275.9	34.9	43	4.42	4461.9	198.0	20.2
21	3.33	2955.6	217.9	29.7	44	2.40	3932.3	229.9	17.7
22	2.11	3539.5	167.3	36.4	45	1.80	3716.7	245.5	15.0
23	6.02	3865.2	93.4	27.8	46	3.19	4056.6	196.6	27.1

### 4.3 Calibración y validación del modelo

La calibración y validación del modelo se realiza en base a la serie de caudales horarios observados en la estación Juncal en Juncal (Ver Figura 3.3). En cuanto al intervalo de tiempo escogido para la modelación, se determina el periodo 01-2004 a 12-2016. El inicio de este periodo tiene relación con el inicio de los registros regulares y automáticos de caudales en la estación (finales de 2003), mientras que la fecha final de la modelación está determinada por la cobertura temporal del CR2MET (Ver Tabla 4.1), utilizado en la construcción de las forzantes. Considerando esta brecha temporal disponible, se considera el tramo 2004-2010 para la validación, y el tramo 2011-2016 para la validación. Por otra parte, para evaluar el desempeño de los caudales modelados en estas dos etapas, se emplea el estadístico KGE.

Como se está trabajando con un modelo de base física, la mayoría de los parámetros no requieren calibración. Sin embargo, parámetros principalmente de los módulos *Soil* y *Netroute*, relacionados a la hidráulica de los flujos superficiales y subterráneos,

#### 4. Metodología

**Table 4.4:** Detalles calibración

Algoritmo de optimización	Función objetivo	Periodo de Calibración	Número de partículas	Número de iteraciones	N° corridas modelo
PSO	KGE Caudales	2004-2010	40	25	1000

*Nota:*

El número de partículas y número de iteraciones son parámetros del algoritmo de optimización PSO. El número de corridas del modelo resultante corresponde al producto entre estos dos parámetros.

capacidades de almacenamiento y tiempos de descarga, presentan una alta incertidumbre, por lo que requieren ser calibrados. El listado de parámetros calibrados se puede ver en la Tabla 5.2.

Para la calibración se trabaja con las librerías de R, *hydroGOF* (Mauricio Zambrano-Bigiarini 2020) y *hydroPSO* (Zambrano-Bigiarini, M., et al. 2013; Zambrano-Bigiarini and Rojas 2020). La primera de estas, contiene funciones para el cálculo de estadísticos que miden la bondad de ajuste entre valores observados y simulados, útiles durante la calibración y validación de modelos hidrológicos, incluyendo el estadístico KGE escogido para evaluar el desempeño del modelo. Por otro lado, la librería *hydroPSO* implementa el algoritmo *Particle Swarm Optimisation* (Kennedy and Eberhart 1995; Eberhart and Kennedy 1995), facilitando la interacción entre la consola de R y los modelos, a través de los archivos de entrada y salida de estos, sin la necesidad de acceder a sus código fuentes. Esto es de gran utilidad en modelos como el *CRHM* que viene con su propio archivo ejecutable, y que no cuenta con un algoritmo de optimización propio.

Para poder implementar la librería *hydroPSO*, se sigue una guía desarrollada por su propio autor (Zambrano-Bigiarini 2020), donde explica como calibrar el modelo GR4J usando esta librería. Entonces bajo esta metodología, en el presente estudio se calibra automáticamente el modelo para cada fuente de albedo usada como input, es decir, se calibra para los datos de albedo generados por módulo interno de CRHM (*albedo\_Richard*), para los datos satelitales MODIS, y para los datos de reanálisis ERA5. Todos estos casos se rigen bajo la mismas opciones de configuración que se presentan en la Tabla 4.4.

# 5

## Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos en la construcción de las series de tiempo de albedo, así como los resultados obtenidos en la calibración y validación de las simulaciones de caudales realizadas con CRHM.

Para la modelación hidrológica realizada se evaluaron 3 fuentes de albedo principalmente, la que entrega el módulo *albedo\_Richard* incorporado en CRHM, la construida a partir de productos MODIS, y la serie de albedo perteneciente a los datos de reanálisis ERA5. Los detalles de estos procedimientos se presentan en la sección *Metodología*. Además, de las fuentes ERA5 y MODIS, se consideran variaciones “suavizadas” de las series de datos, modificación que se realiza con funciones de regresión local (*Loess Regression*) que posee R. De esta manera, en la Tabla 5.1 se presenta un resumen de los casos evaluados

### 5.1 Series de albedo

En los distintos casos simulados se utilizaron series horarias para cada HRU, sin embargo, para facilitar la visualización de los resultados, en las Figuras 5.1 y 5.2 se

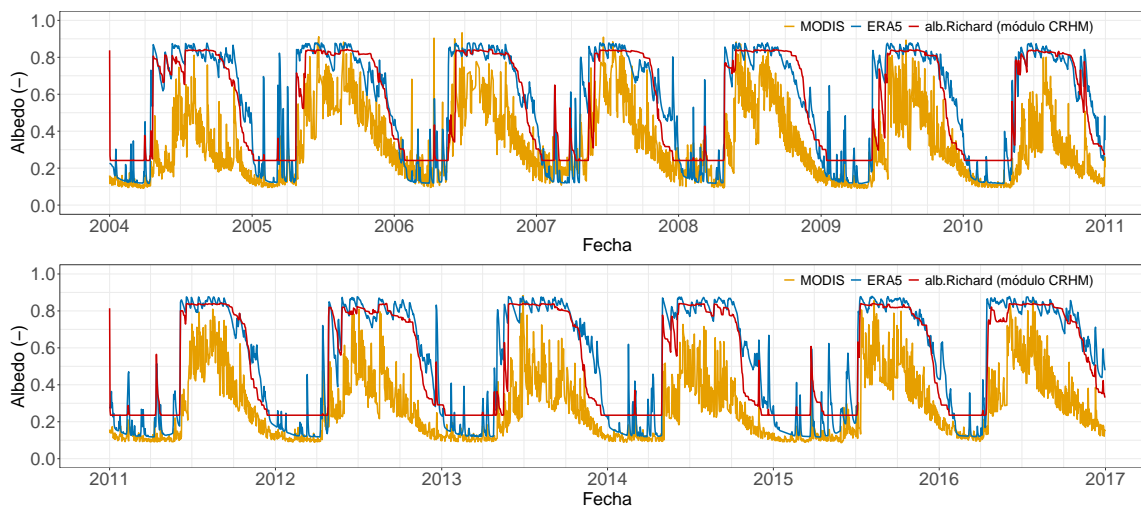
**Table 5.1:** Resumen casos evaluados modelación CRHM

Fuente de albedo	Modelo	Variable modelada
Albedo Richard (módulo CRHM)	CRHM	Caudales horarios
MODIS (serie original)	CRHM	Caudales horarios
MODIS (serie suavizada)	CRHM	Caudales horarios
ERA5 (serie original)	CRHM	Caudales horarios
ERA5 (serie suavizada)	CRHM	Caudales horarios

*Nota:*

Cada uno de estos casos se calibra y valida de forma independiente

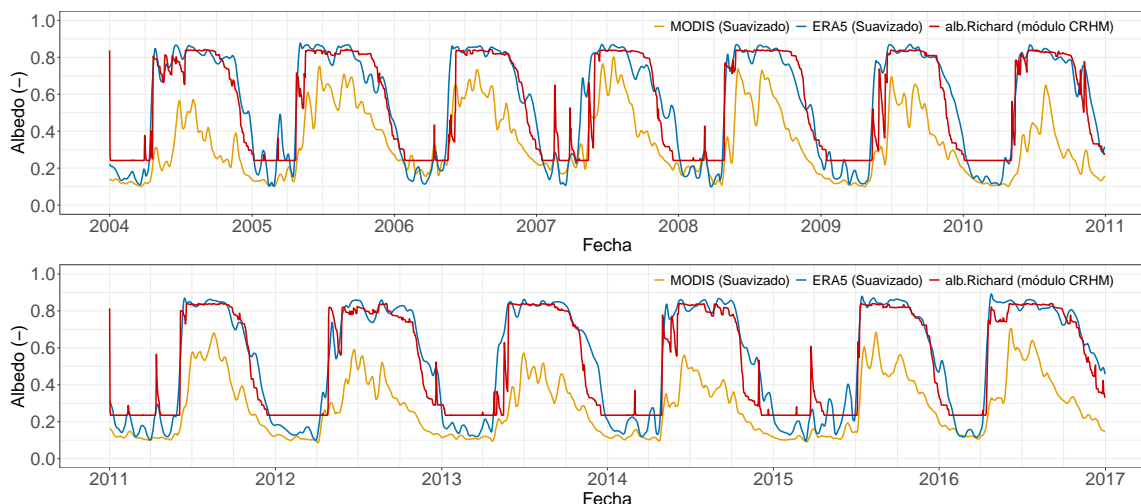
## 5. Resultados



**Figure 5.1:** Series de albedo promedio de las fuentes utilizadas en la modelación. Valores promedios para la cuenca en estudio. Periodo 2004-2016

presentan las series de albedo medio diario de la cuenca, ponderando el área de cada HRU para la estimación (En el Anexo C se pueden revisar las series de albedo promedio por banda de elevación). En términos generales es posible observar en todos los casos un carácter cíclico, con valores que aumentan a partir de los meses de Abril-Mayo y que comienzan a disminuir alrededor de los meses de Octubre-Noviembre, calzando con la temporada de acumulación y de derretimiento de nieve respectivamente. Este comportamiento es más notorio en las series de ERA5 y Alb.Richard, que poseen una mayor concordancia, a diferencia de los datos MODIS cuya temporada de valores elevados es más acotada. En cuanto a los valores máximos las series de ERA5 y Alb.Richard rondan los 0.85, alcanzando valores similares cada año, mientras que la serie MODIS presenta una variabilidad mucho mayor tanto estacional como interanualmente, observándose años con peaks que oscilan en torno a los 0.7, y otros en torno a los 0.5-0.6 aproximadamente. Respecto a los valores mínimos las series de ERA5 y MODIS son más concordantes, con magnitudes que rondan los 0.1-0.15, que calzan con valores de albedo asociados a suelo desnudo. Por otra parte los valores mínimos entregados por el módulo *Albedo\_Richard* son prácticamente constantes con algunos peaks locales. En este último caso se debe notar que el albedo de suelo desnudo es solicitado como parámetro en el módulo (valor entregado al módulo de 0.17), y que al tratarse de valores medios de la cuenca este no se refleja directamente en el gráfico.

## 5. Resultados



**Figure 5.2:** Series de albedo suavizadas promedio de las fuentes utilizadas en la modelación. Se incluye la serie de albedo obtenida con el módulo Albedo richard de CRHM (no suavizada) para su comparación. Valores promedios para la cuenca en estudio. Periodo 2004-2016

### 5.2 Calibración y validación del modelo

El rango de parámetros usados para la calibración y sus valores óptimos obtenidos después de 1000 corridas del modelo para cada caso usando el algoritmo PSO son presentados en la Tabla 5.2.

Para la evaluación gráfica de los resultados además de los hidrogramas de caudales, se construyen la curva de duración general, la curva de variación estacional, y gráficas de dispersión, para contrastarlos con las curvas equivalentes de las observaciones. En cuanto a las métricas utilizadas, en la tabla 5.3 se presenta un resumen de los valores de KGE obtenidos en los distintos casos, donde además se incluyen los valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ). También, con el objetivo de evaluar la variabilidad del desempeño de las simulaciones en el tiempo, se calculan las métricas mencionadas para cada año modelado (Ver tabla 5.4).

Los hidrogramas simulados y observados durante el periodo de calibración y validación se muestran en las Figuras 5.3, 5.5 y 5.7 (Ver subfiguras A y B). Además, se indica el valor del estadístico KGE obtenido en cada periodo para los distintos casos. Se observa en cada uno de estos que las simulaciones replican correctamente el régimen nival de la cuenca. Las ramas ascendentes de los hidrogramas presentan una mejor

## 5. Resultados

**Table 5.2:** Rangos y valores óptimos obtenidos para los parámetros calibrados mediante el algoritmo de optimización PSO

Parámetro	Rango de optimización	Alb. Richard		Alb. MODIS		Alb. ERA5	
		Valor óptimo (o)	Valor óptimo (s)	Valor óptimo (o)	Valor óptimo (s)	Valor óptimo (o)	Valor óptimo (s)
<b>Soil</b>							
soil.moist.max	500-1000	795.52	-	702.51	853.91	974.33	917.23
soil.rechr.max	10-500	220.27	-	400	483.85	470.77	456.79
<b>Netroute</b>							
ssrKstorage	0-100	16.53	-	41.83	42.50	28.21	27.51
ssrLag	0-100	62.71	-	50.25	83.38	42.77	85.04
<b>Glacier</b>							
ice.Albedo	0.7-0.9	0.838	-	0.843	0.793	0.712	0.717
<b>pbsmSnobal</b>							
fetch	300-2000	1708.21	-	1900.285	1770.30	1832.69	2000
<b>Snobal CRHM</b>							
z.0	0.0001-0.001	0.00032	-	0.00010	0.000102	0.00015	0.00032
max.h2o.vol	0.01-0.1	0.0858	-	0.09004	0.0001	0.06013	0.07974
<b>Albedo Richard</b>							
smin	1-20	6.484	-	-	-	-	-

*Nota:*

Todos los resultados fueron obtenidos bajo 1000 corridas del modelo. (o) y (s) indican si la serie de tiempo usada en las observaciones de albedo corresponden al caso original o suavizado respectivamente

**Table 5.3:** Desempeño de la modelación para los distintos casos evaluados

Fuente Albedo	Calibración		Validación	
	<i>KGE</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>	<i>KGE</i>	<i>R</i> <sup>2</sup>
<b>CRHM</b>				
Módulo albedo.Richard	0.854	0.74	0.767	0.71
<b>ERA5</b>				
Serie original	0.864	0.75	0.656	0.73
Serie suavizada	0.863	0.74	0.660	0.72
<b>MODIS</b>				
Serie original	0.83	0.71	0.71	0.69
Serie suavizada	0.84	0.73	0.72	0.69

## 5. Resultados

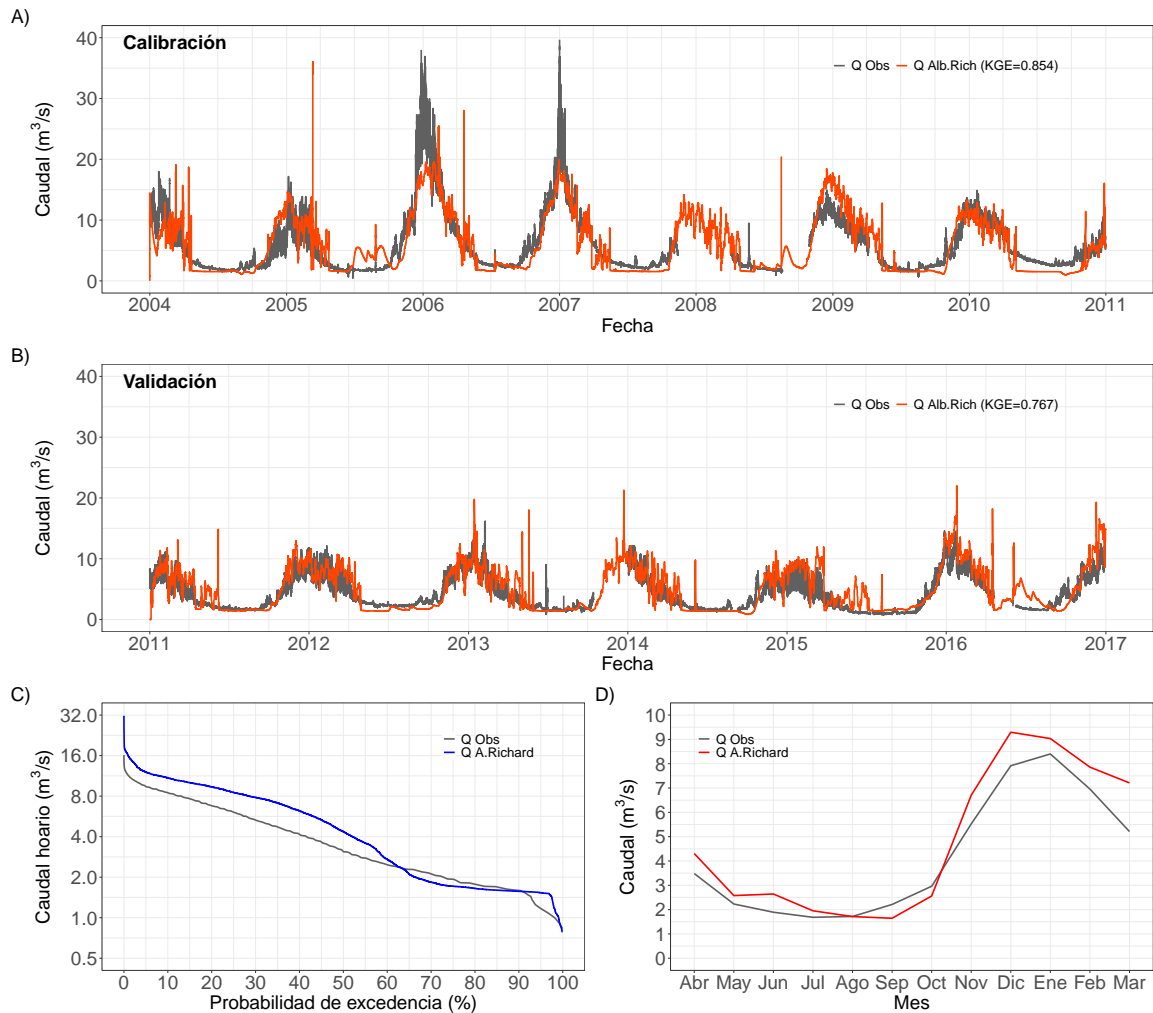
correlación en tiempos y formas, mientras que en las temporadas de recesión, si bien los tiempos están acorde a lo observado, los caudales presentan un comportamiento mucho más inestable con valores que están sobre lo esperado. Esta situación se acentúa en el periodo de validación. En cuanto a la temporada de caudales elevados, estos presentan una buena concordancia con lo observado, sobretodo en años secos, sin embargo, el modelo tiene problemas con la simulación de los peaks en años húmedos cómo lo apreciado en las temporadas cálidas de los años 2005-2006 y 2006-2007, donde el modelo subestima los caudales para todos los casos evaluados.

En cuanto a las curvas de duración obtenidas (ver subfiguras *C* de las Figuras 5.3, 5.5 y 5.7), globalmente muestran un comportamiento similar, con una pequeña subestimación de los caudales bajos, y una sobreestimación de los caudales medios-altos, cuyas diferencias con lo observado varían dependiendo del caso. Los caudales simulados con Alb. MODIS presentan el mejor desempeño en los valores bajos, mientras que en los valores medios y elevados Alb.Richard muestra los mejores resultados, con una menor sobreestimación.

En lo que se refiere a las gráficas de dispersión (ver Figuras 5.4, 5.6 y 5.8), en líneas generales estas muestran una buena correlación, con valores de  $R^2$  cercanos a 0.7. Además, en su conjunto es posible notar una marcada subestimación en el periodo de calibración, sobretodo en los caudales sobre los 20 ( $m^3/s$ ) y una leve sobreestimación en el periodo de validación. Esta situación se ve claramente al analizar las pendientes de la línea de regresión (ver gráficas de dispersión), menor a 1 en la calibración, y mayor a 1 en la validación, para todos los casos estudiados. Además, este comportamiento también se condice con lo observado en los hidrogramas obtenidos, variando en magnitud dependiendo del caso.

Finalmente al observar los caudales medios mensuales en las curvas de variación (ver Subfiguras *D* en las Figuras 5.3, 5.5 y 5.7), es posible notar desplazamientos tanto del peak como del punto más bajo en relación a las observaciones. En todos los casos, los peaks de las simulaciones están adelantados un mes respecto a lo observado, con magnitudes que sobreestiman estos valores. Desde este punto de vista, las modelaciones realizadas con Alb. MODIS presentan los mejores resultados con una sobreestimación de 0.5 ( $m^3/s$ ) app., mientras que las realizadas con Alb.ERA5 muestran el peor desempeño, con una sobreestimación de 2.5 ( $m^3/s$ ) app. del peak.

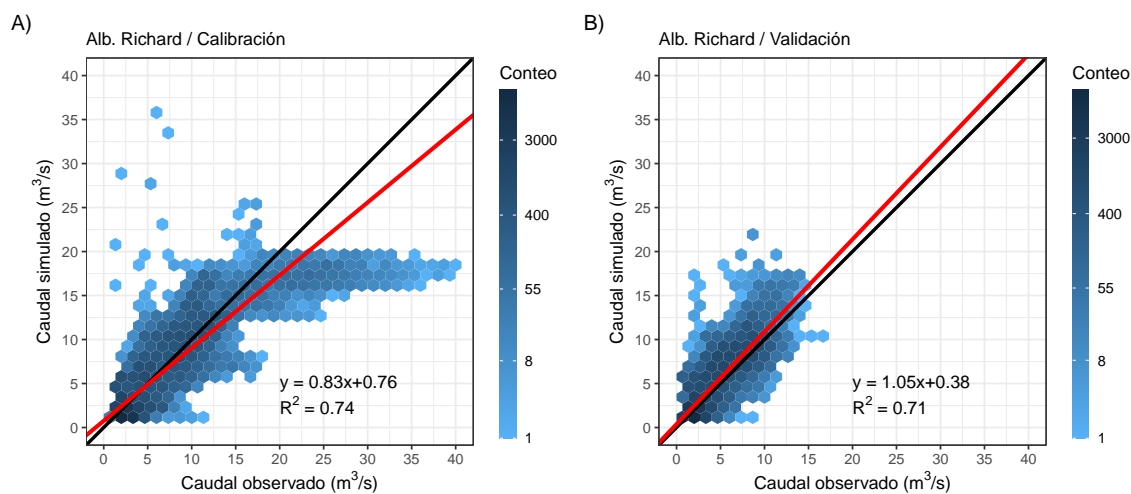
## 5. Resultados



**Figure 5.3:** Resultados modelación de caudales con datos de albedo generados por el módulo albedo\_Richard de CRHM. Serie de caudales horarios simulados y observados para el periodo de calibración (A), y Validación (B). C) Curvas de duración general. D) Curvas de variación de caudales.

En relación al mes con menor caudal, todas las simulaciones se retrasan de 1 a 2 meses respecto al mes observado (Julio), con magnitudes cercanas a los 1.5 ( $m^3/s$ ) que se asemejan bastante a los registros.

## 5. Resultados

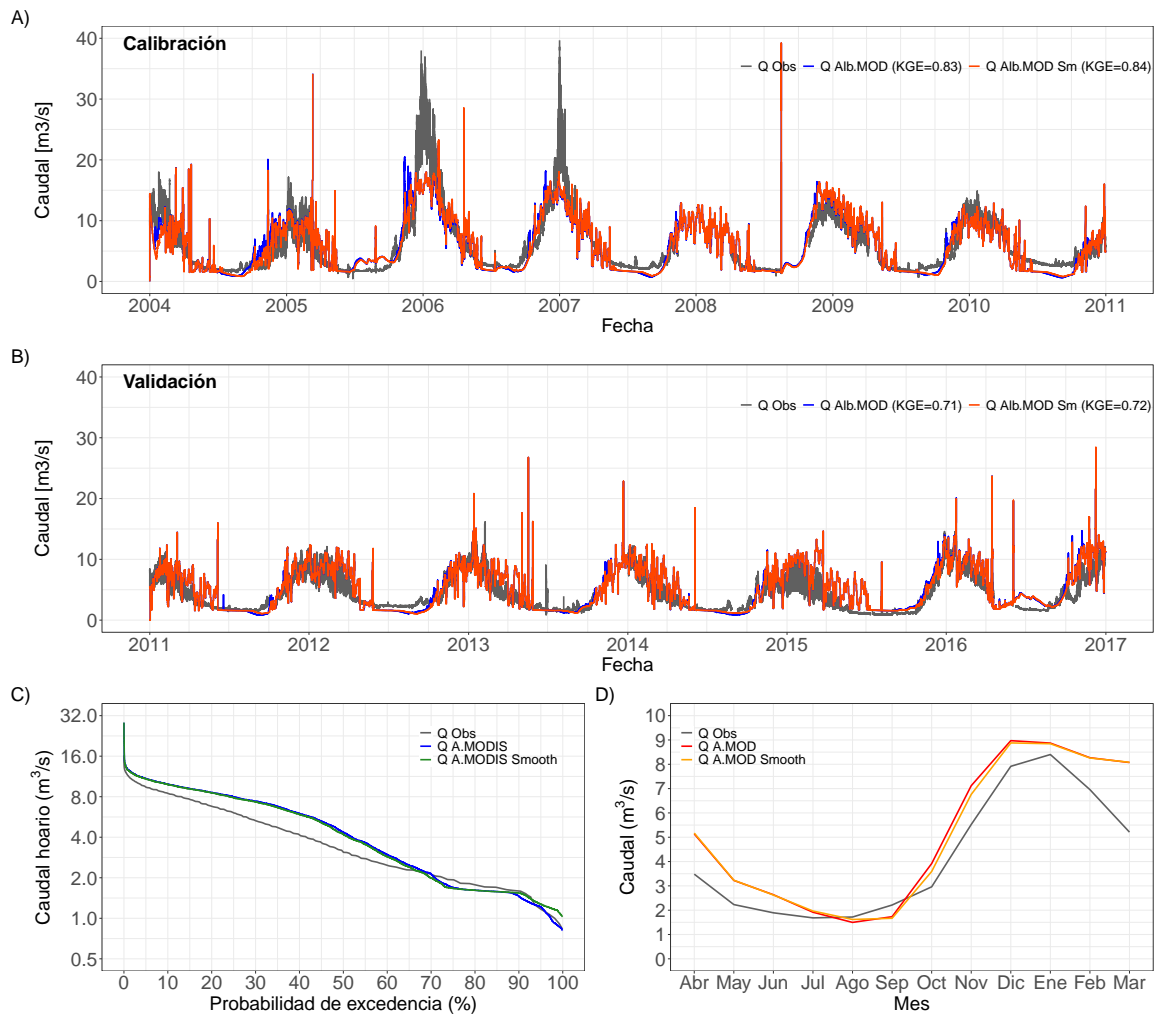


**Figure 5.4:** Correlación entre caudal observado y simulado, con datos de albedo del módulo albedo.Richard. Periodo calibración (A). Periodo validación (B).

**Table 5.4:** Desempeño de la modelación para los distintos casos evaluados

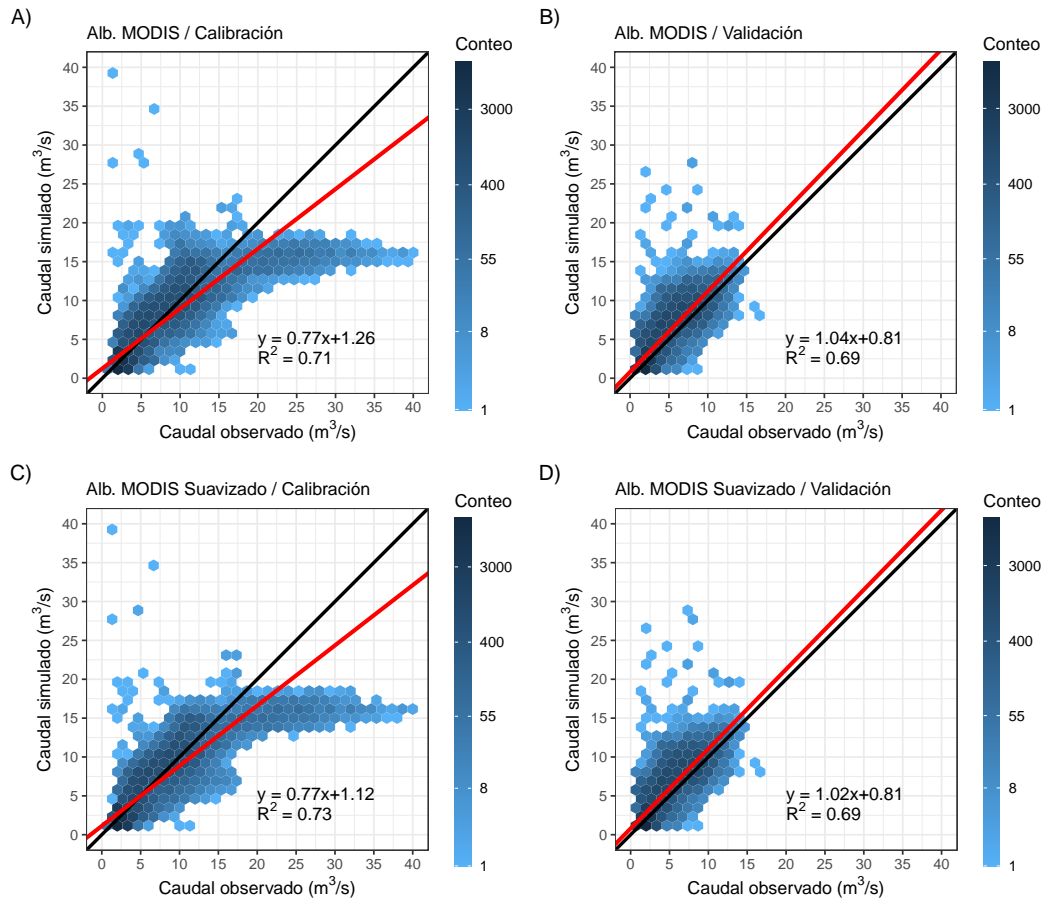
Año Hidrológico	<i>KGE</i>					<i>R</i> <sup>2</sup>				
	Rich	MOD	MOD(s)	ERA5	ERA5(s)	Rich	MOD	MOD(s)	ERA5	ERA5(s)
<b>Calibración</b>										
2004-05	0.63	0.68	0.70	0.56	0.56	0.67	0.58	0.62	0.67	0.66
2005-06	0.73	0.68	0.70	0.70	0.70	0.83	0.79	0.83	0.85	0.84
2006-07	0.84	0.81	0.81	0.88	0.87	0.84	0.73	0.76	0.83	0.83
2007-08	0.06	-0.05	0.08	0.08	0.07	0.55	0.77	0.77	0.72	0.71
2008-09	0.70	0.75	0.75	0.67	0.67	0.88	0.90	0.91	0.90	0.90
2009-10	0.87	0.90	0.91	0.83	0.83	0.85	0.82	0.83	0.88	0.87
<b>Validación</b>										
2010-11	0.17	0.25	0.28	0.20	0.18	0.64	0.68	0.68	0.66	0.67
2011-12	0.81	0.79	0.79	0.71	0.72	0.75	0.75	0.75	0.78	0.78
2012-13	0.73	0.76	0.75	0.68	0.68	0.75	0.72	0.72	0.79	0.78
2013-14	0.81	0.75	0.75	0.73	0.73	0.70	0.69	0.69	0.75	0.74
2014-15	0.51	0.47	0.48	0.40	0.41	0.63	0.71	0.70	0.71	0.71
2015-16	0.56	0.25	0.30	0.36	0.36	0.69	0.73	0.68	0.66	0.66
2016-17	0.64	0.54	0.56	0.46	0.47	0.65	0.71	0.71	0.72	0.70

## 5. Resultados



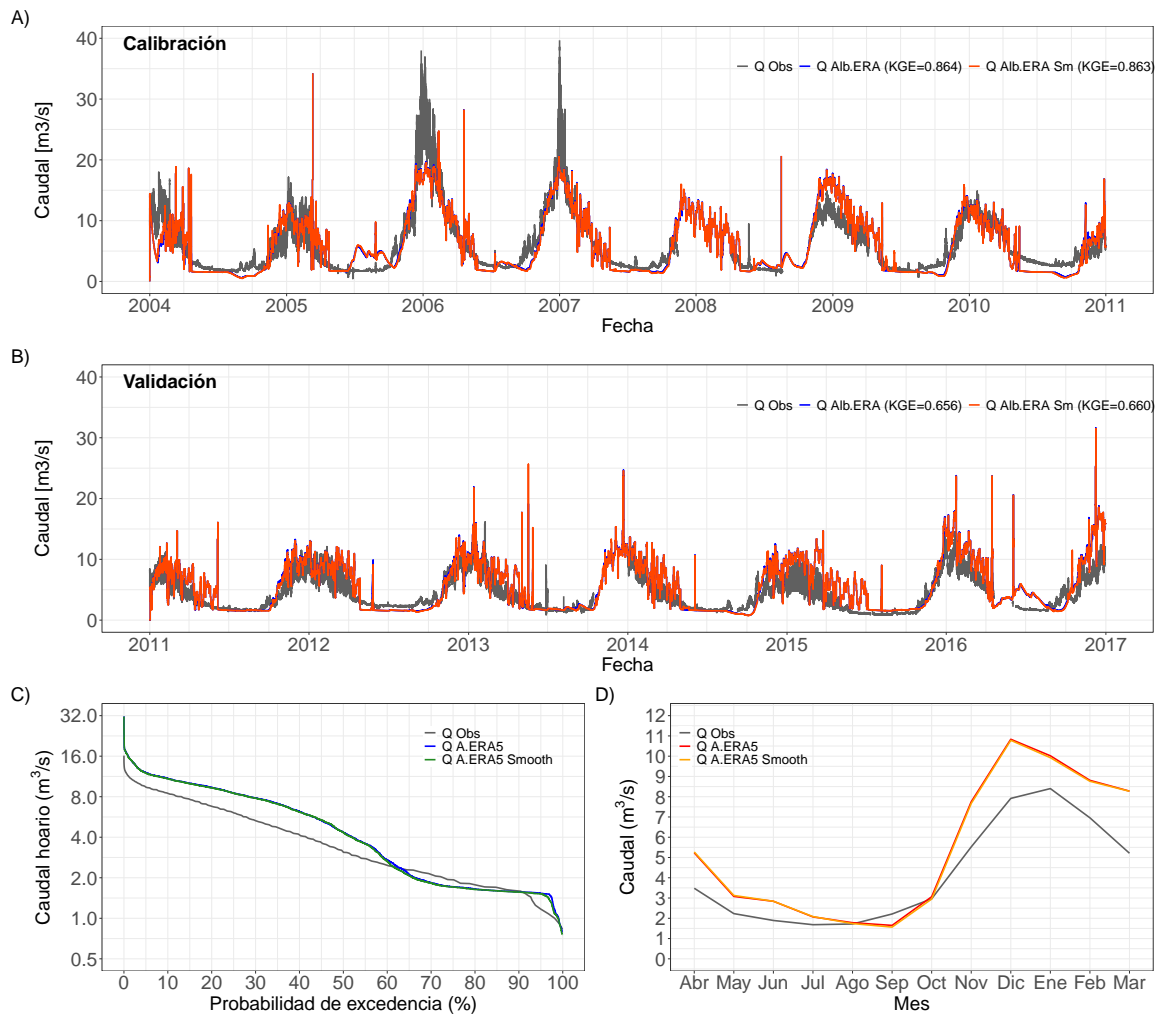
**Figure 5.5:** Resultados modelación de caudales con datos de albedo MODIS. Serie de caudales horarios simulados y observados para el periodo de calibración (A), y Validación (B). C) Curvas de duración general. D) Curvas de variación de caudales.

## 5. Resultados



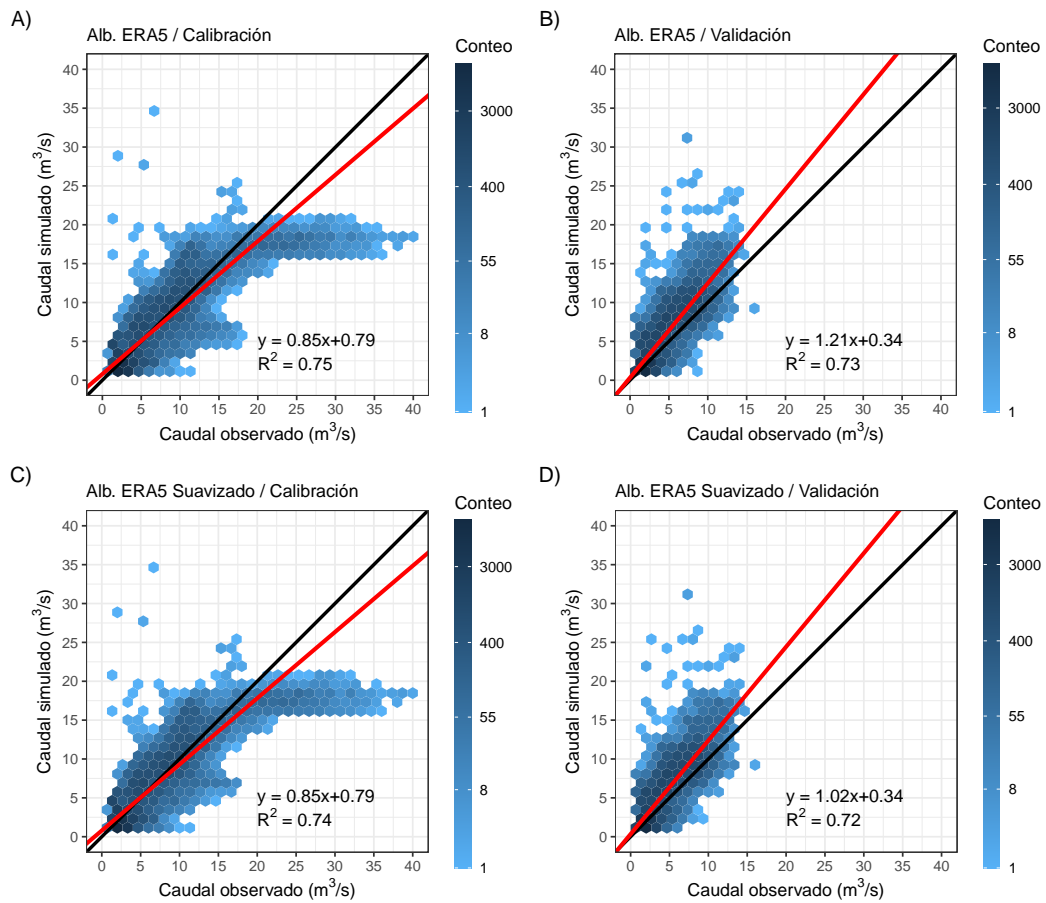
**Figure 5.6:** Correlación entre caudal observado y simulado, con datos de albedo MODIS. Periodo calibración (A) y (C). Periodo validación (B) y (D).

## 5. Resultados



**Figure 5.7:** Resultados modelación de caudales con datos de albedo ERA5. Serie de caudales horarios simulados y observados para el periodo de calibración (A), y Validación (B). C) Curvas de duración general. D) Curvas de variación de caudales.

## 5. Resultados



**Figure 5.8:** Correlación entre caudal observado y simulado, con datos de albedo ERA5. Periodo calibración (A) y (C). Periodo validación (B) y (D).

# 6

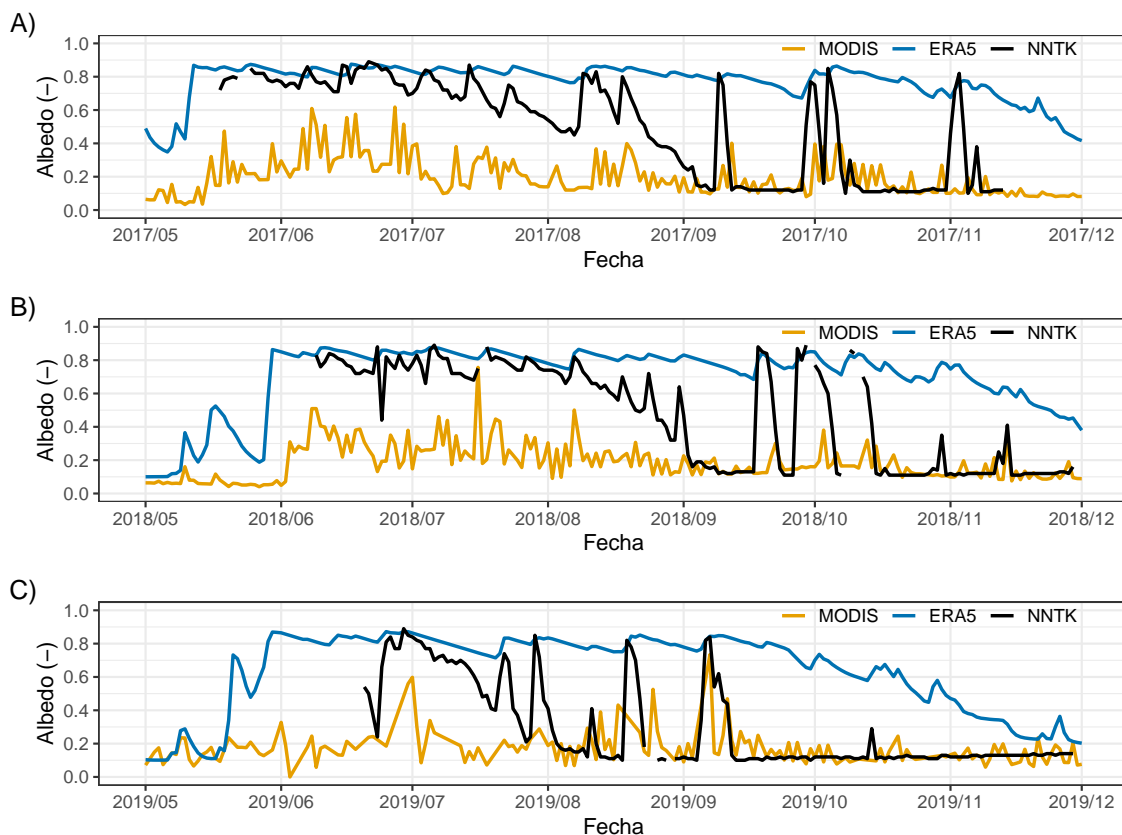
## Discusión

### Construcción de forzantes meteorológicas

En la construcción de las forzantes meteorológicas se han incorporado fuentes de error en varios aspectos. Por una parte, la utilización de los distintos productos grillados supone diferencias respecto a lo observado, en algunos casos considerables, pero dadas las limitaciones existentes para conseguir datos en terreno, se toleran. Por ejemplo, como se describe en la sección 4.1 si bien para la estación Riecillos (ubicada fuera de la cuenca de estudio y a una menor altitud) la correlación con lo observado es aceptable ( $R^2 = 0.74$ ), comparando con las mediciones de Juncal en Juncal, se tiene una correlación bastante más deficiente ( $R^2 = 0.42$ ), tendiendo a sobreestimar la cantidad y la magnitud de los eventos de precipitación (Ver Figura 4.1). Como la precipitación es la forzante que indica los inputs de la cuenca, es de esperar que errores en esta variable tengan una mayor significancia en el resultado final. A esta situación se debe agregar como fuente de error los procedimientos de escalamiento y distribución temporal para llevar las forzantes a nivel horario, y la distribución espacial en las unidades de respuesta hidrológica.

En relación a los resultados obtenidos en la construcción de las series de albedo, en la Figura 6.1 se comparan con observaciones de albedo de nieve de los años 2017, 2018, y 2019, pertenecientes al Proyecto Nunatak. La comparación se realiza con los datos MODIS y ERA5, correspondientes a la HRU 38, que es la más cercana al punto de ubicación de las observaciones. Los datos generados por el módulo *albedo\_Richard* no se presentan, ya que la modelación se realizó hasta Diciembre del 2016, fecha hasta la cuál las fuentes de las forzantes meteorológicas utilizadas tienen cobertura temporal. Las observaciones de albedo en la temporada de invierno muestran valores similares a lo descrito por ERA5, pero conforme se acerca el verano estos disminuyen a una tasa mucho menor que lo observado. Por otra parte, los datos MODIS presentan una clara

## 6. Discusión



**Figure 6.1:** Comparación series de albedo con observaciones Proyecto NUNATAK

subestimación en la temporada de acumulación de nieve en relación a las observaciones, sin embargo, existe una congruencia mayor en los valores bajos, desde Septiembre en adelante. Los datos Nunatak también muestran un aumento repentino algunas semanas en la temporada de primavera (posiblemente por la ocurrencia de alguna nevazón en la zona), que ni ERA5, ni MODIS, consiguen replicar correctamente.

### Construcción del modelo

La representación de la variabilidad espacial de la cuenca a través de la delimitación de las unidades de respuesta hidrológica (HRU) corresponde a otra fuente de incertidumbre incorporada en la modelación. En este caso los principales criterios utilizados fueron la altimetría, la pendiente y orientación del terreno, dejándose de lado otros aspectos como el tipo de cobertura del suelo y vegetación. Sin embargo, criterios más detallados lleva a una representación más compleja, lo que no siempre es beneficioso.

## 6. Discusión

Por otra parte, también se debe considerar las propias limitaciones de los modelos físicos asociados a los módulos seleccionados. Por ejemplo el módulo encargado del transporte de nieve *PBSMSnobal* está basado en el modelo PBSM (Pomeroy and Li 2000) que fue desarrollado inicialmente para las Praderas Canadienses (*Canadian Prairies*) donde abundan los terrenos planos sin pendientes muy elevadas, a diferencia de la cuenca de Juncal en Juncal, caracterizada por un terreno bien accidentado. Sin embargo, existen ejemplos de aplicaciones del modelo en zonas montañosas con un buen desempeño, como los estudios realizados por Krogh et al. (2015) y Jara et al. (2021) en cuencas chilenas. En cuanto al módulo de infiltración, se utilizó el módulo *Ayers* que no es el óptimo para manejar este proceso físico en condiciones de suelo congelado, para las cuales estaba disponible el módulo *frozenAyers*, pero que se evitó su utilización para no aumentar más el número de parámetros y la complejidad del modelo.

Otro aspecto a tener en cuenta es la simplificación realizada en la elección de parámetros, ya que se consideró que estos se distribuyen de forma homogénea en todas las HRUs. Si bien, muchos parámetros no debieran variar mucho debido a que la zona de estudio es relativamente pequeña, otros parámetros relacionados a tamaños de almacenamiento del suelo y tiempos de escorrentía, podrían variar notoriamente, considerando que se tienen HRUs con tamaños que van desde los 2.11 a los 14.94 ( $km^2$ ). Recordar que como se detalla en la sección 4.2.3, en los parámetros geomorfológicos no existe este problema, debido a las facilidades que entregan las herramientas SIG para estimarlos.

### Resultados de la modelación

Los resultados de los caudales modelados en general presentan un buen desempeño, considerando que las modelaciones se realizaron a nivel horario. Para todos los casos evaluados, en la calibración se obtuvieron valores de KGE que están entre los 0.84 y 0.86, mientras que en la validación la misma métrica varía entre 0.66 y 0.76 para todos los casos evaluados (Ver Tabla 5.3). En la calibración los mejores resultados se obtuvieron con los datos de albedo de ERA5, mientras que en la validación el módulo de CRHM *albedo\_Richard* obtuvo el mejor desempeño.

Un problema que se presenta todas las simulaciones, pero que se acentúa en los casos albedo ERA5 y MODIS, es la “inestabilidad” observada en las fases recesivas de los hidrogramas, donde algunos años se generan peaks que no se adecúan al

## 6. *Discusión*

comportamiento esperado. Sumado a esto, también hay años donde aparecen peaks de gran magnitud de forma casi puntual en la temporada de caudales bajos. Dentro de los posibles motivos de esta situación, se pueden mencionar una calibración deficiente de los parámetros de ruteo, o una inadecuada elección de parámetros en módulos que controlan procesos físicos como el derretimiento.

Al observar los hidrogramas simulados para las distintas fuentes de albedo no muestran mucha variabilidad entre ellos, lo que dificulta el análisis. Cuantificando los volúmenes acumulados de los caudales que ingresan a la cuenca según sus fuentes (Ver Tabla 6.1) es posible notar que el aporte glaciar tiene una componente mayoritaria en casi todos los años (los valores de la Tabla 6.1, corresponden a la modelación realizada con datos de albedo MODIS, los demás casos se pueden revisar en el Anexo D, sin embargo, presentan una variabilidad pequeña o nula). Sobre el aporte del derretimiento glaciar a la escorrentía de la cuenca del Río Juncal en Juncal, Ragettli and Pellicciotti (2012) le asignaron un 14% para el periodo 2005-2006, lo que es bastante menor que los resultados obtenidos en las modelaciones realizadas. Por otra parte, estudios como los de Ohlanders et al. (2012) estimaron que durante 2011-2012 el aporte del derretimiento glaciar estaría entre un 50 y 90%, concluyendo que la contribución de este derretimiento es alto en relación al porcentaje de cobertura glaciar (11.5%) de la cuenca. Pese a que estos últimos estudios son más congruentes con lo obtenido en esta memoria, posiblemente el módulo *glacier* de CRHM esté sobreestimando el derretimiento glaciar debido a una inadecuada elección de sus parámetros.

En consecuencia, para analizar el efecto de introducir distintas fuentes de albedo en el modelo, dejando de lado la influencia que tiene el módulo *glacier* en los caudales, se estudia directamente el derretimiento de la nieve estacional, a partir de la variable *snowmelt* generada por el módulo *SnobalCRHM*. De esta manera, en la Figura 6.2 para cada caso se muestra el albedo medio (subfigura 6.2.A), en conjunto con el derretimiento medio (subfigura 6.2.B), ambas variables estimadas considerando sólo los días con cobertura nival dentro de cada año hidrológico. Estos gráficos permiten distinguir cómo menores valores de albedo, producen mayores tasas de derretimiento. Luego, para cuantificar las diferencias obtenidas entre los distintos casos, se estiman las variaciones porcentuales en relación a los resultados correspondientes a alb.Richard (Ver Tabla 6.2). Teniendo presente que estas variables no están relacionadas de forma lineal, se obtiene que en promedio una disminución del 1% en el albedo respecto de este caso base, está

## 6. Discusión

**Table 6.1:** Volúmenes acumulados de inputs a la cuenca

Año Hidrológico	Lluvia ( $Mm^3$ )	Nieve ( $Mm^3$ )	Aporte Glaciar ( $Mm^3$ )
2003-04	11.3 (15)	0.8 (1)	64.0 (84)
2004-05	40.2 (16)	75.7 (31)	128.2 (53)
2005-06	64.3 (20)	132.9 (42)	119.8 (38)
2006-07	46.2 (16)	111.4 (38)	133.0 (46)
2007-08	26.9 (12)	65.5 (29)	133.0 (59)
2008-09	49.3 (17)	104.1 (36)	133.4 (47)
2009-10	27.1 (11)	79.0 (32)	139.9 (57)
2010-11	30.1 (14)	57.1 (27)	124.9 (59)
2011-12	20.2 (9)	51.3 (23)	151.6 (68)
2012-13	46.2 (19)	61.8 (26)	130.6 (55)
2013-14	40.2 (18)	55.8 (24)	131.9 (58)
2014-15	26.2 (12)	56.0 (26)	135.7 (62)
2015-16	32.5 (13)	81.3 (32)	140.9 (55)
2016-17	71.4 (32)	90.2 (41)	59.2 (27)

*Nota:*

Valores en paréntesis indican el porcentaje aportante de la variable por cada año hidrológico.

**Table 6.2:** Resumen variaciones porcentuales de derretimiento

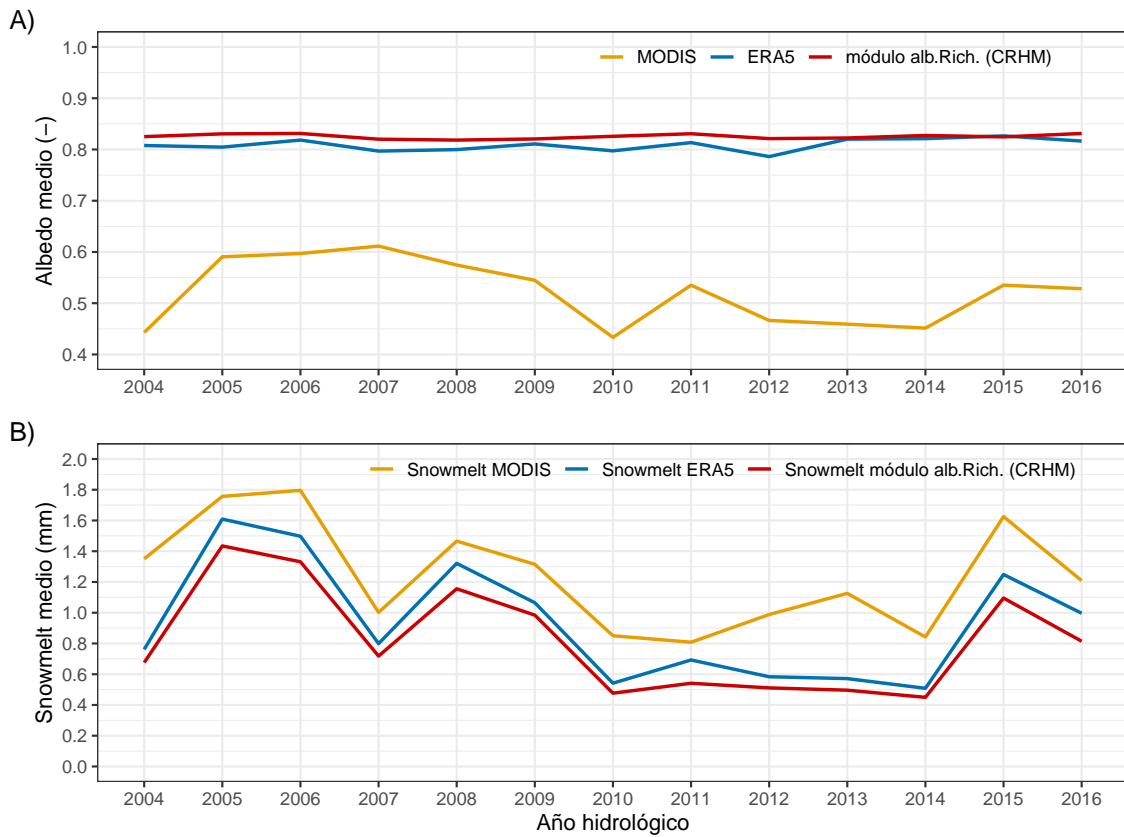
Año Hidrológico	Variación porcentual valores ERA5			Variación porcentual valores MODIS		
	$-\Delta\%$ Albedo	$+\Delta\%$ Snowmelt	$\Delta\%$ Snowmelt/ $-1\%$ Alb	$-\Delta\%$ Albedo	$+\Delta\%$ Snowmelt	$\Delta\%$ Snowmelt/ $-1\%$ Alb
2004-05	2.1	12.7	6.0	46.3	99.9	2.2
2005-06	3.1	12.2	3.9	28.9	22.4	0.8
2006-07	1.6	12.5	8.0	28.2	34.9	1.2
2007-08	2.8	11.3	4.0	25.4	39.6	1.6
2008-09	2.3	14.3	6.3	29.8	26.8	0.9
2009-10	1.2	8.2	6.9	33.6	33.6	1.0
2010-11	3.4	13.7	4.0	47.5	78.4	1.6
2011-12	2.1	28.0	13.4	35.6	49.3	1.4
2012-12	4.3	14.2	3.3	43.2	93.4	2.2
2013-14	0.3	15.2	55.0	44.2	126.9	2.9
2014-15	0.8	13.1	17.4	45.4	87.3	1.9
2015-16	-0.2	14.0	-60.9	35.1	48.4	1.4
Promedio	2.0	14.1	5.6	36.9	61.7	1.6

*Nota:*

Los porcentajes estimados se determinan en relación a los valores de albedo y derretimiento del caso alb.Richard

asociado a un aumento del 5.6% en el derretimiento considerando los valores de ERA5, y a un 1.6% de aumento considerando la modelación realizada con datos MODIS.

6. *Discusión*



**Figure 6.2:** A) Albedo medio diario de la cuenca por año hidrológico, considerando sólo días con cobertura nival. B) Derretimiento medio diario de la cuenca por año hidrológico, considerando sólo días con cobertura nival

# Conclusión

La comprensión de los procesos hidrológicos en un entorno de alta montaña supone un gran desafío, y considerando la importancia de estas zonas como reservas naturales de agua, en un contexto en que se ven perjudicadas por los efectos del cambio climático y los factores antropogénicos locales, se hace relevante avanzar desde las distintas subdisciplinas. De este modo, la modelación hidrológica corresponde a una herramienta valiosa en el entendimiento de los procesos físicos involucrados, logrando así una mejor gestión y conservación del recurso hídrico. Teniendo en cuenta este escenario, en el presente estudio se modeló la cuenca del Río Juncal en Juncal, ubicada en la parte alta del Aconcagua, mediante el modelo semi-distribuido de base física CRHM, considerando distintas fuentes para los datos de albedo.

Por una parte, las forzantes meteorológicas requeridas para la modelación, dada la poca disponibilidad de datos en terreno, corresponde a una primera limitante en la investigación. Sin embargo, con el desarrollo de disciplinas como la percepción remota o los re-análisis climáticos globales, se dispone de un gran repositorio de datos. Así, la construcción de las series de precipitación, temperatura, humedad relativa y viento, se realizó a partir de productos grillados nacionales (CR2MET y Explorador Climático) e internacionales (ERA-I y ERA5), mostrando en general buenas correlaciones con lo observado. No obstante, como estos conjuntos de datos no se encontraban a la resolución temporal y espacial requerida, se recurre a distintas técnicas de distribución, que le incorporan incertidumbre a los resultados.

Para la modelación realizada a nivel horario, durante un periodo de 13 años, se evaluaron principalmente 3 fuentes de albedo, una serie construida a partir de productos MODIS, la serie de *forecast albedo* de ERA5 Land, y los datos de albedo generados por el módulo interno de CRHM *albedo\_Richard*. Todos los casos mostraron un buen desempeño modelando los tiempos de inicio y término de las temporadas de acumulación y derretimiento. Por otra parte, desde el punto de vista de las magnitudes, los caudales bajos y medios de la cuenca fueron simulados correctamente, presentando problemas para modelar los peaks. En términos generales la modelación realizada con los datos del módulo *albedo\_Richard* presentó el mejor desempeño, con valores

## 6. *Discusión*

de KGE de 0.85 en la calibración y 0.77 en la validación.

En relación a los efectos de incorporar distintas fuentes de albedo en la modelación, se analizó directamente el derretimiento de la nieve estacional, comparando el derretimiento medio diario anual de la cuenca de los días con cobertura nival. Los resultados mostraron que en promedio a lo largo de los años estudiados, una disminución de un 1% en los valores del albedo de la nieve, está asociado a un aumento en las tasas de derretimiento medio de un 1.6 a un 5.6%, considerando los casos modelados.

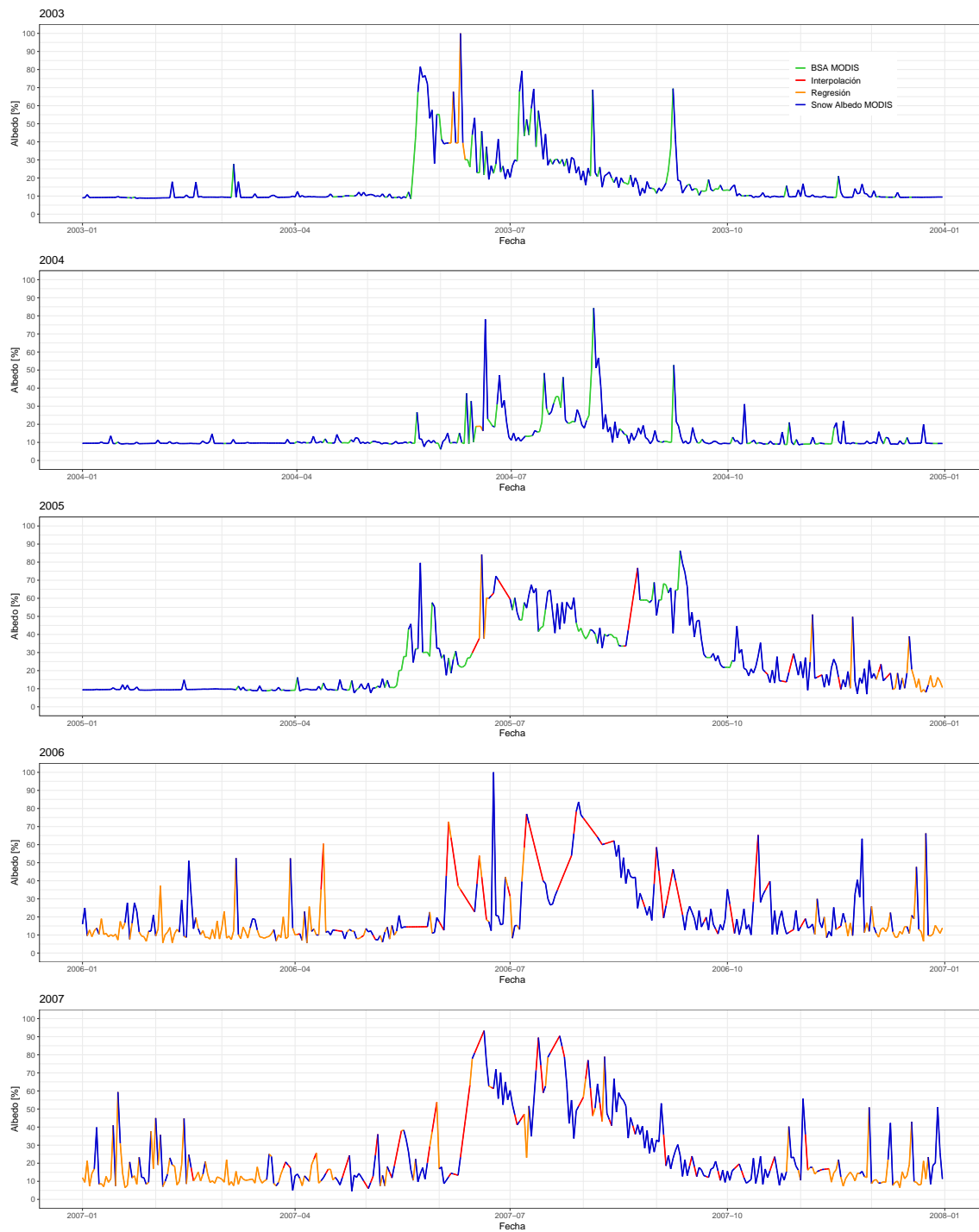
Finalmente, pensando en trabajos futuros que utilicen el modelo CRHM en zonas de alta montaña, se recomienda aprovechar la flexibilidad que tiene el modelo, y el creciente desarrollo de la percepción remota para realizar calibraciones multi-objetivos, de manera de no centrarse únicamente en los caudales afluentes, creando así modelos más robustos físicamente. A la par con esto, se puede explorar la diversidad de módulos con la que cuenta CRHM para mejorar la representatividad del modelo como los módulos de infiltración para suelos congelados, o los módulos que realizan correcciones debido a la pendiente. Siguiendo en esa línea, incluso se podrían crear módulos para añadir modelos nuevos a la plataforma CRHM o probar algoritmos propios, pero esto requeriría esfuerzos adicionales por la programación necesaria.

# Appendices

# A

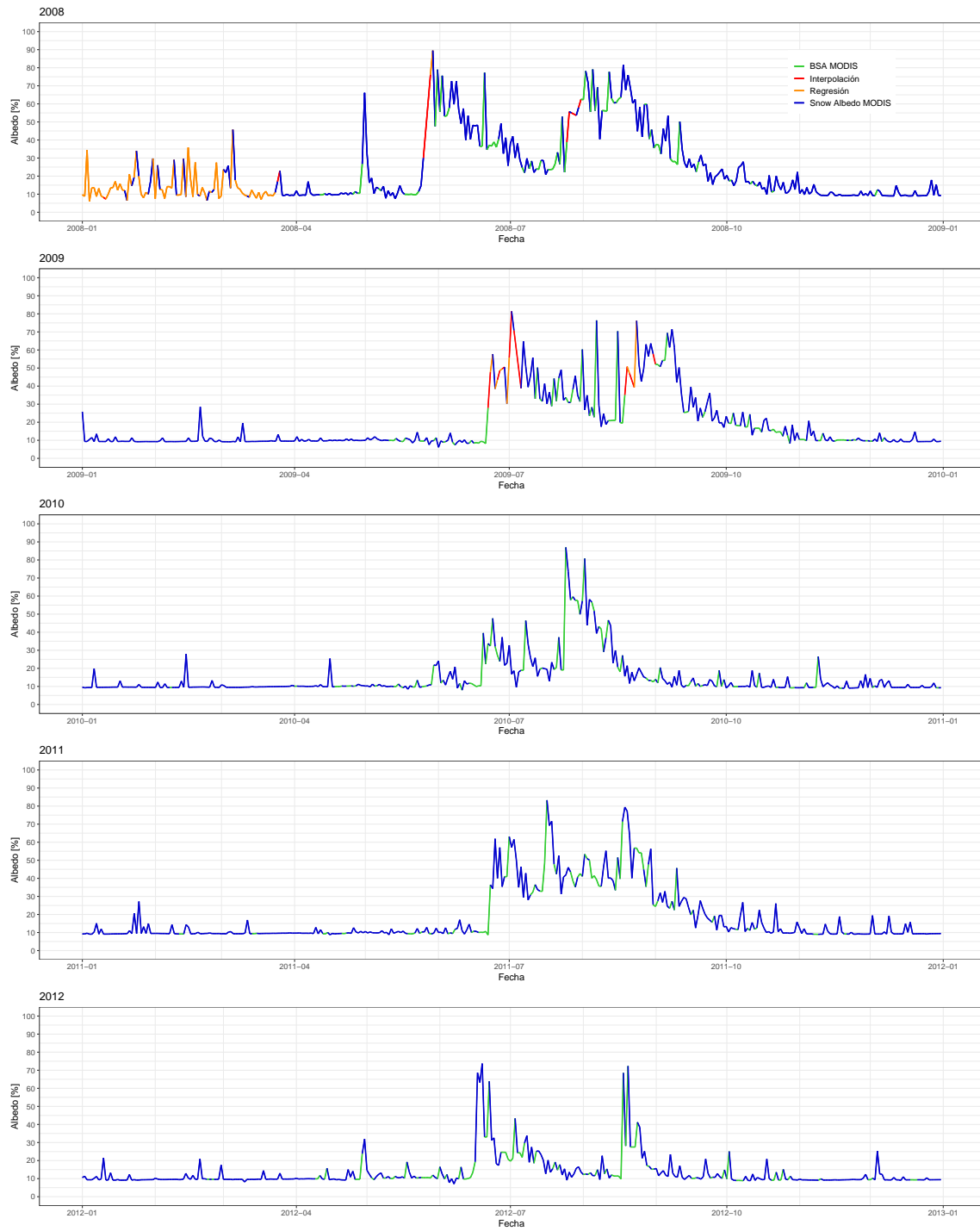
Serie Albedo MODIS para HRU 1

A. Serie Albedo MODIS para HRU 1



**Figure A.1:** Constitución serie de albedo construida con datos MODIS. Periodo 2003-2007. HRU 1

A. Serie Albedo MODIS para HRU 1



**Figure A.2:** Constitución serie de albedo construida con datos MODIS. Periodo 2008-2012. HRU 1

A. Serie Albedo MODIS para HRU 1

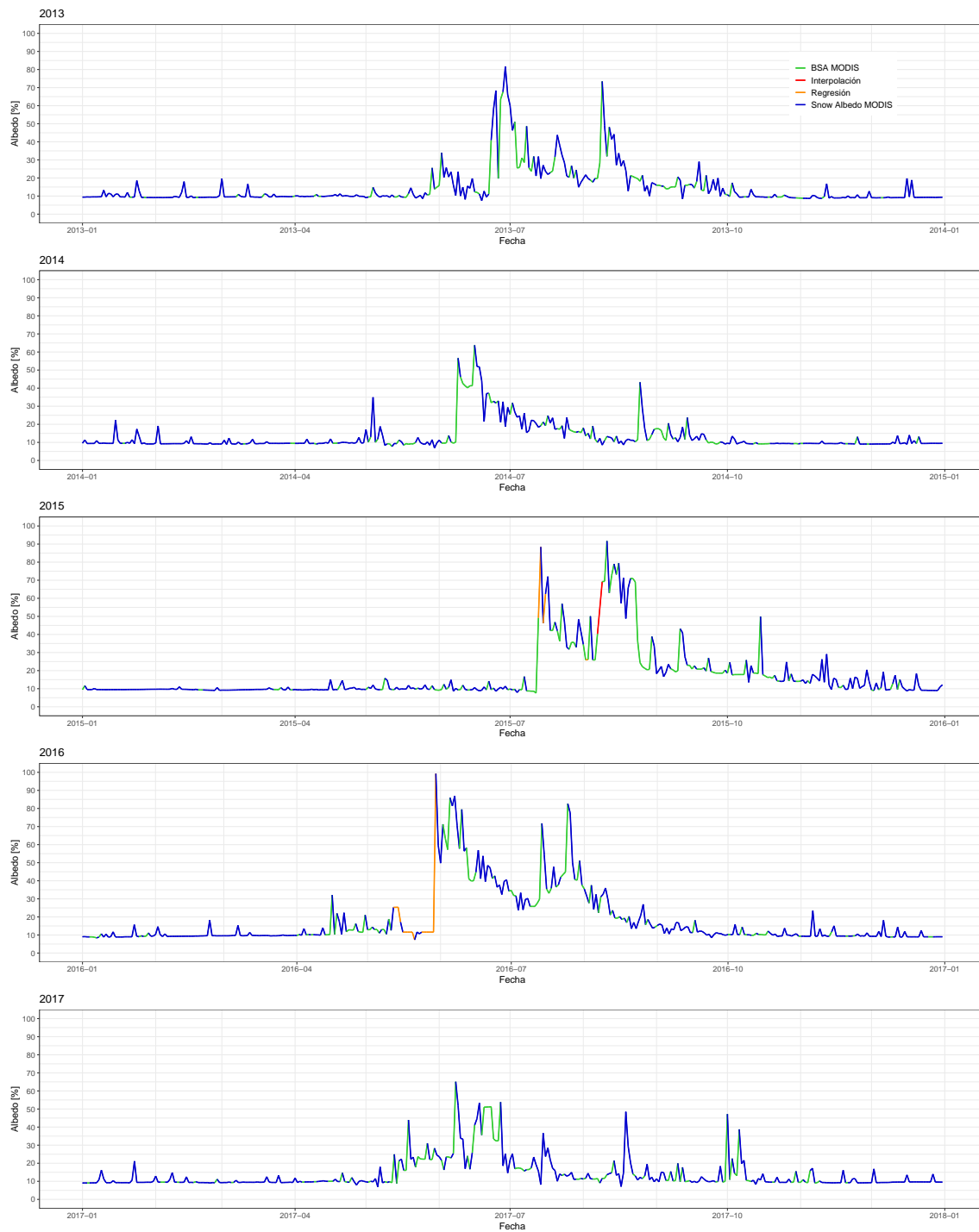


Figure A.3: Constitución serie de albedo construida con datos MODIS. Periodo 2013-2017. HRU 1

# B

## Parámetros módulos CRHM

B. Parámetros módulos CRHM

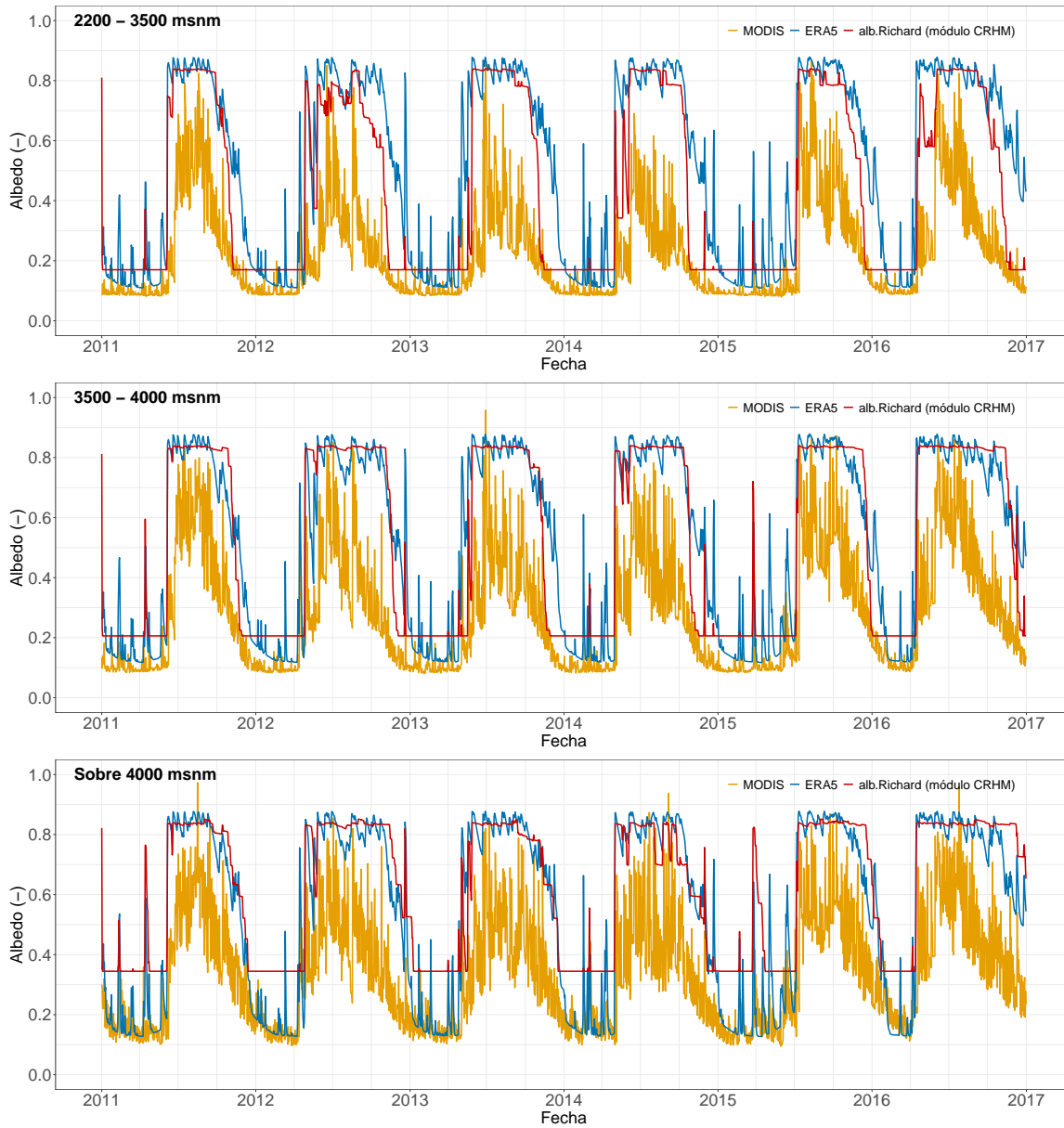
**Table B.1:** Parámetros módulos CRHM

Parámetro	Valor Parámetro	Unidad	Parámetro	Valor Parámetro	Unidad
<b>albedo-obs</b>			<b>SnobalCRHM</b>		
Albedo-value	0.17	(-)	hru-F-g	0	(W/m <sup>2</sup> )
<b>Annandale</b>			hru-rho-snow	100	(kg/m <sup>3</sup> )
krs	0.16	(-)	hru-T-g	0	(°C)
<b>Ayers</b>			KT-sand	0.08	(-)
groundcover	1	(-)	max-z-s-0	0.35	(m)
texture	1	(-)	rain-soil-snow	0	(-)
<b>CanopyClearing</b>			relative-hts	0	(-)
Alpha-c	0.1	(-)	T-g or G-flux	0	(-)
B-canopy	0.038	(-)	z-g	0.1	(m)
CanopyClearing	1	(-)	z-T	2	(m)
LAI	2.2	(-)	z-u	5.5	(m)
Sbar	6.6	(kg/m <sup>2</sup> )	<b>Soil</b>		
unload-t	1	(°C)	cov-type	1	(-)
unload-t-water	4	(°C)	gw-init	250	(mm)
Z0snow	0.01	(m)	gw-K	20	(mm/d)
Zref	1.5	(m)	gw-max	250	(mm)
Zvent	0.75	(-)	lower-ssr-K	5	(mm/d)
<b>global</b>			rech-ssr-K	0.1	(mm/d)
Time-Offset	0	(h)	Sdinit	0	(mm)
<b>lonVt</b>			Sd-gw-K	0	(mm/d)
epsilon-s	0.98	(-)	Sd-ssr-K	0	(mm/d)
Vt	0.3	(-)	soil-gw-K	0.1	(mm/d)
<b>Netroute</b>			soil-moist-init	250	(mm)
gwKstorage	0	(d)	soil-rechr-init	250	(mm)
gwLag	0	(h)	soil-ssr-runoff	1	(-)
Kstorage	0	(d)	soil-withdrawal[1]	2	(-)
Lag	0	(h)	soil-withdrawal[2]	2	(-)
runKstorage	0	(d)	transp-limited	0	(-)
runLag	0	(h)	Wetlands-scaling-factor	1	(-)
Sd-ByPass	0	(-)	<b>glacier</b>		
soil-rechr-byPass	1	(-)	debris-h	0	(m)
<b>obs</b>			delay-melt	0	(-)
catchadjust	0	(-)	Densification	0	(-)
ClimChng-flag	0	(-)	Densification-550	100	(-)
ClimChng-precip	1	(-)	Densification-above-550	100	(-)
ClimChng-t	0	(°C)	Elev-Adj-glacier-surf	0	(-)
ElevChng-flag	0	(-)	firmLag	0	(h)
lapse-rate	0.51	(°C/100m)	firmstorage	0.1	(d)
ppt-daily-distrib	1	(-)	firm-Albedo	0.9	(-)
precip-elev-adj	0	(1/100m)	firm-dens-init	220	(kg/m <sup>3</sup> )
snow-rain-determination	0	(-)	firm-h-init	0	(m)
tmax-allrain	4	(°C)	ice-Lag	0	(h)
tmax-allsnow	0	(°C)	icestorage	0.1	(d)
<b>pbsmSnobal</b>			ice-dens	1000	(kg/m <sup>3</sup> )
A-S	0.003	(m)	inhibit-firmmelt	0	(-)
distrib	-1	(-)	inhibit-icenmelt	0	(-)
inhibit-bs	0	(-)	SWEAA	0.3	(-)
inhibit-subl	1	(-)	SWEAg	0	(mm/yr)
N-S	10	(1/m <sup>2</sup> )	SWEstorage	0	(h)
<b>Shared</b>			SWE-to-firm-Julian	244	(d)
basin-area	242.3	(km <sup>2</sup> )	TKMA	30	(-)
Ht	0.01	(m)	topo-elev-init	0	(°C)
Sdmax	0	(mm)	T-threshold	1	(m)
Zwind	5.5	(m)	use-debris	0	(°C)
			<b>evap</b>		
			evap-type	0	(°C)
			F-Qg	0.1	(-)
			rs	0	(d/m)

# C

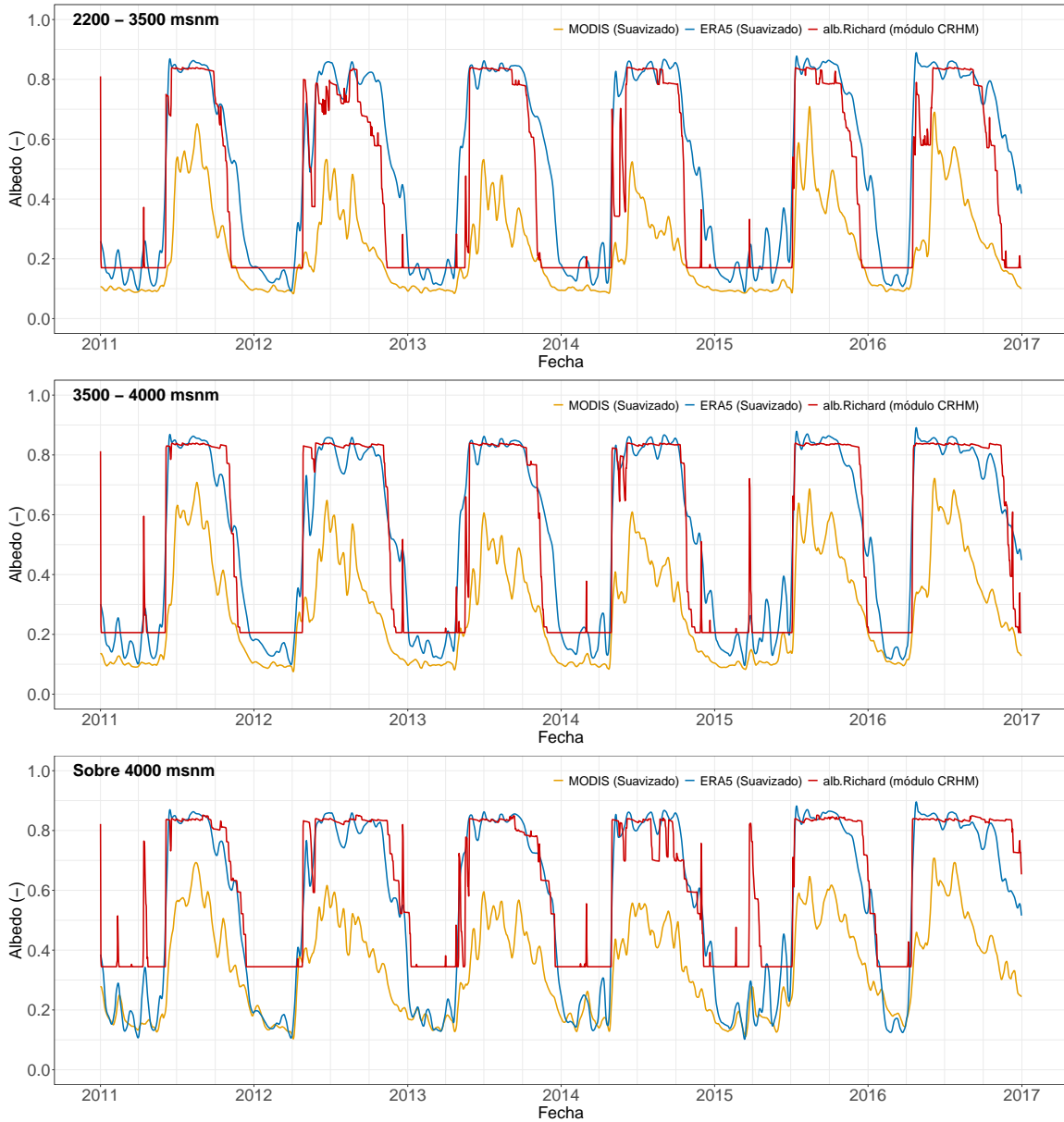
Series de albedo según banda de elevación

C. Series de albedo según banda de elevación



**Figure C.1:** Series de albedo de las fuentes utilizadas en la modelación. Valores promedios según banda de elevación. Periodo 2011-2016

### C. Series de albedo según banda de elevación



**Figure C.2:** Series de albedo suavizadas de las fuentes utilizadas en la modelación. Se incluye la serie de albedo obtenida con el módulo Albedo richard de CRHM (no suavizada) para su comparación. Valores promedios según banda de elevación. Periodo 2011-2016

# D

Volúmenes de entrada a la cuenca

*D. Volúmenes de entrada a la cuenca*

**Table D.1:** Volúmenes acumulados de inputs a la cuenca por caso modelado

Año Hidrológico	Modelación con alb.MODIS			Modelación con alb.ERA5			Modelación con alb.Richard		
	Lluvia ( $Mm^3$ )	Nieve ( $Mm^3$ )	Aporte glaciar ( $Mm^3$ )	Lluvia ( $Mm^3$ )	Nieve ( $Mm^3$ )	Aporte glaciar ( $Mm^3$ )	Lluvia ( $Mm^3$ )	Nieve ( $Mm^3$ )	Aporte glaciar ( $Mm^3$ )
2003-04	11.3 (15)	0.8 (1)	64.0 (84)	11.3 (15)	0.8 (1)	64.0 (84)	11.3 (15)	0.8 (1)	64.0 (84)
2004-05	40.2 (16)	75.7 (31)	128.2 (53)	40.2 (18)	75.7 (33)	111.3 (49)	40.2 (18)	75.7 (34)	108.6 (48)
2005-06	64.3 (20)	132.9 (42)	119.8 (38)	64.3 (21)	132.9 (43)	115.1 (37)	64.3 (21)	132.9 (43)	114.9 (37)
2006-07	46.2 (16)	111.4 (38)	133.0 (46)	46.2 (16)	111.4 (39)	127.1 (45)	46.2 (17)	111.4 (40)	122.1 (44)
2007-08	26.9 (12)	65.5 (29)	133.0 (59)	26.9 (12)	65.5 (29)	132.1 (59)	26.9 (12)	65.5 (30)	127.4 (58)
2008-09	49.3 (17)	104.1 (36)	133.4 (47)	49.3 (17)	104.1 (37)	131.3 (46)	49.3 (17)	104.1 (37)	131.1 (46)
2009-10	27.1 (11)	79.0 (32)	139.9 (57)	27.1 (12)	79.0 (34)	128.7 (55)	27.1 (12)	79.0 (34)	128.3 (55)
2010-11	30.1 (14)	57.1 (27)	124.9 (59)	30.1 (15)	57.1 (28)	117.2 (57)	30.1 (15)	57.1 (29)	107.2 (55)
2011-12	20.2 (9)	51.3 (23)	151.6 (68)	20.2 (9)	51.3 (23)	150.6 (68)	20.2 (10)	51.3 (25)	132.2 (65)
2012-13	46.2 (19)	61.8 (26)	130.6 (55)	46.2 (20)	61.8 (27)	124.7 (54)	46.2 (21)	61.8 (28)	109.8 (50)
2013-14	40.2 (18)	55.8 (24)	131.9 (58)	40.2 (18)	55.8 (25)	128.4 (57)	40.2 (19)	55.8 (27)	112.7 (54)
2014-15	26.2 (12)	56.0 (26)	135.7 (62)	26.2 (12)	56.0 (27)	128.6 (61)	26.2 (13)	56.0 (29)	113.7 (58)
2015-16	32.5 (13)	81.3 (32)	140.9 (55)	32.5 (13)	81.3 (33)	134.8 (54)	32.5 (14)	81.3 (36)	111.8 (50)
2016-17	71.4 (32)	90.2 (41)	59.2 (27)	71.4 (33)	90.2 (42)	55.8 (26)	71.4 (34)	90.2 (43)	47.3 (23)

*Nota:*

Valores en paréntesis indican el porcentaje aportante de la variable por cada año hidrológico

# Bibliografía

- Alduchov, Oleg A. and Robert E. Eskridge (1996). “Improved Magnus Form Approximation of Saturation Vapor Pressure”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 35.4, pp. 601–609. DOI: [10.1175/1520-0450\(1996\)035<0601:IMFAOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0601:IMFAOS>2.0.CO;2).
- Anderson, E.A. (1976). *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover*. NOAA technical report NWS. Office of Hydrology, National Weather Service.
- Annandale, John et al. (Mar. 2001). “Annandale J, Jovanovic N, Benadé N, Allen R. Software for missing data error analysis of Penman-Monteith reference evapotranspiration”. In: *Irrigation Science - IRRIG SCI* 21, pp. 57–67. DOI: [10.1007/s002710100047](https://doi.org/10.1007/s002710100047).
- Beria, Harsh et al. (July 2018). “Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes”. In: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 5, e1311. DOI: [10.1002/wat2.1311](https://doi.org/10.1002/wat2.1311).
- Bilbao Barrenetxea, N. and S.H. Faria (2022). “Climate change in high-mountain regions: an international perspective and a look at the Pyrenees”. In: *Metode Science Studies Journal* 12, pp. 115–121. DOI: [doi.org/10.7203/metode.12.20509](https://doi.org/10.7203/metode.12.20509).
- Boisier, Juan Pablo et al. (Apr. 2018). “CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile”. In: *EGU General Assembly Conference Abstracts*. EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 19739.
- Boon, Sarah and Katie Burles (2011). “Snow Hydrology”. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Ed. by Vijay P. Singh, Pratap Singh, and Umesh K. Haritashya. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 1053–1059. DOI: [10.1007/978-90-481-2642-2\\_509](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_509).
- CADE-IDEPE (2004). *Diagnóstico y Clasificación de cursos y cuerpos de agua según Objetivos de Calidad, Cuanca del Río Aconcagua*. Dirección General de Aguas.
- Calleja, Javier F. et al. (Jan. 2021). “Snow Albedo Seasonal Decay and Its Relation With Shortwave Radiation, Surface Temperature and Topography Over an Antarctic ICE Cap”. In: *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* PP, pp. 1–1. DOI: [10.1109/JSTARS.2021.3051731](https://doi.org/10.1109/JSTARS.2021.3051731).
- Campbell, J.B. and R.H. Wynne (2011). *Introduction to Remote Sensing, Fifth Edition*. Guilford Publications.
- Carleton, Tamma A. and Solomon M. Hsiang (2016). “Social and economic impacts of climate”. In: *Science* 353.6304, aad9837. DOI: [10.1126/science.aad9837](https://doi.org/10.1126/science.aad9837).
- Cereceda-Balic, Francisco et al. (2018). “Reduction of snow albedo from vehicle emissions at Portillo, Chile”. In: *Cold Regions Science and Technology* 146, pp. 43–52.
- Clark, C.O. (1945). “Storage and the Unit Hydrograph”. In: *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 110.1, pp. 1419–1446. DOI: [10.1061/TACEAT.0005800](https://doi.org/10.1061/TACEAT.0005800).
- Daanen, Ronald P., Debasmita Misra, and Anita M. Thompson (2011). “Hydrologic Cycle and Snow”. In: *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Ed. by Vijay P. Singh, Pratap Singh, and Umesh K. Haritashya. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 538–541. DOI: [10.1007/978-90-481-2642-2\\_249](https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_249).

## Bibliografía

- De Jong, Steven, Freek Meer, and J.G.P.W. Clevers (July 2007). “Basics of Remote Sensing”. In: pp. 1–15. DOI: [10.1007/978-1-4020-2560-0\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2560-0_1).
- Dee, D. et al. (Apr. 2011). “The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system”. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, pp. 553–597. DOI: [10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828).
- Desjardins, R.L. (2013). “Climate Change—A Long-term Global Environmental Challenge”. In: *Procedia - Social and Behavioral Sciences* 77. The Harmony of Civilization and Prosperity for All: Selected Papers of Beijing Forum (2009-2010), pp. 247–252. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sbspro.2013.03.084>.
- Devia, Gayathri, Ganasri Bigganahalli Puttaswamigowda, and G.S. Dwarakish (Dec. 2015). “A Review on Hydrological Models”. In: *Aquatic Procedia* 4, pp. 1001–1007. DOI: [10.1016/j.aqpro.2015.02.126](https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126).
- DeWalle, David R. and Albert Rango (2008). *Principles of Snow Hydrology*. Cambridge University Press. DOI: [10.1017/CB09780511535673](https://doi.org/10.1017/CB09780511535673).
- DGA, Ministerio de Obras Públicas (2014). *Inventario Público de Glaciares*. URL: <https://www.ide.cl/index.php/medio-ambiente/item/1665-glaciares>.
- Dobos, Endre (Dec. 2005). “Albedo”. In: DOI: [10.1201/NOE0849338304.ch15](https://doi.org/10.1201/NOE0849338304.ch15).
- Dornes, Pabo et al. (Sept. 2008). “Influence of landscape aggregation in modelling snow-cover ablation and snowmelt runoff in a sub-arctic mountainous environment”. In: *Hydrological Sciences—Journal—des Sciences Hydrologiques* 53. DOI: [10.1623/hysj.53.4.725](https://doi.org/10.1623/hysj.53.4.725).
- Eberhart, R. and J. Kennedy (1995). “A new optimizer using particle swarm theory”. In: *MHS'95. Proceedings of the Sixth International Symposium on Micro Machine and Human Science*, pp. 39–43. DOI: [10.1109/MHS.1995.494215](https://doi.org/10.1109/MHS.1995.494215).
- ECMWF (2020). *Fact sheet: Reanalysis*. URL: [www.ecmwf.int/en/about/media-centre/focus/2020/fact-sheet-reanalysis](http://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/focus/2020/fact-sheet-reanalysis).
- Essery, Richard and Pierre Etchevers (2004). “Parameter sensitivity in simulations of snowmelt”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109.D20. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004JD005036>.
- Essery, Richard, Samuel Morin, et al. (May 2013). “A comparison of 1701 snow models using observations from an alpine site”. In: *Advances in Water Resources* 55, pp. 131–148. DOI: [10.1016/j.advwatres.2012.07.013](https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.07.013).
- Garnier, B.J. and Atsumu Ohmura (Apr. 1970). “The evaluation of surface variations in solar radiation income”. In: *Solar Energy* 13, pp. 21–34. DOI: [10.1016/0038-092X\(70\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0038-092X(70)90004-6).
- Granger, R.J. and John Pomeroy (Jan. 1997). “Sustainability of the western Canadian boreal forest under changing hydrological conditions-2-summer energy and water use”. In: *Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty*, pp. 243–250.
- Gray, D. and P. Landine (Feb. 1988). “An Energy-Budget Snowmelt Model for the Canadian Prairies”. In: *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, pp. 1292–1303. DOI: [10.1139/e88-124](https://doi.org/10.1139/e88-124).
- Gupta, Hoshin V. et al. (2009). “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling”. In: *Journal of Hydrology* 377.1, pp. 80–91. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.
- Hall, D. K. and G. A. Riggs. (2016). *MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid, Version 6*. DOI: [10.5067/MODIS/MOD10A1.006](https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD10A1.006).

## Bibliografía

- Hall, D. K. and G. A. Riggs. (2021). *MODIS/Aqua Snow Cover Daily L3 Global 500m SIN Grid, Version 61*. DOI: [10.5067/MODIS/MYD10A1.061](https://doi.org/10.5067/MODIS/MYD10A1.061).
- IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Ed. by Core Writing Team, R.K. Pachauri, and L.A. Meyer. Geneva, Switzerland: IPCC.
- (2019). “High Mountain Areas”. In: *The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 131–202. DOI: [10.1017/9781009157964.004](https://doi.org/10.1017/9781009157964.004).
- (2021). “Water Cycle Changes”. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 1055–1210. DOI: [doi:10.1017/9781009157896.010](https://doi.org/10.1017/9781009157896.010).
- Jacobi, H.-W et al. (Aug. 2015). “Black carbon in snow in the upper Himalayan Khumbu Valley, Nepal: Observations and modeling of the impact on snow albedo, melting, and radiative forcing”. In: *The Cryosphere* 9, pp. 1685–1699. DOI: [10.5194/tc-9-1685-2015](https://doi.org/10.5194/tc-9-1685-2015).
- Jara, Francisco et al. (Apr. 2021). “Snow Processes and Climate Sensitivity in an Arid Mountain Region, Northern Chile”. In: *Atmosphere* 12, p. 520. DOI: [10.3390/atmos12040520](https://doi.org/10.3390/atmos12040520).
- Kennedy, J. and R. Eberhart (1995). “Particle swarm optimization”. In: *Proceedings of ICNN’95 - International Conference on Neural Networks*. Vol. 4, 1942–1948 vol.4. DOI: [10.1109/ICNN.1995.488968](https://doi.org/10.1109/ICNN.1995.488968).
- Knoben, Wouter, Jim Freer, and Ross Woods (Oct. 2019). “Technical note: Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores”. In: *Hydrology and Earth System Sciences* 23, pp. 4323–4331. DOI: [10.5194/hess-23-4323-2019](https://doi.org/10.5194/hess-23-4323-2019).
- Krause, Peter, Darla Boyle, and Frank Bäse (Dec. 2005). “Comparison of Different Efficiency Criteria for Hydrologic Models”. In: *Advances in Geosciences* 5. DOI: [10.5194/adgeo-5-89-2005](https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005).
- Krogh, Sebastián, John Pomeroy, and James Mcphee (Feb. 2015). “Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia”. In: *Journal of Hydrometeorology* 16, pp. 172–193. DOI: [10.1175/JHM-D-13-0178.1](https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0178.1).
- “Chapter 1 - A systematic view of remote sensing” (2020a). In: *Advanced Remote Sensing (Second Edition)*. Ed. by Shunlin Liang and Jindi Wang. Second Edition. Academic Press, pp. 1–57. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815826-5.00001-5>.
- “Chapter 6 - Broadband albedo” (2020b). In: *Advanced Remote Sensing (Second Edition)*. Ed. by Shunlin Liang and Jindi Wang. Second Edition. Academic Press, pp. 193–250. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815826-5.00006-4>.
- Marks, Danny G. et al. (1998). “The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood”. In: *Hydrological Processes* 12, pp. 1569–1587.
- Mauricio Zambrano-Bigiarini (2020). *hydroGOF: Goodness-of-fit functions for comparison of simulated and observed hydrological time series*. R package version 0.4-0. DOI: [10.5281/zenodo.839854](https://doi.org/10.5281/zenodo.839854). URL: <https://github.com/hzambran/hydroGOF>.

## Bibliografía

- Ministerio de Energía, Gobierno de Chile (2018). *Explorador Eólico*. URL: <https://eolico.minenergia.cl/>.
- MOP, Gobierno de Chile (2017). *Actualización del Balance Hídrico Nacional*. Dirección General de Aguas. URL: <https://snia.mop.gob.cl/sad/REH5796v1.pdf>.
- Muñoz-Sabater, J. et al. (2021). “ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications”. In: *Earth System Science Data* 13.9, pp. 4349–4383. DOI: [10.5194/essd-13-4349-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021).
- NASA, The National Aeronautics, Space Administration, and National Geospatial-Intelligence Agency NGA (2000). *USGS EROS Archive - Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global*. DOI: [10.5066/F7PR7TFT](https://doi.org/10.5066/F7PR7TFT).
- Ohlanders, Nils, Maximiliano Rodriguez, and James Mcphee (Oct. 2012). “Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier- and snowmelt”. In: *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 9. DOI: [10.5194/hessd-9-12227-2012](https://doi.org/10.5194/hessd-9-12227-2012).
- Pepin, Nicholas et al. (Apr. 2015). “Elevation-dependent warming in mountain regions of the world”. In: *Nature Climate Change* 5, pp. 424–430. DOI: [10.1038/nclimate2563](https://doi.org/10.1038/nclimate2563).
- Pomeroy, John, D. Gray, et al. (Sept. 2007). “The Cold Regions Hydrological Model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence”. In: *Hydrological Processes* 21, pp. 2650–2667. DOI: [10.1002/hyp.6787](https://doi.org/10.1002/hyp.6787).
- Pomeroy, John and L. Li (Nov. 2000). “Prairie and Arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model”. In: *Journal of Geophysical Research* 105, pp. 26619–26634. DOI: [10.1029/2000JD900149](https://doi.org/10.1029/2000JD900149).
- Ragetti, Silvan and Francesca Pellicciotti (Mar. 2012). “Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters”. In: *Water Resources Research* 48, pp. 3509–. DOI: [10.1029/2011WR010559](https://doi.org/10.1029/2011WR010559).
- Schaaf, D. and Z. Wang (2015). *MCD43A3 MODIS/Terra+Aqua BRDF/Albedo Daily L3 Global - 500m V006 [Data set]*. DOI: [10.5067/MODIS/MCD43A3.006](https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD43A3.006).
- Shook, Kevin (2016). *CRHMr: pre- and post- processing for the Cold Regions Hydrological Modelling (CRHM) platform*. URL: <https://github.com/CentreForHydrology/CRHMr>.
- Strahler, Arthur Newell (1952). “Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography.” In: *Geological Society of America Bulletin* 63, pp. 1117–1142.
- Valente, F., J.S. David, and J.H.C. Gash (1997). “Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models”. In: *Journal of Hydrology* 190.1, pp. 141–162. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03066-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03066-1).
- Wang, Xin et al. (Dec. 2020). “An Overview of Snow Albedo Sensitivity to Black Carbon Contamination and Snow Grain Properties Based on Experimental Datasets Across the Northern Hemisphere”. In: *Current Pollution Reports* 6. DOI: [10.1007/s40726-020-00157-1](https://doi.org/10.1007/s40726-020-00157-1).
- Wheater, H. S. (2007). “Modelling hydrological processes in arid and semi-arid areas: an introduction”. In: *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. Ed. by Howard Wheater, Soroosh Sorooshian, and K. D.Editors Sharma. International

## *Bibliografía*

- Hydrology Series. Cambridge University Press, pp. 1–20. DOI: [10.1017/CB09780511535734.002](https://doi.org/10.1017/CB09780511535734.002).
- Zambrano-Bigiarini, M., et al. (2013). “A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration”. In: *Environmental Modelling and Software* 43, pp. 5–25. DOI: [10.1016/j.envsoft.2013.01.004](https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.01.004).
- Zambrano-Bigiarini, Mauricio (2020). *Tutorial for using hydroPSO to calibrate the GR4J hydrological model (version 0.3)*. DOI: [0.5281/zenodo.3774533](https://doi.org/0.5281/zenodo.3774533).
- Zambrano-Bigiarini, Mauricio and Rodrigo Rojas (2020). *hydroPSO: Particle Swarm Optimisation, with Focus on Environmental Models*. R package version 0.5-1 . doi:10.5281/zenodo.1287350. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=hydroPSO>.