UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAISO – CHILE

SIMULACIÓN DE CAUDALES DIARIOS EN CUENCAS ANDINAS DEL CENTRO DE CHILE EMPLEANDO DATOS METEOROLÓGICOS CR2MET EN UN MODELO HIDROLÓGICO SEMI-DISTRIBUIDO

GUSTAVO ANDRÉS VARGAS CASTRO

Memoria para optar al Título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
Lina Castro Heredia

Diciembre 2022

UNIVERSIDAD TECNICA FEDERICO SANTA MARIA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAISO – CHILE

SIMULACIÓN DE CAUDALES DIARIOS EN CUENCAS ANDINAS DEL CENTRO DE CHILE EMPLEANDO DATOS METEOROLÓGICOS CR2MET EN UN MODELO HIDROLÓGICO SEMI-DISTRIBUIDO

Memoria de titulación presentada por
GUSTAVO ANDRÉS VARGAS CASTRO

Como requisito parcial para optar al título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
Lina Castro Heredia

Fecha Pendiente

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que me han acompañado y apoyado en esta arduo proceso de formación profesional, que culmina en este trabajo sobre el cual he puesto todo mi esfuerzo y dedicación.

Agradecer especialmente a Valentina, mi compañera de vida que me ha entregado su amor, apoyo, compañía y ayuda de manera incondicional durante todo mi proceso universitario y ahora profesional. Creo firmemente que no podría haber logrado todo lo que he conseguido en este etapa de mi vida sin su compañía y amor.

Agradecer a mis padres por siempre apoyarme y sacrificarse por mi bienestar tanto emocional como educacional, gracias por esas palabras de apoyo y cariño, siempre empujándome a ser una mejor persona y a enseñarme el valor del esfuerzo para lograr las metas que uno se propone. Agradecer a mi hermana también, por su cariño y apoyo en todo los momentos. Agradecer a mi abuelos que están aún acá y aquellos que ya no, por entregarme siempre todo su amor y apoyo.

Agradecer también a mis amigos que conocí en mi etapa universitaria. Por esas largas noches de estudio y palabras de ánimo cuando todo parecía oscuro. Agradecer a mis amigos de toda la vida, que algunos me acompañaron también muy de cerca en mi etapa universitaria, por el permanente apoyo y cariño brindado.

Agradecer también de forma especial a la profesora Lina, por aceptarme como su memorista sin haberme tenido como alumno. Por la infinita paciencia, el compromiso y guía durante el desarrollo de este trabajo. Gracias por darme la oportunidad y su orientación que finalmente permitieran darme cuenta del camino que quiero seguir dentro de la ingeniería civil.

Finalmente, y no menos importante, agradecer a todos mis colegas de trabajo por aconsejarme y darme un empujón para dar término a este ciclo de mi vida.

A todos muchas gracias de corazón.

Gustavo Vargas Castro

RESUMEN

En el presente trabajo se han simulado hidrológicamente las cuencas del Río Maipo en El Manzano y la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, mediante un modelo hidrológico determinístico y semidistribuido desarrollado por Stowhas (1976) y Migueles (1994). Se han aplicado modificaciones a la estructura original del modelo, de forma que este automáticamente utilice y distribuya en los elementos de discretización espacial de la cuenca (bandas de altura), las forzantes grilladas de precipitación y temperaturas CR2MET. Además, se han modificado ciertos métodos considerados dentro del modelo, asociado a la distribución temporal y espacial de las forzantes, y otros procesos hidrológicos. También, se ha desarrollado una versión distribuida del submodelo de nieves, acoplado al submodelo de escorrentía clásico (semidistribuido).

Los modelos aplicados a la cuenca del Río Maipo han sido calibrados y validados por cobertura nival (imágenes MODIS) y caudales medios diarios (estadística DGA) para el periodo 2000-2016, con el objetivo de establecer si es posible un esquema de calibración múltiple del modelo entre cobertura nival y caudal. Por su parte, los modelos aplicados a la cuenca del Río Aconcagua sólo han sido calibrados y validados por caudales, debido a disponibilidad de la información meteorológica para la cuenca (1987-2001). Los modelos han sido calibrados mediante el índice KGE' (Kling et al., 2012) aplicados en combinación con un análisis de sensibilidad global mediante el método de Efectos Elementales (Morris, 1991).

Dentro de las conclusiones más relevantes, se tiene que los modelos poseen un buen desempeño en la simulación de los caudales, logrando valores de KGE>0,5 y sesgos satisfactorios en términos del volumen anual y de deshielo, a excepción de los periodos de años secos, donde el modelo presenta especialmente un mal ajuste en la temporalidad de los caudales de deshielo, producto de ausencia de un módulo glaciar en la estructura del modelo. Por otra se tiene que los parámetros del submodelo de nieves calibrados por cobertura nival generan un peor desempeño en la simulación de los caudales medios diarios en comparación a los parámetros calibrados únicamente por caudales medios diarios, atribuido posiblemente a un sesgo (sobrestimación) en el producto de temperatura CR2MET. Con respecto al comportamiento estacional del modelo, se destaca que este tiende sistemáticamente a sobrestimar la escorrentía al inicio del periodo de deshielo y a subestimarlos al término del mismo periodo, evidenciando un exceso de radiacion neta incidente sobre el manto simulada por el modelo para el periodo de primavera, inducido posiblemente por sesgos en las forzantes del modelo (p. ej. nubosidad y temperatura del aire).

En términos comparativos de la versión semidistribuida y distribuida del modelo, los desempeños son prácticamente idénticos en los caudales medios diarios y levemente mejores hablando de cobertura nival para el modelo distribuido. Dicho esto, el submodelo distribuido propuesto no se considera del todo satisfactorio puesto que la leve mejora en el desempeño no compensa la inmensa cantidad de tiempo y esfuerzo computacional que este implica. Lo anterior indica que el submodelo distribuido desarrollado debe ser mejorado, por ejemplo, distribuyendo el resto de las forzantes del modelo (velocidad del viento, horas de sol y humedad relativa), los parámetros del modelo y discretizando con mayor resolución las características físicas de la cuenca (pendiente y orientación del terreno) y además integrarlo a un submodelo de escorrentía también distribuido, de tal manera que todos los beneficios obtenidos al distribuir el submodelo de nieves sean transferidos de manera adecuada a la escorrentía simulada.

ABSTRACT

In the present study, the Rio Maipo en El Manzano basin and Río Aconcagua en Chacabuquito basin have been hydrologically simulated using a deterministic and semi-distributed hydrological model developed by Stowhas (1976) and Migueles (1994). Modifications have been applied to the original structure of the model, so that it automatically uses and distributes the CR2MET gridded precipitation and temperature forcings in the spatial discretization elements of the basin (bands). In addition, certain methods considered within the model have been modified, associated to the temporal and spatial distribution of the forcings, and other hydrological processes. Also, a distributed version of the snowfall sub model has been developed, coupled to the classical runoff sub model (semi-distributed).

The models applied to the Maipo River basin have been calibrated and validated by snow cover (MODIS images) and mean daily streamflow (DGA statistics) for the period 2000-2016, with the aim of establishing whether a multiple model calibration scheme between snow cover and streamflow is possible. On the other hand, the models applied to the Aconcagua River basin have only been calibrated and validated by streamflow, due to the availability of meteorological information for the basin (1987-2001). The models have been calibrated using the KGE' index (Kling et al., 2012) applied in combination with a global sensitivity analysis using the Elementary Effects Test method (Morris, 1991).

Among the most relevant conclusions, the models have a good performance in flow simulation, achieving values of KGE>0.5 and satisfactory biases in terms of annual runoff and snowmelt volume, except for the dry year periods, where the model has a particularly poor fit in the temporality of snowmelt flows, due to the absence of a glacier module in the model structure. On the other hand, the parameters of the snow submodel calibrated by snow cover generate a worse performance in the simulation of daily mean flows compared to the parameters calibrated only by daily mean flows, possibly attributed to a bias (overestimation) in the CR2MET temperature product. With respect to the seasonal behaviour of the model, it is noted that it tends to systematically overestimate runoff at the beginning of the snowmelt period and underestimate it at the end of the same period, showing an excess of net radiation incident on the mantle simulated by the model for the spring period, possibly induced by biases in the model forcing (e.g. cloudiness and air temperature).

In comparative terms of the semi-distributed and distributed version of the model, the performances are practically identical in daily mean flows and slightly better in terms of snow cover for the distributed model. That said, the proposed distributed sub model is not considered entirely satisfactory since the slight improvement in performance does not compensate for the immense amount of time and computational effort involved. This indicates that the distributed sub model developed should be improved, for example, by distributing the rest of the model forcing (wind speed, cloudiness and relative humidity), distributing the model parameters and discretizing with higher resolution the physical characteristics of the watershed (slope and terrain orientation) and also integrating it to a distributed runoff sub model, so that all the benefits obtained by distributing the snow sub model are adequately transferred to the simulated runoff.

GLOSARIO

$A_b(i)$: Área de la banda i, [cm^2].

A_z : Orientación-azimut- de una superficie.

A_{zs} : Azimut del Sol.

a : Albedo de la nieve en fracción decimal.

a_T : Mitad del eje mayor de la órbita elíptica de la tierra alrededor del Sol, igual a 149,457 [Gm].

$BiasFLV$: Sesgo porcentual de los caudales bajo el 70% de probabilidad de excedencia en la curva de duración de caudales, [%].

$BiasFHV$: Sesgo porcentual de los caudales superiores al 2% de probabilidad de excedencia en la curva de duración de caudales, [%].

CA_A : Cantidad de agua en la capa activa, [cm].

CA_P : Cantidad de agua en la capa pasiva, [cm].

CI : Índice de confiabilidad de imágenes de cobertura nival MODIS.

CK : Coeficiente de descarga del embalse subterráneo, [1/día]. Parametro del modelo.

c_{agua} : Calor especifico del agua, igual a 1 [cal/g °C].

c_{nieve} : Calor especifico de la nieve, considerado igual a 0,5 [cal/g °C].

c_p : Calor especifico del aire a presión constante, igual a 0,24 [cal/g °C].

$COB_k(i,j)$: Fracción de área cubierta por nieve en la banda i, en la hora y orientación k.

$D_k(i,j)$: Derretimiento efectivo en la banda i, en la hora h y orientación k, [cm].

$D_r(i,j)$: Derretimiento efectivo por área unitaria en la banda i, en la hora h, [cm].

$D\ (i,j)$: Derretimiento efectivo en la banda i, y en el día j, [cm].

D_{neto} : Excedente de agua en la capa pasiva, [cm].

d : Distancia del Sol a la Tierra.

$\bar{d}$: Distancia media del Sol a la Tierra.

$d_i(n,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre superficialmente en la celda n perteneciente a la banda i en el día j, [cm].

$dI_i(n,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre subterráneamente en la celda n perteneciente a la banda i en el día j, [cm].

E : Traspaso de masa asociada al flujo de calor latente, [g/cm^2 min].

EQ_a : Equivalente en agua del manto de nieve, [cm].

ETP : Evapotranspiración potencial, [mm/día].

EET : Método de análisis de sensibilidad global de Efectos Elementales.

$EVAP\ (i,j)$: Evaporación potencial en la banda i, en el día j, [cm].

$EZ\ (i,j)$: Descarga de flujo subterráneo de la banda i, en el día j [cm^3/día].

e : Presión de vapor de aire a 1,5 [m] sobre el manto, [HPa].

e_a : Presión de vapor real del aire, [HPa].

e_s : Presión de vapor saturado, [HPa].

$FRAC$: Fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo. Parámetro del modelo.

F_{as} : Fracción de absorción superficial en fracción decimal.

FVI : Factor de ponderación del viento. Parámetro del modelo.

$FSCA$: Fracción de área cubierta de nieve.

g : Aceleración de gravedad, considerada igual a 9,807 [m/s^2].

G_s : Calor aportado por el suelo, [Ly/s].

GRT : Gradiente de temperatura atmosférica, [°C/km]. Parámetro del modelo.

H_{am} : Hora de amanecer.

H_{an} : Hora de anochecer.

H_{ex} : Exceso de energía disponible para el derretimiento, [Ly/s].

H_p : Calor entregado por la precipitación, [cal/cm^2].

H_R : Humedad relativa del aire.

$H_R\ máx$: Humedad relativa máxima diaria.

$H_R\ mín$: Humedad relativa mínima diaria.

H_{sol} : Fracción de horas de sol.

$HMAX$: Umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda, [cm]. Parametro del modelo.

HR : Hora del día, en horas con fracción decimal.

HS : Humedad en el suelo en la banda i, en el día j, [cm].

$HSMAX$: Capacidad máxima de retención de agua en el suelo, [cm]. Parametro del modelo.

h_a : Espesor de la capa activa, [cm].

h_p : Espesor de la capa pasiva, [cm].

h_s : Espesor del estrato de suelo que aporta calor, considerado igual a 60 [cm].

h_T : Espesor total del manto, considerando capa activa y pasiva, [cm].

$I\ (i, j)$: Caudal de entrada en la banda i, en el día j, [cm^3/día].

ID : Número de días transcurridos del año, a partir del 1 de enero hasta el día de cálculo.

i : Pendiente de una superficie, [%].

K : Factor que depende del tipo de nubes.

K_H : Difusividad turbulenta de calor sensible.

K_M : Viscosidad turbulenta.

K_{MUS} : Medida del desfase de la onda de crecida, [horas]. Parámetro del modelo.

K_W : Difusividad turbulenta de vapor de agua.

KGE' : Índice de eficiencia de Kling-Gupta modificado.

k : Difusividad del vapor de agua, considerada igual a 0,25 [cm^2/s].

L_f : Calor latente de fusión, considerado como 80 [cal/g].

M : Anomalía media.

MCA_A : Máxima cantidad de agua que es capaz de retener la capa activa, [cm].

MCA_P : Máxima cantidad de agua que es capaz de retener la capa pasiva, [cm].

$MODIS$:Instrumento de percepción remota Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer.

MDE : Modelo Digital de Elevación.

N : Nubosidad.

P : Precipitación, [cm].

$PBIAS$: Sesgo porcentual, [%].

p_T : Presión atmosférica, [HPa].

$Q\ (i,j)$: Caudal de salida en la banda i, en el día j, [cm^3/día].

Q_H : Flujo de calor sensible, [Ly/s].

Q_L : Flujo de calor latente, [Ly/s].

q : Flujo externo, [cm].

q_0 : Humedad especifica en la interfase aire-nieve.

q_{aire} : Humedad especifica en la interfase aire-nieve.

q_{ref} : Humedad específica del aire en la altura z_{ref}.

r : Coeficiente de correlación de Pearson. Componente de KGE'.

R : Constante especifica de los gases, considerada igual a 286,9 [J $kg^{-1}.K^{-1}$].

R_i : Número de Richardson.

R_{in} : Radiación solar incidente, [Ly/min].

R_n : Radiación neta, [Ly/min].

R_{oc} : Radiación de onda corta absorbida por al interfase aire-nieve, [Ly/min].

R'_{oc} : porción de la radiación de onda corta que penetra directamente hacia el manto, [Ly/min].

R_{ol} : Radiación de onda larga absorbida por la interfase aire-nieve, [Ly/min].

R_{ole} : Radiación de onda larga emitida, [Ly/min].

R_{oli} : Radiación de onda larga incidente, [Ly/min].

R_{SB} : Radiación de onda larga de un cuerpo radiante cualquiera, [Ly/min].

S : Conducción de calor al interior del manto, [Ly/s].

S_1 : Desviación estándar de la submuestra 1.

S_2 : Desviación estándar de la submuestra 2.

S_d : Desviación estándar ponderada.

S_p : Desviación de las diferencias de los promedios.

SL : Día del año en que ocurre el solsticio de verano en el hemisferio norte, igual a 173.

s : Constante solar o radiación unitaria en el borde exterior de la atmosfera, considerada igual a 1,95 [Ly/min].

$SRTM$: Misión Topográfica Shuttle Radar.

T : Temperatura del cuerpo radiante, [°C].

T_0 : Temperatura en la interfase aire-nieve, [°C].

T_{aire} : Temperatura del aire, [°C].

$T_{máx}$:Temperatura máxima diaria, [°C].

T_{media} : Temperatura media del aire, [°C].

$T_{mín}$: Temperatura mínima diaria, [°C].

T_n : Temperatura del manto de nieve, [°C].

T_p : Temperatura de la precipitación, [°C].

T_{ref} : Temperatura del aire a un altura de referencia z_{ref} sobre el manto de nieve, [°C].

T_r : Temperatura del aire en un punto de referencia, [°C].

T_{rocio} : Temperatura de punto de roció, [°C].

T_s : Temperatura del suelo, considerada igual a 4 [°C].

u : Velocidad del viento, [cm/s].

u_o : Velocidad del viento en la interfase aire-nieve, considerada igual a 0 [cm/s].

u_{ref} : Velocidad del viento en z_{ref}, [cm/s].

v : Anomalía verdadera.

x_1 : Promedio de la submuestra 1.

x_2 : Promedio de la submuestra 2.

x_{MUS} : Factor que pondera la importancia de los caudales de entrada y salida al volumen de control. Parámetro del modelo.

x_w : Fracción volumétrica de agua líquida contenida en la capa activa.

z_s : Ángulo cenital del Sol.

z_0 : Ángulo cenital del Sol al mediodía.

z_{ref} : Altura de referencia sobre el manto de nieve, considerada igual a 150 [cm].

z_{sup} : Rugosidad superficial de la nieve, considerada igual a 0 [cm].

α_n : Conductividad térmica de la nieve.

α_s : Conductividad térmica del suelo, considerada igual a 0,002 [cal/cm s °C].

α_T : Inclinación del eje de la Tierra, igual a 23,45°.

β : Sesgo entre datos medidos y simulados. Componente de KGE'.

γ : Variabilidad entre datos medidos y simulados. Componente de KGE'.

δ : Ángulo de declinación del Sol.

ϵ : Excentricidad de la órbita de la tierra alrededor del Sol, igual a 0,0167.

ϵ_{aire} : Emisividad del aire.

ϵ_{nieve} : Emisividad de la nieve, considerada igual a 0,95.

ϵ_{SB} : Emisividad de un cuerpo radiante cualquiera.

η : Derretimiento o congelamiento generado en la capa activa.

η_{fondo} : Derretimiento de fondo.

κ : Constante de Von Kármán.

κ_t : Difusividad calórica.

μ : Viscosidad dinámica.

ρ_a : Densidad de la capa activa, [g/cm^3].

ρ_{agua} : Densidad del agua, igual a 1 [g/cm^3].

ρ_{aire} : Densidad del aire, [g/cm^3].

ρ_{capa} : Densidad de la nieve en la capa considerada, sea activa o pasiva, [g/cm^3].

ρ_{nn} : Densidad de la nieve recién caída, [g/cm^3].

ρ_p : Densidad de la capa pasiva, [g/cm^3].

σ : Constante de Stefan-Boltzmann, igual a $8{,}126 \cdot 10^{-11} \left[\frac{Ly}{min \cdot K^4}\right]$.

$\tau\alpha$: Función dependiente de la nubosidad y horas de sol al día.

τ_p : Número de días desde el 1 de enero al perihelio, igual a 3.

τ_t : Esfuerzo tangencial, $\left[\frac{g}{cm \cdot s^2}\right]$.

ϕ : Latitud del lugar de interés, [°].

ϕ_m : Factor de corrección del perfil de velocidad del viento.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 1

2. OBJETIVOS 4
2.1. Objetivo General 4
2.2. Objetivos específicos 4

3. MARCO TEÓRICO 5
3.1. Modelación Hidrológica 5
3.2. Descripción del Modelo de Síntesis de Escorrentía 8
3.2.1. Descripción del submodelo de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieves (Submodelo 1) 8
3.2.2. Descripción de submodelo transformación del derretimiento en escorrentía (Submodelo 2) 40
3.2.3. Descripción del submodelo espacialmente distribuido de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieves 47
3.3. Parámetros del modelo 49
3.4. Condiciones iniciales de variables de estado 50

4. ZONA DE ESTUDIO Y BASES DE DATOS 52
4.1. Cuencas del Río Maipo en El Manzano y Aconcagua en Chacabuquito 52
4.2. Base de Datos Observados 55
4.2.1. Precipitación y temperatura 55
4.2.2. Datos Explorador Solar 57
4.2.3. Información meteorológica de estaciones 58
4.2.4. Información de estaciones fluviométricas 59
4.3. Base de datos obtenida de imágenes satelitales 63

5. METODOLOGÍA 66
5.1. Preproceso 67
5.1.1. Análisis Exploratorio de Datos 67
5.1.2. Seteo de datos iniciales del modelo 72

5.2. Calibración 76
5.3. Validación 82

6. RESULTADOS 83
6.1. Análisis Exploratorio de Datos 83
6.1.1. Relleno de información fluviométrica 83
6.1.2. Análisis de consistencia 84
6.2. Relleno de imágenes satelitales MODIS de cobertura de nieve 87
6.3. Seteo de datos iniciales 90
6.3.1. Características físicas de la cuenca 90
6.3.2. Productos grillados CR2MET y datos meteorológicos 95
6.4. Calibración y Validación 100
6.4.1. Versión modelo semidistribuido de nieves 100
6.4.2. Versión modelo distribuido de nieve 140

7. DISCUSIÓN 164
7.1. Cobertura nival 164
7.2. Desempeño en caudales medios diarios - modelo semidistribuido - Río Maipo en El Manzano - periodo de validación años independientes (2007-2016). 167
7.3. Comportamiento estacional del modelo 173
7.4. Comparación modelo versión semidistribuido vs distribuido 179

8. CONCLUSIÓNES Y RECOMENDACIONES 185

REFERENCIAS 191

ANEXO A 198

ANEXO B 203

ANEXO C 204

ANEXO D 208

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1. Representación Gráfica de Tipos de Modelos Hidrológicos según Distribución Espacial. Fuente: Chon-Yu (2002) 6

Figura 3.2. Diagrama de flujos de energía en balance energético. Fuente: Elaboración propia. ... 10

Figura 3.3. Radiación solar sobre una superficie con pendiente y orientación. Fuente: Flores (2017). 13

Figura 3.4. Flujos internos y externos de masa en el manto de nieve. Fuente: Elaboración Propia. 32

Figura 3.5. Cobertura de nieve en función de la altura del manto y HMAX. Fuente: Elaboración Propia. 40

Figura 3.6. Esquema de funcionamiento del modelo distribuido en bandas (a) y en celdas (b). Fuente Elaboración Propia. 49

Figura 4.1. Cuenca Hidrográfica del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración Propia. 52

Figura 4.2. Cuenca Hidrográfica del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración Propia. 54

Figura 4.3. Precipitación y Temperatura Media Mensual Multianual en la Cuenca del Río Maipo en El Manzano, obtenida desde Datos Grillados de CR2MET, periodo 1979-2018. Fuente: Elaboración Propia. 56

Figura 4.4. Precipitación y Temperatura Media Mensual Multianual en la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, obtenida desde Datos Grillados de CR2MET, periodo 1979-2018. Fuente: Elaboración Propia. 57

Figura 4.5. Curvas de Variación Estacional de Caudales en Estación: Río Maipo en Las Hualtatas (a), Rio Volcán en Queltehues (b), Río Maipo en Las Melosas (c), Río Maipo en San Alfonso (d), Río Maipo en El Manzano(e), Río Olivares Ante Junta Río Colorado (f), Río Colorado Antes Junta Río Olivares (g), Río Colorado Antes Junta Río Maipo(h). Fuente: Elaboración propia. 60

Figura 4.6. Curvas de Variación Estacional de Caudales en Estación: Río Juncal en Juncal (a), Río Blanco en Río Blanco (b), Río Aconcagua en Río Blanco (c), Río Colorado en Colorado(d), Río Aconcagua en Chacabuquito(e). Fuente: Elaboración Propia. 62

Figura 4.7. Modelo Digital de Elevación de la Cuenca del Río Maipo en El Manzano (a) y Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito (b). Fuente: Elaboración Propia. 64

Figura 5.1. Esquema Metodológico. Fuente: Elaboración Propia 67

Figura 5.2. Esquema de distribución espacial de temperatura y precipitación en bandas. Fuente: Elaboración propia. 73

Figura 5.3. Esquema de distribución de temperatura y precipitación en pixeles de menor tamaño. Fuente: Elaboración propia. 74

Figura 6.1. Correlación lineal entre estación fluviometrica Río Maipo en el Manzano y Río Colorado Antes Junta Río Maipo. Fuente: Elaboración propia. 83

Figura 6.2. Correlación lineal entre estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito y Río Aconcagua en Río Blanco. Fuente: Elaboración propia.....84

Figura 6.3. Curva de Doble Masa Estación fluviométrica Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 85

Figura 6.4. Curva de Doble Masa Estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito 86

Figura 6.5. Serie Corregida de caudales medios diarios en estación Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 87

Figura 6.6. Cobertura de nieve en cuenca del Río Maipo en el Manzano considerando todos los pixeles con datos como válidos. Fuente: Elaboración propia. 88

Figura 6.7. Número de pixeles sin datos y Número de pixeles con CI inferior a 80%. Fuente: Elaboración propia. 88

Figura 6.8. Serie completa de cobertura de nieve MODIS para cuenca del Río Maipo en el Manzano. Fuente: Elaboración propia. 89

Figura 6.9. Comparativa de ráster de cobertura de nieve sin rellenar y rellenado. Fuente: Elaboración propia. 89

Figura 6.10. Bandas de las Cuencas del Río Maipo en El Manzano (a) y Río Aconcagua en Chacabuquito (b). Fuente: Elaboración propia. 91

Figura 6.11. Ráster de pendiente en cuenca a) Río Maipo en El Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 92

Figura 6.12. Ráster de orientación en cuenca a) Río Maipo en El Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 93

Figura 6.13. Ráster de pendiente a resolución 0,05° en cuenca a) Río Maipo en el Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 94

Figura 6.14. Ráster de orientación a resolución 0,05° en cuenca a) Río Maipo en el Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 94

Figura 6.15. Pixeles considerados de los productos CR2MET de precipitación y temperatura para la cuenca a) Río Maipo en El Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 95

Figura 6.16. Ráster de precipitación y temperatura derivado de productos CR2MET para cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 96

Figura 6.17. Precipitación Anual por banda en cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 96

Figura 6.18. Temperatura máxima diaria al año por banda en cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 97

Figura 6.19. Temperatura mínima diaria al año por banda en cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 97

Figura 6.20. Ráster de precipitación y temperatura derivado de productos CR2MET para cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 98

Figura 6.21. Precipitación Anual por banda en cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 98

Figura 6.22. Temperatura máxima diaria al año por banda en cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 98

Figura 6.23. Temperatura mínima diaria al año por banda en cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 99

Figura 6.24. Resultado de análisis de sensibilidad método EET según a) caudales medios diarios y b) cobertura de nieve – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración Propia. 101

Figura 6.25. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 102

Figura 6.26. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 102

Figura 6.27. Curva de variación estacional promedio en el periodo de calibración de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios. Fuente: Elaboración propia. 102

Figura 6.28. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 105

Figura 6.29. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 105

Figura 6.30. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 108

Figura 6.31. Caudales medios diarios observados y simulados para periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 110

Figura 6.32. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años independientes de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios Fuente: Elaboración propia. 110

Figura 6.33. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 110

Figura 6.34. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años independientes – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 111

Figura 6.35. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 113

Figura 6.36. Caudales medios diarios observados y simulados para periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 115

Figura 6.37. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años continuos de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios Fuente: Elaboración propia. 115

Figura 6.38. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 116

Figura 6.39. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años continuos – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 116

Figura 6.40. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 118

Figura 6.41. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 118

Figura 6.42. Curva de variación estacional promedio en el periodo de calibración de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diario. Fuente: Elaboración propia. 118

Figura 6.43. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 121

Figura 6.44. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 121

Figura 6.45. Cobertura de nieve observada y simulada en periodo de validación años independientes (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 123

Figura 6.46. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de validación años independientes (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 125

Figura 6.47. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años independientes (2005-2009) de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios. Fuente: Elaboración propia. 125

Figura 6.48. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 126

Figura 6.49. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años independientes (2005-2009) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 126

Figura 6.50. Cobertura de nieve observada y simulada en periodo de validación años continuos (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 128

Figura 6.51. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de validación años continuos (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 130

Figura 6.52. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años continuos (2005-2009) de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios. Fuente: Elaboración propia. 131

Figura 6.53. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 131

Figura 6.54. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años continuos (2005-2009) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. .132

Figura 6.55.Resultado de análisis de sensibilidad método EET según caudales medios diarios – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 133

Figura 6.56. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 134

Figura 6.57. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios, periodo de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 134

Figura 6.58. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 136

Figura 6.59. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 136

Figura 6.60. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 138

Figura 6.61. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios, periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 138

Figura 6.62. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 139

Figura 6.63. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 139

Figura 6.64. Cobertura nival diaria observada y simulada (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 141

Figura 6.65. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 141

Figura 6.66. Curva de variación estacional promedio en periodo de calibración de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 141

Figura 6.67. Ráster de KGE' y sus componentes obtenidos de la simulación de cobertura nival para periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 143

Figura 6.68. Caudales medios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 144

Figura 6.69. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 145

Figura 6.70. Cobertura de nieve observada y simulada (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 147

Figura 6.71. Ráster de KGE' y sus componentes obtenidos de la simulación de cobertura nival para periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 147

Figura 6.72. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 149

Figura 6.73. Curva de variación estacional promedio en el periodo de validación años independientes de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 149

Figura 6.74. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 150

Figura 6.75. Caudales medios diarios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 150

Figura 6.76. Cobertura de nieve observada y simulada (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos– Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 152

Figura 6.77. Ráster de KGE' y sus componentes obtenidos de la simulación de cobertura nival para periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 153

Figura 6.78. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 155

Figura 6.79. Curva de variación estacional promedio en el periodo de validación años continuos de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 155

Figura 6.80. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 156

Figura 6.81. Caudales medios diarios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 156

Figura 6.82. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 158

Figura 6.83. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios para el periodo de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 158

Figura 6.84. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 160

Figura 6.85. Caudales medios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 160

Figura 6.86. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 162

Figura 6.87. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios para periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 162

Figura 6.88. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 163

Figura 6.89. Caudales medios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación– Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 163

Figura 7.1. Sensibilidad con respecto a Beta del parámetro a) HMAX (calibración por cobertura nival), b) FVI(calibración por cobertura nival), c) HMAX(calibración por caudales medios diarios), d) FVI(calibración por caudales medios diarios). Fuente: Elaboración propia. 165

Figura 7.2. Cantidad de agua derretida simulada por el modelo (versión modelo semidistribuido), Periodo de calibración (2000-2007) y validación años independientes (2007-2016) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 165

Figura 7.3. Porcentaje de precipitación solida simulada por el modelo con respecto al total de precipitación caída en cada banda, modelo semidistribuido, cuenca del Río Maipo en El Manzano, periodo de calibración (2000-2007) y periodo de validación (2007-2016). Fuente: Elaboración propia. 167

Figura 7.4. Caudales medios diarios y escorrentía subterránea simulada por el modelo para el periodo de calibración (2000-2007) - Cuenca Río Maipo En El Manzano Fuente: Elaboración propia.....168

Figura 7.5. Ubicación temporal de la condición inicial del submodelo de escorrentía para la simulación de los caudales medios diarios en periodo de validación 2007-2016 para la cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 169

Figura 7.6. Caudales medios diarios observados y simulados con inicio de simulación el 01 de mayo, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 170

Figura 7.7. Caudales medios diarios simulados y observados, y escorrentía subterránea simulada por el modelo para el periodo de validación de años continuos (2007-2016) - Cuenca Río Maipo En El Manzano Fuente: Elaboración propia. 172

Figura 7.8. Energía disponible para el derretimiento mensual promedio para el periodo 2000-2016 simulada por el modelo semidistribuido de la cuenca del Río Maipo en El Manzano (validación años independientes). Fuente: Elaboración propia.....173

Figura 7.9. Caudal medio diario simulado por el modelo semidistribuido calibrado en el periodo 2000-2007 en la cuenca del Río Maipo considerando distintos KMUS. Fuente: Elaboración propia.....178

Figura 7.10. Sensibilidad de KGE' y sus componentes frente a la variación de KMUS para el modelo semidistribuido calibrado en el periodo 2000-2007 de la cuenca del Río Maipo. Fuente: Elaboración propia. 179

Figura 7.11. Gráfico de dispersión del índice KGE' y sus componentes obtenidos por el modelo semidistribuido (MSD) y distribuido (MD) en la simulación de caudales medios diarios. Los puntos rojos corresponden a los distintos periodos simulados para las cuencas del Río Aconcagua y el Río Maipo. Fuente: Elaboración propia. 182

Figura 7.12. Gráfico de dispersión del índice KGE' y sus componentes obtenidos por el modelo semidistribuido (MSD) y distribuido (MD) en la simulación de cobertura nival. Los puntos rojos corresponden a los distintos periodos simulados para las cuencas del Río Maipo. Fuente: Elaboración propia. 182

Figura 7.13. Curva de variación estacional de cobertura nival simulada por el modelo semidistribuido (MSD) y modelo distribuido (MD) para la cuenca del Río Maipo en El Manzano en el periodo de a) calibración, b) validación años independientes, c) validación años continuos 183

Figura 7.14. Curva de variación estacional de caudales medios diarios simulada por el modelo semidistribuido (MSD) y modelo distribuido (MD) para la cuenca del Río Maipo en El Manzano en el periodo de a) calibración, b) validación años independientes, c) validación años continuos y para la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito en el periodo de c) calibración y d) validación. Fuente: Elaboración propia. 183

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Distribución del factor $proh$ a lo largo del día. Fuente: Elaboración propia.....20

Tabla 3.2. Resumen de los parámetros del modelo. Fuente: Elaboración Propia. 49

Tabla 3.3: Condiciones iniciales Modelo de Nieves. Fuente: Elaboración Propia. 50

Tabla 4.1. Estaciones con información meteorológica para las cuencas en estudio. Fuente: Elaboración Propia. 58

Tabla 4.2. Estaciones Fluviométricas ubicadas dentro de la Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración Propia. 59

Tabla 4.3. Estaciones Fluviométricas ubicadas dentro de la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración Propia. 61

Tabla 5.1. Periodos de Calibración del Modelo. Fuente: Elaboración propia. 81

Tabla 5.2. Periodo de Validación del Modelo. Fuente: Elaboración propia. 82

Tabla 6.1: Estaciones fluviométricas consideradas para el análisis de consistencia de la estación Río Maipo en el Manzano 85

Tabla 6.2. Estaciones fluviométricas consideradas para el análisis de consistencia en estación Rio Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.....86

Tabla 6.3. Parámetros de consistencia de la media y desviación estándar para estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 86

Tabla 6.4. Características de las bandas de la cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 90

Tabla 6.5. Características de las bandas de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 90

Tabla 6.6. Porcentaje del área de cada banda en cada orientación en la Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 91

Tabla 6.7. Porcentaje del área de cada banda en cada orientación en la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 92

Tabla 6.8. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo. Fuente: Elaboración propia.....100

Tabla 6.9. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 101

Tabla 6.10. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios y cobertura de nieve, periodo de calibración – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 103

Tabla 6.11. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 104

Tabla 6.12. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales para periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 105

Tabla 6.13. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 107

Tabla 6.14. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 108

Tabla 6.15. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 109

Tabla 6.16. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 111

Tabla 6.17. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 112

Tabla 6.18. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 113

Tabla 6.19. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 115

Tabla 6.20. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 116

Tabla 6.21. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 117

Tabla 6.22. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios y cobertura de nieve, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 119

Tabla 6.23. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 120

Tabla 6.24. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales, periodo de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 121

Tabla 6.25. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años independientes (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 122

Tabla 6.26. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 123

Tabla 6.27. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 125

Tabla 6.28. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 126

Tabla 6.29. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años continuos (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 128

Tabla 6.30. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 128

Tabla 6.31. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 130

Tabla 6.32. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 131

Tabla 6.33. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 133

Tabla 6.34. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.....133

Tabla 6.35. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios, periodo de calibración– Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.....134

Tabla 6.36. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales, periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 136

Tabla 6.37. Resultados índices de desempeño para caudales medios simulados, periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.....138

Tabla 6.38. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales, periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.....139

Tabla 6.39. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo (versión submodelo de nieve distribuido) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.....140

Tabla 6.40. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración (versión submodelo de nieve distribuido) – cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 140

Tabla 6.41. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios y cobertura de nieve (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 142

Tabla 6.42. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 144

Tabla 6.43. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años independientes– Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 146

Tabla 6.44. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 149

Tabla 6.45. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales para periodo de validación años independientes (versión submodelo de nieve distribuido) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 150

Tabla 6.46. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 152

Tabla 6.47. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 155

Tabla 6.48. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales para periodo de validación años continuos (versión submodelo de nieve distribuido) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 156

Tabla 6.49. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo (versión submodelo de nieve distribuido) – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 157

Tabla 6.50. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración (versión submodelo de nieve distribuido) – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 157

Tabla 6.51. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 158

Tabla 6.52. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 160

Tabla 6.53. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 162

Tabla 6.54. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia. 163

Tabla 7.1. Variabilidad de la escorrentía subterránea simulada por el modelo semidistribuido para distintas condiciones iniciales de escorrentía (Q0), cuenca Rio Maipo en El Manzano, Periodo calibración (2000-2007). Fuente: Elaboración propia. 168

Tabla 7.2. Índices de desempeño para caudales medios diarios simulados con inicio de simulación el 01 de mayo, periodo de validación - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia. 170

Tabla 7.3. Error porcentual en el desempeño de KGE' y sus componentes obtenidos para el modelo semidistribuido y distribuido en la simulación de caudales medios diarios en todos los periodos simulados (calibración y validación). Fuente: Elaboración propia. 184

Tabla 7.4. Error porcentual en el desempeño de KGE' y sus componentes obtenidos para el modelo semidistribuido y distribuido en la simulación de cobertura nival en todos los periodos simulados (calibración y validación). Fuente: Elaboración propia. 184

1. INTRODUCCIÓN

La modelación hidrológica juega un papel fundamental en las decisiones que se pueden tomar en relación a la gestión del agua, puesto que mediante ellos es posible estimar la disponibilidad futura del recurso hídrico utilizada para distintas actividades primordiales para un país, como es el riego, hidroelectricidad, abastecimiento de agua potable, entre otros (Yi, et al., 2018). En especial importa conocer la disponibilidad de agua proveniente del derretimiento de las nieve acumulada estacionalmente en las cuencas de alta cordillera, puesto que esta representa la principal fuente de agua para el país durante los meses con ausencia de lluvias (DGA, 2015).

Los modelos en general buscan representar de forma simple los sistemas del mundo real (Sorooshian et al., 2008). Los modelos hidrológicos son utilizados principalmente para la predicción del comportamiento de los distintos procesos hidrológicos que ocurren dentro de una cuenca (Gayathri K. Devi et al., 2015). Estos se pueden clasificar según: representación espacial, representación de los procesos hidrológicos en la cuenca y según la extensión temporal aplicada al modelo. De la clasificación según representación espacial, se tienen modelos agregados, semidistribuidos y distribuidos, siendo los últimos aquellos que potencialmente tienen mayor capacidad para representar de forma precisa el sistema hidrológico y así entregar una mejor respuesta en comparación a los otros tipos, pues estos permiten discretizar las características físicas de la cuenca, los parámetros del modelo y las forzantes meteorológicas en mayor cantidad de elementos (celdas), de tal manera que pueden capturar y considerar la variabilidad de todos estos factores dentro de los procesos hidrológicos que se simulan dentro de la cuenca (Bladé, et al., 2014). La decisión de utilizar cierto tipo de modelo depende de la necesidad que se necesite suplir y la disponibilidad de información para utilizar en la modelación. La modelación hidrológica de cuencas andinas puede verse dificultada muchas veces debido a la escases de información meteorológica (Ragettli et al., 2013). Dada la importancia de la modelación hidrológica para comprender las principales dinámicas de una cuenca y su respuesta frente a la forzantes climáticas, es posible considerar expresiones dentro del modelo hidrológico que permiten su aplicación a pesar de la falta de información de ciertas variables meteorológicas (p. ej. humedad relativa, evaporación, entre otros).

Adicionalmente, variados estudios han mostrado la importancia y utilidad en la calibración y validación de modelos hidrológicos considerando múltiples variables además del caudal en el punto de salida de la cuenca, por ejemplo, aguas subterráneas, humedad del suelo, salinidad del agua o cobertura nival entre otros (Duethmann et al., 2014). Para el caso de cuencas cuya escorrentía se encuentra fuertemente dominada por los derretimientos de nieve, la correcta representación de los procesos nivales es sumamente importante, lo cual puede asegurarse mediante utilización de observaciones de esta variable (p.ej. imágenes satelitales de cobertura nival), puesto que se ha detectado que evaluar modelos únicamente mediante caudales en el punto de salida de la cuenca, no garantiza el correcto funcionamiento de procesos internos del modelo (Refsgaard, 1997), ya que puede existir errores que se compensan de manera interna (Duethmann et al., 2014; Franz & Karsten, 2013).

Para este trabajo se utiliza un modelo hidrológico que simula los procesos de acumulación, derretimiento y escurrimiento del agua caída en forma de nieve en una cuenca, desarrollado por Stowhas (1975) y Migueles (1994) (modelo S-M de aquí en adelante) y que fue actualizado por Flores (2017), quien introdujo una serie de mejoras al modelo original. Este corresponde a un modelo semidistribuido que simula de forma continua en el tiempo los procesos hidrológicos. Históricamente el modelo S-M se ha utilizado para la simulación de caudales medios diarios en cuencas de alta montaña, utilizando información proveniente de estaciones meteorológicas. En esta memoria sin embargo se ha decidió modificar el enfoque clásico al modelo, y permitir que a este se incorpore información meteorológica distribuida en el espacio y tiempo, puesto que hoy en día existe inmensa cantidad de información proveniente de sensores remotos, que permiten evaluar la variabilidad espacial de los distintos procesos hidrológicos que ocurren dentro de una cuenca. Adicionalmente, se modifica el modelo que simula los procesos de acumulación y derretimiento de nieve a una versión preliminar del tipo distribuido con el fin de aprovechar en su completitud la información meteorológica distribuida (grillada o imágenes satelitales) y servir como una primera aproximación para un futuro modelo completamente distribuido.

Este estudio comprende: (1) Reestructuración del modelo para su aplicabilidad a información meteorológica distribuida en el espacio, (2) Modificar ciertas expresiones utilizadas en el modelo que permitan disminuir la información meteorológica requerida, (3) Desarrollar un esquema de calibración múltiple mediante imágenes satelitales de cobertura de nieve y caudales

medios diarios medidos en el punto de cierre de la cuenca, (4) Modificación del modelo semidistribuido de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieves a una versión preliminar distribuida, (5) Calibración y validación de los modelos en su versión semidistribuida y distribuida, (6) Evaluación de la variación temporal del manto mediante imágenes de cobertura de nieve, y evaluación global del modelo mediante comparación de caudales medio diarios observados y simulado, (7) Analizar el desempeño general del modelo semidistribuido y distribuido dada la utilización de forzantes meteorológica distribuida en el espacio.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo General

Simular hidrológicamente cuencas andinas del centro de Chile empelando datos meteorológicos grillados CR2MET en un modelo hidrológico semidistribuido.

2.2. Objetivos específicos

- Evaluar el desempeño de datos meteorológicos grillados CR2MET aplicados a la modelación de caudales medios diarios y cobertura nival
- Modificar la estructura de Simulación de los Procesos de Acumulación y Derretimiento de Nieves (Stowhas, 1975) y el submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía (Migueles, 1994) para mejorar procesos de acumulación y derretimiento de nieve.
- Evaluar la respuesta hidrológica del modelo semi-distribuido en cuencas andinas, incorporando información continua (grillas) y un esquema de calibración múltiple.
- Implementación y evaluación del desempeño de una versión del modelo, correspondiente a una versión preliminar distribuida en pixeles del submodelo de nieves integrado a un submodelo de escorrentía por bandas.

3. MARCO TEÓRICO

3.1. Modelación Hidrológica

La mayoría de los sistemas hidrológicos son extremadamente complejos, y entender en detalle todos los procesos es una tarea imposible (Chon-yu, 2002). Es por esta misma razón que se vuelven fundamentales los modelos hidrológicos, pues permiten representar mediante una estructura más simple el comportamiento del sistema. La aplicación de modelos hidrológicos busca variados objetivos, dependiendo del tipo de problema que se quiera estudiar. Según Pechlivanidis, et al. (2011), las razones para emplear un modelo hidrológico se pueden resumir en: (1) Extrapolación de datos medidos de forma espacial y temporal, (2) Obtener un mejor entendimiento de los sistemas hidrológicos existentes y evaluar el impacto del cambio, por ejemplo, del uso de suelo o del clima, en el recurso hídrico, (3) Desarrollo de nuevos modelos o mejora a los antiguos, para la toma de decisiones en el presente y futuro con respecto a la gestión de cuencas.

Los modelos hidrológicos se pueden dividir en determinísticos y estocásticos (Stehr, 2008), donde los primeros permiten estimar la respuesta hidrológica según unos datos de entrada, mediante ecuaciones basadas en leyes físicas (empíricas, conceptuales o teóricas), entregando como resultado un valor numérico concreto. Mientras que los segundos siguen las leyes de la probabilidad. Además, los modelos hidrológicos pueden ser clasificados según (Bladé, et al., 2014): i) Representación espacial del modelo; ii) Representación de los procesos hidrológicos que ocurran en la cuenca; iii) Extensión temporal de aplicabilidad en la cuenca.

La clasificación según representación espacial se divide en modelos: Agregados, Semidistribuidos y Distribuidos. Los primeros consideran la cuenca como un espacio homogéneo, donde las variables de estado son representadas como promedios a lo largo de toda la cuenca, estos modelos no consideran la variación espacial de parámetros del modelo, variables de entrada y salida, características geométricas de la cuenca, condiciones de borde (Pechlivanidis, et al., 2011). Los modelos semidistribuidos permiten que exista cierta variabilidad de los parámetros del modelo, características físicas de la cuenca, variables de estado y datos de entrada, permitiendo dividir la cuenca generalmente en unidades de respuesta hidrológica o subcuencas (Mendoza, et al., 2002). Los modelos distribuidos permiten distribuir espacialmente los parámetros del modelo, los datos de entrada y las características físicas de la cuenca, mediante la división de esta en celdas, en las cuales se resuelven todas las ecuaciones que simulan los distintos procesos hidrológicos.

Entregando de esta forma resultados distribuidos en el espacio. Clásicamente se ha tendido a utilizar modelos agregados por sobre los distribuidos, esto principalmente por la elevada demanda en el recurso computacional que estos últimos exigen, sin embargo con el gran avance de la tecnología y del aumento constante de datos procedentes de los SIG (imágenes satélites, productos grillados, etc.), es posible utilizar modelos distribuidos, los cuales presentan ventajas significativas, frente a los modelos agregados, en relación al análisis del comportamiento hidrológico de una cuenca (Bladé et al., 2014). La Figura 3.1 muestra un esquema de los diferentes modelos hidrológicos clasificados según su representación espacial.

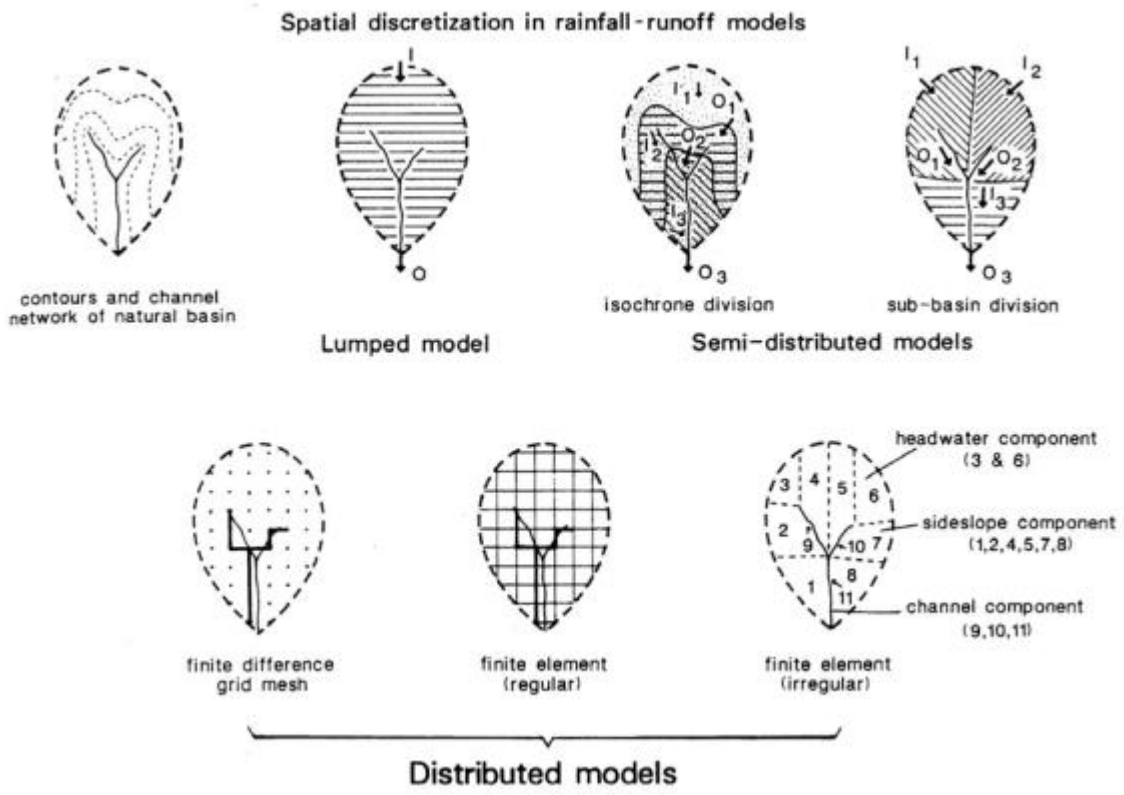


Figura 3.1. Representación Gráfica de Tipos de Modelos Hidrológicos según Distribución Espacial. Fuente: Chon-Yu (2002)

Dentro de la clasificación en función de la representación de los procesos hidrológicos ocurridos en la cuenca, se encuentran los modelos métricos, físicamente basados y conceptuales. Los primeros, corresponden a aquellos modelos que poseen una gran dependencia de los datos observados (datos de entrada), realizando una búsqueda sobre los mismos para caracterizar la respuesta del sistema y considerando de forma muy limitada los procesos físicos ocurrentes en el sistema hidrológico. Los modelos físicamente basados por su parte utilizan los conocimientos más recientes del comportamiento físico de los procesos hidrológicos, simulando el comportamiento hidrológico de una cuenca, mediante la resolución de la ecuación de continuidad y ecuaciones diferenciales a tres de métodos numéricos (Bladé et al., 2014). Los modelos conceptuales se consideran como el punto intermedio entre un modelo métrico y uno físicamente basado (Chon-Yu, 2002), puesto que estos intentan representar los procesos hidrológicos en la cuenca través de expresiones matemáticas simplificadas, donde además no todos los parámetros del modelo poseen una interpretación física de forma directa, por lo cual algunos parámetros del modelo deben ser determinados mediante calibración a partir de datos observados.

Los modelos clasificados según su extensión temporal se dividen en modelos por evento y modelos continuos. Los modelos por evento son aquellos desarrollados para simulación de un solo evento (Pechlivanidis, et al., 2011), por lo cual se utilizan intervalos de simulación cortos. Estos modelos se aplican fundamentalmente para la estimación de crecidas, puesto que su principal función es evaluar la escorrentía directa. Por otra parte, los modelos continuos, corresponden a aquellos que permiten simular caudales diarios, mensuales o estacionales, es decir, permiten la modelación de periodos de tiempo que contienen múltiples tormentas. Estos consideran todos los procesos que participan en la generación de escorrentía (escurrimiento superficial y subterráneo), por lo que toman en cuenta los procesos de evapotranspiración y variación de la humedad en el suelo de la cuenca durante el periodo de simulación.

En el caso de la simulación del comportamiento de la nieve en una cuenca, existen dos enfoques en la modelación: Balance de energía e Índice de temperatura (Chon-Yu, 2002). El primero determina los procesos de acumulación y derretimiento definiendo de forma clara las fuentes de energía que participan en el proceso, como radiación solar, viento, radiación de onda corta, entre otros. El método del índice de temperatura, por otra parte, corresponde a un planteamiento más simplificado donde la temperatura del aire se considera como una variable

representativa de todas las fuentes de energía. Cuando se posee suficiente información meteorológica en la zona de estudio, el método de balance de energía presenta una clara ventaja en comparación con el índice de temperatura, puesto que el primero modela físicamente los procesos que gobiernan la metamorfosis de la nieve (DGA, 2008).

En este trabajo se utiliza y desarrolla un modelo hidrológico determinístico, cuya representación espacial del sistema es del tipo semidistribuida, con formulación de los procesos hidrológicos del tipo conceptual y de extensión temporal continua, donde la simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve en la cuenca, se realizan mediante balance de energía.

3.2. Descripción del Modelo de Síntesis de Escorrentía

El modelo utilizado en la presente memoria está orientado a la síntesis de caudales medios diarios presentes en una cuenca de régimen nival o nivo-pluvial y se constituye por dos submodelos: Submodelo de Simulación de los Procesos de Acumulación y Derretimiento de Nieve (Stowhas, 1975), y Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía (Migueles, 1994). El primero realiza una simulación del derretimiento de la nieve acumulada en la cuenca a través de un balance energético y másico del manto nival. El segundo toma los resultados del primer submodelo (altura de agua producto del derretimiento de la nieve en un área unitaria de manto) y realiza balances de escurrimiento subterráneo y superficial para poder determinar el valor de caudal en el punto de cierre de la cuenca.

3.2.1. Descripción del submodelo de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieves (Submodelo 1)

Este submodelo simula los procesos de acumulación, metamorfosis, ablación y derretimiento de un manto de nieve a nivel horario. Para que este submodelo desarrolle sus cálculos, requiere la siguiente información por paso de tiempo de simulación (1 hora de forma preestablecida): i) Día del año del paso de tiempo; ii) temperatura del aire sobre el manto de nieve; iii) humedad relativa del aire sobre el manto de nieve; iv) precipitación caída; v)presión atmosférica del aire sobre el manto nieve; vi) velocidad del viento sobre el manto de nieve; vii) coeficiente de nubosidad; viii) fracción de horas de sol día.

A partir de la información de entrada, el submodelo realiza un balance de energía en la superficie del manto de nieve considerando los aportes de radiación solar, radiación de onda larga emitida por la atmósfera, radiación de onda larga emitida por el manto, flujo de calor sensible, flujo de calor latente y conducción de calor al interior del manto a causa del gradiente térmico del manto. A partir del resultado del balance energético, se calcula el derretimiento de nieve existente en el periodo de simulación. Además del balance energético, el submodelo ejecuta un balance de masas en el manto de nieve después de cada balance energético realizado. De esta manera, se van redefiniendo las condiciones del manto de nieve en cada periodo de simulación. Para realizar el balance, el submodelo utiliza principalmente relaciones teóricas entre los distintos elementos que participan en él. Sin embargo, en algunos casos recurre a ecuaciones empíricas obtenidas en otros estudios.

Balance de energía

El balance energético se realiza en la interfase aire-nieve y consiste en una comparación de la energía que entra al volumen de control con la energía que sale de él, de esta forma quedan definidos automáticamente los sentidos de los flujos de calor que entran y salen del volumen de control. La ecuación que rige el balance energético supone equilibrio energético en la interfase aire-nieve sobre el manto de nieve; es esta delgada lámina la que es definida como volumen de control. La ecuación utilizada en el submodelo para realizar este balance es la siguiente:

$$R_n(T_0) + Q_H(T_0) + Q_L(T_0) + S(T_0) = 0 \tag{1}$$

donde:

$R_n(T_0)$: Radiación neta, $[Ly/min]$.

$Q_H(T_0)$: Flujo de calor sensible, $[Ly/min]$.

$Q_L(T_0)$: Flujo de calor latente, $[Ly/min]$.

$S(T_0)$: Conducción de calor al interior del manto, $[Ly/min]$.

T_0 : Temperatura en la interfase aire-nieve, $[°C]$.

En la Figura 3.2 se pueden ver los flujos de energía considerados para el balance energético. Estos flujos de energía se muestran entrando (saliendo) a la interfase aire-nieve, por lo tanto, sus signos serán positivos (negativos) en el balance energético. La conducción de calor la interior del

manto corresponde al flujo de calor entre la interfase y la capa activa. Este flujo de calor es el que eventualmente producirá derretimiento de nieve siempre que este vaya en sentido desde la interfase hacia la capa activa.

Además, el modelo simula el manto de nieve como una estructura multicapa. En particular se consideran dos (2) capas, donde la primera, llamada capa activa, es aquella que participa en el balance energético y másico, mientras que la segunda capa, llamada capa pasiva, solo participa en el balance másico del modelo.

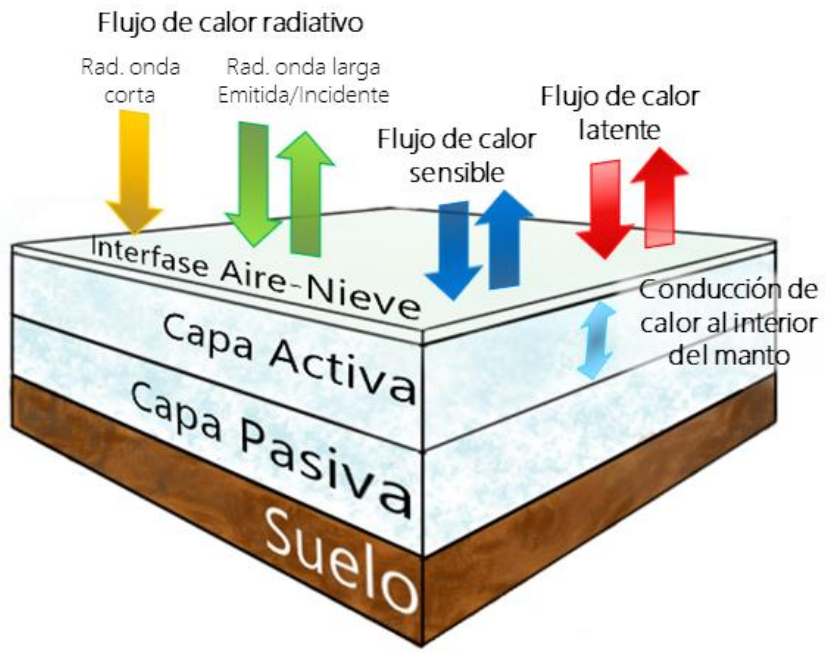


Figura 3.2. Diagrama de flujos de energía en balance energético. Fuente: Elaboración propia.

Para la solución de la ecuación (1), se toma un rango de valores posibles para T_0 entre $-30\ [°C]\ y\ 25\ [°C]$ y se evalúan todos los términos de la ecuación. Luego, se le asigna a T_0 aquel valor que más se aproxime a cumplir con la ecuación (1).

En el caso de que el valor de T_0 que cumpliese la ecuación (1) fuera mayor a $0\ [°C]$ (situación sin sentido físico) el método fijará el valor de T_0 en $0\ [°C]$ y se aplicará automáticamente la siguiente ecuación:

$$R_n(0) + Q_H(0) + Q_L(0) + S(0) = H_{ex} \tag{2}$$

donde H_{ex} es un exceso de energía disponible para el derretimiento. Las expresiones que permiten obtener los términos que participan en el balance energético de la interfase aire-nieve son definidos a continuación.

Cálculo de radiación neta

La radiación neta está compuesta por dos (2) elementos, la radiación de onda corta y la radiación de onda larga. Cada uno es calculado de diferente manera de acuerdo con su naturaleza y luego son sumados para calcular la radiación neta:

$$R_n = R_{OC} + R_{OL} \tag{3}$$

donde:

R_n : Radiación neta, $[Ly/min]$.

R_{OC} : Radiación de onda corta absorbida por la interfase aire-nieve, $[Ly/min]$.

R_{OL} : Radiación de onda larga absorbida por la interfase aire-nieve, $[Ly/min]$.

Radiación de Onda Corta

En este caso la única fuente de radiación de onda corta corresponde al Sol. El modelo utiliza ecuaciones teóricas y empíricas para poder calcular la radiación de onda corta incidente en el manto.

El modelo calcula la radiación de onda corta participante en el balance energético mediante la siguiente ecuación:

$$R_{OC} = R_{in}(1 - a)F_{as} \tag{4}$$

donde:

R_{in} : Radiación solar incidente, $[Ly/min]$.

a : Albedo de la nieve en fracción decimal.

F_{as} : Fracción de absorción superficial en fracción decimal, igual a 0,75.

El término de fracción de absorción superficial representa aquella porción de la radiación proveniente del Sol, que no es reflejada por la nieve, que se mantiene en la interfase aire-nieve; participando de esta manera en el balance energético de la interfase. El resto de la radiación que

proviene del Sol, que no es reflejada por la nieve y que no se mantiene en la interfase aire-nieve, corresponde a:

$$R'_{OC} = R_{in}(1-a)(1-F_{as}) \tag{5}$$

Se considera que esta fracción de la radiación proveniente del Sol penetra directamente en el manto de nieve y es considerada como energía que podría generar derretimiento de nieve.

Por otro lado, las superficies sobre las cuales incide la radiación tendrán una pendiente y una orientación. Es por esta razón que para una superficie con pendiente i y una orientación A_z de su línea de máxima pendiente, la radiación de onda corta incidente estará dada por:

$$R_{in} = s\,\tau\alpha \left(\frac{\bar{d}}{d}\right)^2 [\cos(z_s)\cos(i) + sen(z_s)sen(i)\cos(A_{zs} - A_z)] \tag{6}$$

donde:

s : Constante solar o de radiación unitaria en el borde exterior de la atmosfera, $[Ly/min]$.

$\tau\alpha$: Función de la nubosidad y de las horas efectivas de luz.

$\bar{d}$: Distancia media del Sol a la Tierra.

d : Distancia del Sol a la Tierra al momento del cálculo.

z_s : Ángulo cenital del Sol al momento del cálculo.

A_{zs} : Azimut del Sol al momento del cálculo.

A continuación, se puede ver una imagen en la que se ilustra una superficie inclinada, con pendiente i y orientación A_z. En ella se indican algunas de las magnitudes usadas en la ecuación anterior:

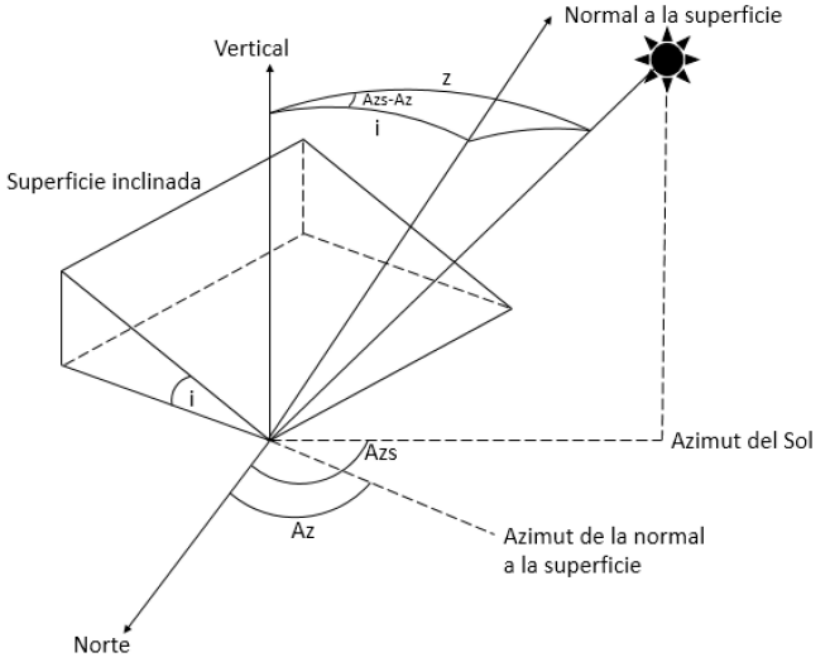


Figura 3.3. Radiación solar sobre una superficie con pendiente y orientación. Fuente: Flores (2017).

De esta manera, una superficie cuya normal esté alineada con el Norte tendrá una orientación de 0°, con el Oeste 90°, con el Sur 180° y con el Este tendrá una orientación de 270°. Para el cálculo de la ecuación (6), se toma el valor de la constante solar como $s = 1{,}95\ [Ly/min]$.

Luego, el cálculo del producto $\tau\alpha$ se realiza mediante la siguiente expresión empírica (Espíldora & Stowhas, 1968):

$$\tau\alpha = 0{,}798 \exp\left(-\frac{0{,}0173\ e + K(1 - H_{sol})}{cos(z_0)}\right) \tag{7}$$

donde:

e : Presión de vapor de aire a 1,5 $[m]$ sobre el manto, $[HPa]$.

K : Factor que depende del tipo de nubes, adimensional. Los valores dados para K son:

$K = 0{,}76$ Nubes gruesas y bajas

$K = 0{,}52$ Nubes altas

$K = 0{,}26$ Velos delgados en cirrus.

H_{sol} : Fracción de horas de Sol.

z_0 : Ángulo cenital del Sol al mediodía.

La presión de vapor de aire se estima utilizando la ley de Clausius-Clapeyron y el ángulo cenital del Sol al mediodía se calcula utilizando la ecuación de culminación del Sol:

$$z_0 = \varphi - \delta \tag{8}$$

donde:

φ : Latitud del lugar de interés, [°].

δ : Ángulo de declinación del Sol al día de cálculo, [°].

El ángulo de declinación del Sol se obtiene de la expresión:

$$\delta = \alpha_T \cos\left(\frac{2\pi\ (ID + SL)}{365}\right) \tag{9}$$

donde:

α_T : Inclinación del eje de la Tierra, igual a 23,45°.

ID : Número de días transcurridos del año, a partir del 1 de enero hasta el día de cálculo.

SL : Día del año en que ocurre el solsticio de verano en el hemisferio norte, igual a 173.

Para el cálculo de la distancia de la Tierra al Sol se utiliza la siguiente expresión:

$$d = a_T \frac{1 - \varepsilon^2}{1 + \varepsilon \cos(v)} \tag{10}$$

a_T : Mitad del eje mayor de la órbita elíptica de la Tierra alrededor del Sol, igual a 149,457 $[Gm]$.

ε : Excentricidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, se considera igual a 0,0167.

v : Anomalía verdadera.

El valor de la anomalía verdadera cambia de acuerdo al día del año para el que se realiza el cálculo y para su determinación se utiliza la siguiente ecuación:

$$v = M + 0{,}0333988\ sen(M) + 0{,}0003486\ sen(2\ M) + 0{,}0000050\ sen(3\ M) \tag{11}$$

donde M corresponde a la anomalía media.

Por último, el cálculo de la anomalía media se realiza con la expresión:

$$M = C\frac{ID - \tau_p}{365} \tag{12}$$

donde:

C : Ángulo completo de circunferencia, igual a 360° o 2π $[rad]$.

τ_p : Número de días desde el 1 de enero al perihelio -3 de enero-, por lo tanto $\tau_p = 3$.

Luego, la distancia media de la Tierra al Sol ($\bar{d}$) se calcula promediando todos los valores obtenidos de d. Por otro lado, para conocer el ángulo cenital del Sol al momento del cálculo (z_s) es posible utilizar la siguiente relación astronómica:

$$\cos(z_s) = sen(\phi)sen(\delta) + \cos(\phi)\cos(\delta)\cos(h) \tag{13}$$

donde h corresponde al ángulo horario del Sol y es posible obtenerlo de la ecuación:

$$h = 15\,HR - 180° \tag{14}$$

donde HR corresponde a la hora del día, en horas con fracción decimal. El Azimut del Sol se calcula mediante la expresión:

$$sen(A_{zs}) = \frac{\cos(\delta)\,sen(h)}{sen(z_s)} \tag{15}$$

El modelo considera el aporte de radiación solar solo en la ventana de tiempo comprendida entre la salida y la puesta del Sol. Adicionalmente para considerar el efecto de la orientación, el modelo simula la radiación de onda corta incidente, dividiendo el manto en cuatro (4) orientaciones: Norte, Sur, Este y Oeste.

Finalmente, el albedo de la nieve es obtenido mediante la ecuación desarrollada por Stowhas (1975):

$$a = \frac{0{,}785 - 0{,}872\,\rho_n - \rho_{ar}(0{,}522 - 0{,}58\,\rho_n) - x_w(0{,}713 - 1{,}313\rho_n) - 0{,}58\,x_w\,\rho_n^2}{0{,}9 - \rho_n} \tag{16}$$

donde:

ρ_{nr} : Densidad relativa de la nieve recién caída con respecto a la densidad del agua.

ρ_{ar} : Densidad relativa media de la capa activa con respecto a la densidad del agua.

x_w : Fracción volumétrica de agua líquida contenida en la capa activa.

Radiación de Onda Larga

Para la radiación de onda larga se considera, la radiación de onda larga incidente (radiación emitida por el aire sobre el manto y que incide en este) y la radiación de onda larga emitida (radiación emitida por el manto de nieve). Para el cálculo de la radiación, se utiliza la Ley de Stefan-Boltzmann considerando la emisividad y temperatura correspondiente:

$$R_{SB} = \varepsilon_{SB}\sigma T^4 \tag{17}$$

donde:

R_{SB} : Radiación de onda larga del cuerpo radiante $[Ly/min]$.

ε_{SB} : Emisividad del cuerpo radiante.

σ : Constante de Stefan-Boltzmann, igual a $8{,}126 \cdot 10^{-11} \left[\frac{Ly}{min \cdot K^4}\right]$

T : Temperatura del cuerpo radiante, $[K]$.

Para el cálculo de la radiación de onda larga emitida, se utiliza la ecuación (17) considerando la emisividad de la nieve y la temperatura de la interfase aire-nieve:

$$R_{OLE} = \varepsilon_{nieve}\, \sigma\, T_0^4 \tag{18}$$

donde:

R_{OLE} : Radiación de onda larga emitida, $[Ly/min]$.

ε_{nieve} : Emisividad de la nieve, considerada constante e igual a 0,95 (Migueles, 1994).

Por otra parte, para el cálculo de la radiación de onda larga incidente, la ecuación (17) es utilizada con la temperatura del aire y la emisividad del aire:

$$R_{OLI} = \varepsilon_{aire}\, \sigma\, T_{aire}^4 \tag{19}$$

La emisividad del aire se obtiene a través de la siguiente expresión de que requiere de la presión de vapor del aire (Brunt, 1935):

$$\varepsilon_{aire} = 0{,}605 + 0{,}048\sqrt{e} \tag{20}$$

Finalmente, la radiación de onda larga neta que participa del balance de energía corresponde a:

$$R_{OL} = (R_{OLI} - R_{OLE})(1 - K\ N) \tag{21}$$

donde N es la nubosidad en tanto por uno y K corresponde a un factor que depende del tipo de nube (Ec. (7)), el término $(1 - KN)$ corresponde a una corrección que considera la nubosidad presente. El factor K varía entre 0 y 1; le corresponde el valor 0 cuando no hay nubes o estas son completamente transparentes, mientras que la nubosidad N es considerada como dato meteorológico de entrada al modelo, esta puede ser estimada mediante información de fracción de horas de Sol, la que corresponde a la razón entre las horas que brilla el Sol sin ser tapado por las nubes y las horas de luz desde la salida hasta la puesta del Sol. La ecuación utilizada para estimar la nubosidad es:

$$N = 1 - H_{Sol} \tag{22}$$

Temperatura máxima y mínima diaria

El modelo requiere de información de temperatura del aire en cada paso de tiempo, según se detalla anteriormente. Idealmente se esperaría utilizar registro de temperatura del aire a escalas de tiempo iguales a las de simulación, para este caso se necesitarían mediciones de temperatura a nivel horario, sin embargo, hacerse de esta información es bastante complejo. Originalmente el modelo distribuía la temperatura a escala horaria a través de un histograma definido por las temperaturas máxima y mínima del día, idealmente este histograma se debiese elaborar a partir de mediciones de temperatura en la zona de estudio. Debido a la dificultad obtener registro de temperatura horaria, se considera modificar el histograma predefinido por la siguiente función adimensional, expuesta por Campbell & Norman (2000):

$$\Gamma(t) = 0{,}44 - 0{,}46\sin(\omega t + 0{,}9) + 0{,}11\sin(2\omega t + 0{,}9) \tag{23}$$

donde $\omega = \pi/12$, y t es el tiempo solar en horas. Usando la función de la ecuación anterior, se tiene que la temperatura a cualquier hora del día viene dada por la expresión (Campbell & Norman, 2000):

$$T(t) = T_{máx,i-1} \cdot \Gamma(t) + T_{mín,i}[1 - \Gamma(t)] \qquad 0 < t \leq 5$$

$$T(t) = T_{máx,i} \cdot \Gamma(t) + T_{mín,i}[1 - \Gamma(t)] \qquad 5 < t \leq 14 \qquad (24)$$

$$T(t) = T_{máx,i} \cdot \Gamma(t) + T_{mín,i+1}[1 - \Gamma(t)] \qquad 14 < t \leq 24$$

donde, $T_{máx}$ corresponde a la temperatura máxima diaria y $T_{mín}$ a la temperatura mínima diaria. El subíndice i representa el día presente, $i - 1$ el día anterior, e $i + 1$ al día siguiente. La función adimensional de temperatura diurna se obtuvo a partir del ajuste de dos términos de una serie de Fourier a un extenso registro de temperaturas a escala horaria. Además, se asume que la temperatura mínima del día ocurre justo antes del amanecer, y la temperatura máxima alrededor de dos horas después del mediodía solar. Se debe notar que este método considera la variación horaria de la temperatura en los distintos días del año de forma implícita a través del tiempo solar.

Cálculo del flujo de calor sensible y flujo de calor latente

Para el cálculo del flujo de calor sensible y flujo de calor latente, el modelo utiliza las ecuaciones de traspaso molecular cuando se tiene una atmósfera que tiende a ser laminar.

$$\tau_t = \mu \frac{du}{dz} \qquad (25)$$

$$Q_H = \rho_{aire}\, c_p \kappa_t \frac{dT_{aire}}{dz} \qquad (26)$$

$$Q_L = \rho_{aire}\, L\, k \frac{dq_{aire}}{dz} \qquad (27)$$

donde:

τ_t : Esfuerzo tangencial, $\left[\frac{g}{cm \cdot s^2}\right]$.

Q_H : Flujo de calor sensible, $[Ly/s]$.

Q_L : Flujo de calor latente, $[Ly/s]$.

μ : Viscosidad dinámica $\left[\frac{g}{cm \cdot s}\right]$.

u : Velocidad del viento sobre el manto de nieve, $[cm/s]$.

z : Altura sobre el manto de nieve, $[cm]$.

ρ_{aire} : Densidad del aire sobre el manto, $[g/cm^3]$.

c_p : Calor específico del aire a presión constante, igual a $0{,}24$ $[cal/g°C]$.

κ_t : Difusividad calórica del aire, considerada igual a $0{,}21$ $[cm^2/s]$.

T_{aire} : Temperatura del aire, $[°C]$.

L : Calor latente de vaporización (597 $[cal/g]$) o sublimación (677 $[cal/g]$), según sea el caso.

k : Difusividad del vapor de agua en el aire, considerado igual a $0{,}25$ $[cm^2/s]$.

q_{aire} : Humedad específica del aire, adimensional.

Las ecuaciones (26) y (27) son utilizadas por el modelo en su forma de diferencias finitas:

$$Q_H = \rho_{aire}\, c_p\, \kappa_t \frac{T_{ref} - T_0}{z_{ref} - z_{sup}} \tag{28}$$

$$Q_L = \rho_{aire}\, L\, k \frac{q_{ref} - q_0}{z_{ref} - z_{sup}} \tag{29}$$

donde:

T_{ref} : Temperatura del aire a una altura de referencia z_{ref} sobre el manto de nieve, $[°C]$.

T_0 : Temperatura en la interfase aire-nieve, $[°C]$.

z_{ref} : Altura de referencia sobre el manto de nieve, en este caso se tomó igual a 150 $[cm]$.

z_{sup} : Rugosidad superficial de la nieve, $[cm]$.

q_{ref} : Humedad específica del aire en la altura z_{ref}, adimensional.

q_0 : Humedad específica en la interfase aire-nieve, adimensional.

La rugosidad superficial de la nieve se mantiene constante durante la modelación e igual a 0,5 $[cm]$, esto es debido a que fue el valor encontrado para esta magnitud en la calibración original del modelo en Farellones. La densidad del aire se calcula utilizando la ley de los gases ideales, y la humedad específica del aire (q) se calcula mediante la expresión (Stowhas, 2016):

$$q = \frac{0{,}622 \cdot e_a}{p_T - 0{,}378 \cdot e_a} \tag{30}$$

donde:

e_a : Presión de vapor real del aire, $[HPa]$.

p_T : Presión total del aire, $[HPa]$.

La estimación de la presión de vapor real del aire (e_a), se realiza mediante información de humedad relativa, puesto que esta última se define como el cuociente entre la presión de vapor existente en el aire y la presión de vapor saturado correspondiente a su temperatura (e_s). La humedad relativa del aire en cada paso de tiempo simulado es estimada por el modelo por medio de la información de humedad relativa máxima y mínima diaria, este determina la forma en que la humedad relativa evoluciona a lo largo del día, a través de la expresión:

$$H_R = H_{R\,mín} + proh(H_{R\,máx} - H_{R\,mín}) \tag{31}$$

donde:

H_R : Humedad relativa del aire, [%].

$H_{R\,mín}$: Humedad relativa mínima diaria, [%].

$H_{R\,máx}$: Humedad relativa máxima diaria, [%].

$proh$: Factor que depende de la hora del día, adimensional

En seguida, la distribución de $proh$ a lo largo del día es como se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1. Distribución del factor $proh$ a lo largo del día. Fuente: Elaboración propia.

Intervalo de tiempo	***Factor $proh$***
$0 \leq t < H_{AM+1} + 1$	0,19
$H_{AM} + 1 \leq t < 11$	0,07
$11 \leq t < 16$	0,28
$16 \leq t < 24$	0,75

donde H_{AM} corresponden a la hora de amanecer del día en curso. Adicionalmente, el modelo no distribuye la humedad relativa de forma espacial, por lo tanto, solo requiere información de esta variable en una estación, idealmente dentro o cerca de la cuenca en estudio.

Dado que no siempre es posible contar con registros de humedad relativa diaria en las estaciones meteorológicas del país, se incorpora al modelo la posibilidad de determinar la presión de vapor real del aire a través de la siguiente expresión:

$$e_a = e_s(T_{Rocio}) \tag{32}$$

donde:

e_s : Presión de vapor saturado, $[HPa]$.

T_{Rocio} : temperatura de punto de rocío, $[°C]$.

Además, se realiza la suposición que la temperatura de punto de rocío es similar a la temperatura mínima diaria ($T_{mín}$), pues se asume que, a la salida del sol, cuando la temperatura del aire está alrededor de $T_{mín}$, el aire está casi saturado con vapor de agua y que la humedad relativa es de alrededor de 100% (FAO, 2006). Por lo tanto, la presión de vapor del aire se calcula como la presión de vapor saturado a temperatura mínima diaria, mediante al expresión de Clausius - Clapeyron.

Es importante mencionar que T_{Rocio} se acerca a $T_{mín}$, en ambientes de vegetación saludable (suelo bien regado), baja velocidad del viento y elevada humedad del suelo en la mañana (FAO, 2006). En regiones áridas, el aire no está saturado cuando la temperatura está en el mínimo. Por ello, $T_{mín}$ puede ser mayor que T_{Rocio}. Cabe destacar que para el caso en el cual se aplique esta suposición ($e_a = e_s(T_{mín})$), el modelo considera que la presión de vapor real del aire en un día es constante y equivalente a la presión de vapor saturado a temperatura mínima diaria, es decir, solo se tendrá humedad relativa (e_a/e_s) del 100% en el instante donde se presente la temperatura mínima diaria (cerca del amanecer), el resto del día la humedad relativa será inferior al 100%.

Para la estimación de la presión total del aire, requerida por la ecuación (30), cabe mencionar que el modelo originalmente consideraba la presión atmosférica en la cuenca, como un valor constante tanto en el tiempo como en el espacio. En esta memoria, con el fin de evaluar la importancia de la variabilidad de la presión atmosférica en los procesos de simulación del modelo,

se considera la determinación de la presión atmosférica en la altura, través de la expresión (Stowhas, 2016):

$$p = p_r \left(\frac{T}{T_r}\right)^{\frac{g}{R \cdot GRT}} \tag{33}$$

donde:

p : Presión atmosférica, $[HPa]$

p_r : Presión atmosférica en un punto de referencia, $[HPa]$

T : Temperatura del aire, $[°C]$

T_r : Temperatura del aire en un punto de referencia, $[°C]$

g : Aceleración de gravedad = 9,807 $[m/s^2]$

R : Constante especifica de los gases = 286,9 $[J\ kg^{-1}\ K^{-1}]$

GRT : Gradiente térmico constante de temperatura, $[°C/km]$

Esta expresión se origina asumiendo que la temperatura de la atmosfera varía en forma lineal en la vertical a través de un gradiente constante (GRT), situación que corresponde aproximadamente en la zona de la «tropósfera normal», entre 0 y 10.760 metros de altitud (Stowhas, 2016). Mediante la expresión anterior es posible estimar la presión del aire en la cuenca tanto en el tiempo como en el espacio, según la distribución que presente la temperatura del aire.

Posteriormente, para evaluar la estabilidad atmosférica se utiliza el número de Richardson, cuya expresión en forma de diferencia finitas es:

$$R_i = \frac{g}{T_{ref}} \frac{\left(T_{ref} - T_0\right)}{\left(u_{ref} - u_0\right)^2} \left(z_{ref} - z_{sup}\right) \tag{34}$$

donde:

u_{ref} : Velocidad del viento en z_{ref}, $[cm/s]$.

u_0 : Velocidad del viento en la interfase aire-nieve, supuestamente nula.

Se considera que si R_i>1, la atmósfera tiene un comportamiento laminar y aplican las ecuaciones de traspaso molecular. En el caso de tener una atmósfera no laminar (es decir, $Ri \leq 1$), son utilizadas las ecuaciones de intercambio turbulento:

$$\tau_t = \rho_{aire}\, K_M \frac{du}{dz} \tag{35}$$

$$Q_H = \rho_{aire}\, c_p\, K_H \frac{dT}{dz} \tag{36}$$

$$Q_L = \rho_{aire}\, L\, K_W \frac{dq}{dz} \tag{37}$$

donde:

K_M : Viscosidad turbulenta.

K_H : Difusividad turbulenta de calor sensible.

K_W : Difusividad turbulenta de vapor de agua.

Luego, para el perfil de velocidad del viento, se considera el perfil logarítmico de la ecuación (38), que es válido solamente para condiciones de atmósfera neutra.

$$u = \frac{\sqrt{\tau_t/\rho_{aire}}}{\kappa} \ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}}\right) \tag{38}$$

Donde κ corresponde a la constante de Von Kármán, igual a 0,4. En este caso, z_{sup} no puede ser despreciada, por lo que se adopta el valor de 0,5 $[cm]$, obtenido en el modelo original (calibración en Farellones, Chile).

Luego, para reproducir las condiciones turbulentas y laminares de la atmósfera, se introduce en la ecuación (38) un factor de corrección ϕ_m propuesto por Morgan et al (1971), que está en función del número de Richardson:

$$u = \frac{\sqrt{\tau_t/\rho_{aire}}}{\kappa} \ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}}\right) \phi_M(R_i) \tag{39}$$

Cabe indicar que el modelo al inicio de la modelación pondera la velocidad del viento por un factor denominado FVI, que corresponde a un parámetro del modelo que debe ser calibrado. Al combinar las ecuaciones (35), (36) y (37), y al considerar el perfil de velocidad del viento que se

muestra en la ecuación (39), se obtienen las siguientes expresiones de flujo de calor sensible y latente, expresadas en su forma de diferencias finitas:

$$Q_H = \rho_{aire}\, c_P\, \kappa^2 \frac{u_{ref} - u_0}{\left[\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}}\right)\right]^2} \left(T_{ref} - T_0\right) \frac{K_H}{K_M} \frac{1}{\phi_M(R_i)^2} \tag{40}$$

$$Q_L = \rho_{aire}\, L\, \kappa^2 \frac{u_{ref} - u_0}{\left[\ln\left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}}\right)\right]^2} \left(q_{ref} - q_0\right) \frac{K_W}{K_M} \frac{1}{\phi_M(R_i)^2} \tag{41}$$

Para la función ϕ_m se utilizan las expresiones propuestas por Morgan et al. (1971):

$$\phi_M(R_i) = (1 + 16\, R_i)^{\frac{1}{3}} \quad ;\ R_i \geq 0 \tag{42}$$

$$\phi_M(R_i) = (1 - 16\, R_i)^{-\frac{1}{3}} \quad ;\ R_i < 0 \tag{43}$$

Adicionalmente, Morgan et al (1971) considera que las relaciones K_H/K_M y K_W/K_M son similares, y propone las siguientes expresiones para su cálculo:

$$\frac{K_H}{K_M} \approx \frac{K_W}{K_M} = 1{,}13(1 + 95R_i)^{-0{,}11} \quad ; R_i \geq 0 \tag{44}$$

$$\frac{K_H}{K_M} \approx \frac{K_W}{K_M} = 1{,}13(1 - 60R_i)^{0{,}074} \quad ; R_i < 0 \tag{45}$$

Cálculo conducción de calor al interior del manto

El cálculo de este componente del balance energético es realizado a través de la siguiente ecuación, expresada en su forma de diferencias finitas:

$$S = \frac{\alpha_n (T_0 - T_n)}{h} \tag{46}$$

donde:

S : Conducción de calor al interior de la capa activa, $[Ly/s]$.

α_n : Conductividad térmica de la nieve, $[cal/cm\ s\ °C]$.

T_n : Temperatura del manto de nieve,$[°C]$.

h : Profundidad de la capa activa, $[cm]$.

Para el cálculo de la conductividad térmica de la nieve, el modelo utiliza una parábola ajustada a observaciones publicadas por estudios hechos por diversos investigadores:

$$\alpha_n = 0{,}0069\, \rho_a^{2{,}04} + 8 \cdot 10^{-5} \tag{47}$$

donde ρ_a corresponde a la densidad de la capa activa en gr/cm^3.

Este componente del balance energético se mueve entre la interfase aire-nieve y el manto de nieve y puede viajar en ambos sentidos, desde la interfase al manto o desde el manto a la interfase.

En el caso de que la conducción de calor al interior del manto resulte desde la interfase al manto (S con valor negativo), el modelo considerara que el manto podría experimentar un aumento de su temperatura (en el caso de no haber agua en estado líquido presente en el manto) o derretimiento (en el caso de haber agua líquida presente en el manto). El caso anterior ocurría cuando la temperatura del aire sea superior a la temperatura de la interfase. Por otra parte, si la conducción de calor al interior del manto resulta desde el manto a la interfase, el modelo considera que el manto experimentará una disminución de su temperatura (en el caso de no haber agua líquida en el manto) o un congelamiento del agua presente en el manto.

Cálculo del derretimiento

El derretimiento de nieve se obtiene considerando la cantidad de energía que recibe el manto. De esta manera, el modelo considera cinco tipos de energía que podrían generar derretimiento:

- La conducción de calor al interior del manto obtenida en el balance energético de la interfase
- El calor aportado por la precipitación (sea lluvia o nieve)
- El calor aportado por el suelo
- La radiación de onda corta que no es absorbida por la interfase aire-nieve y que penetra directamente en el manto
- El exceso de energía (H_{ex}) obtenido de aplicar la ecuación (2) en los casos en que es necesario limitar el calor de T_0

La mayoría de estas, son energías que no participan del balance energético hecho en la interfase aire-nieve, pero el modelo considera que todas ellas efectivamente ingresan al interior del manto y generan el derretimiento de la nieve.

Los cinco tipos de energía que pueden causar derretimiento se describen a continuación, exceptuando la conducción de calor al interior del manto y el exceso de energía H_{ex}, ya que estas fueron descritas anteriormente.

Calor aportado por la precipitación

El modelo considera que la precipitación se distribuye de manera uniforme sobre el manto. De esta forma, el modelo calcula la temperatura de la precipitación y decide si esta corresponde a lluvia o nieve. Además, es importante mencionar que el tratamiento térmico que el modelo le da a la lluvia es distinto del que le otorga a la nieve.

Decisión entre lluvia y nieve

La temperatura de la precipitación tiende a ser equivalente a la temperatura de bulbo húmedo de las capas de aire que atraviesa. Debido a que la humedad relativa del aire al momento de ocurrir la precipitación es muy alta, la temperatura del bulbo húmedo es ligeramente menor a la temperatura ambiente. De esta manera, el modelo calcula la temperatura de la precipitación a través de la siguiente expresión.

$$T_p = T_{aire} - 0{,}9 \tag{48}$$

donde:

T_p : Temperatura de la precipitación, $[°C]$

T_{aire} : Temperatura del aire, $[°C]$

El valor de 0,9 es extraído de un análisis realizado por Seguel y Stowhas (1985)

Finalmente, se decide entre nieve y lluvia al comparar la temperatura de precipitación con 0 [°C]:

$$\begin{aligned} T_p > 0[°C] &\Rightarrow Lluvia \\ T_p \leq 0[°C] &\Rightarrow Nieve \end{aligned} \tag{49}$$

Calor aportado por lluvia

En este caso, el modelo considera dos alternativas:

Si el manto no contiene agua en estado líquido, el modelo considera que la lluvia que cae en este se congela inmediatamente, y que su temperatura se iguala a la temperatura del manto. De esta manera, el calor aportado por la lluvia sería:

$$H_p = T_p\, c_{agua}\, \rho_{agua}\, P + L_f\, \rho_{agua}\, P - T_n\, c_{nieve}\, \rho_{agua}\, P \tag{50}$$

donde:

H_p : Calor entregado por la precipitación, $[Ly]$.

c_{agua} : Calor específico del agua, igual a 1 $[cal/g°C]$.

ρ_{agua} : Densidad del agua, igual a 1 $[g/cm^3]$.

L_f : Calor latente de fusión, tomado como 80 $[cal/g]$.

c_{nieve} : Calor específico de la nieve, tomado igual a 0,5 $[cal/g°C]$.

P : Precipitación, $[cm]$.

Si el manto contiene agua en estado líquido (sea en la capa activa o en la pasiva), el modelo considera que la temperatura del manto corresponde a 0 [°C] y que, por lo tanto, al caer la lluvia, esta no se congela, pero sí llega a igualar su temperatura a la del manto. De esta manera, el calor entregado por la lluvia hacia el manto al disminuir su temperatura es:

$$H_p = T_p\, c_{agua}\, \rho_{agua}\, P \tag{51}$$

Luego, dado que la lluvia no se congela, esta debe ser sumada a la cantidad de agua en el manto. El modela realiza esto sumando la lluvia a la cantidad de agua en la capa activa:

$$CA_{Af} = CA_{Ai} + P \tag{52}$$

donde:

$CA_{A\,f}$: Cantidad final de agua en la capa activa, $[cm]$.

$CA_{A\,i}$: Cantidad inicial de agua en la capa activa, $[cm]$.

Calor aportado por la nieve

En este caso, el calor puede ser recibido o entregado por el manto; todo dependerá de la temperatura del manto y de la temperatura de la precipitación. De esta manera, el calor recibido por el manto queda definido por:

$$H_p = \left(T_p - T_n\right) c_{nieve}\, \rho_{agua}\, P \tag{53}$$

Calor aportado por el suelo

La razón por la cual esta energía no es considerada en el balance energético de la interfase, es porque la temperatura del suelo no está afecta a variación de las condiciones térmicas en la superficie. Por lo tanto, esta se calcula usando el gradiente de temperaturas entre la nieve y el suelo a una profundidad de h_s:

$$G_s = \frac{\alpha_s (T_s - T_n)}{h_s} \tag{54}$$

donde:

G_s : Calor aportado por el suelo, $[Ly/s]$.

α_s : Conductividad térmica del suelo, $[cal/cm\ s\ °C]$.

T_s : Temperatura del suelo, $[°C]$.

h_s : Espesor del estrato de suelo que aporta calor, $[cm]$.

De acuerdo a la calibración del modelo original realizada en Farellones, para la conductividad térmica del suelo se considera el valor 0,002 $[cal/cm\ s\ °C]$, para la temperatura del suelo se considera el valor de 4 $[°C]$, y para el espesor del estrato de suelo que aporta calor se considera el valor de 60 $[cm]$. Estos son valores internos del programa y están fijos, no es posible modificarlos a través de los archivos de entrada. Adicionalmente el modelo no considera el escenario donde el suelo se congele, pues en zonas con nieves estacionales es muy difícil que esto ocurra (Flores, 2017). Cabe indicar que la temperatura del suelo preestablecida para el modelo siempre será mayor a la temperatura del manto ($Tn \leq 0°C$), por lo cual siempre el flujo de calor ingresará la manto, generando derretimiento de este.

Radiación de onda corta que penetra hacia el manto

El modelo considera que del total de radiación de onda corta incidente que no es reflejada por la nieve, es decir $R_{in}(1-a)$, existe una fracción, F_{as}, que es absorbida por la interfase aire-nieve. Sin embargo, el resto de esta fracción penetra inmediatamente al interior del manto; al escribirlo matemáticamente, esto se traduce en lo expuesto en la ecuación (5). Esta porción de radiación de onda corta ($R'oc$) es considerada como energía disponible para generar derretimiento.

Cantidad de nieve derretida

La cantidad de nieve derretida es calculada de forma diferente dependiendo de los siguientes casos:

- Manto de nieve con presencia de agua líquida
- Manto de nieve sin presencia de agua líquida

A continuación, se describe el procedimiento de cálculo para cada caso.

Derretimiento del manto con presencia de agua ($T_n = 0°C$)

En esta situación, el modelo entiende que los aportes de energía antes mencionados generan derretimiento de manera inmediata. En este caso se genera un derretimiento en la capa activa que viene dado por la siguiente expresión:

$$\eta = \frac{(S + R'_{OC} + H_{ex})\Delta t + H_p}{L_f\ \rho_{agua}} \tag{55}$$

donde:

η : Derretimiento generado en la capa activa, $[cm]$.

Δt : Tiempo de duración del intervalo en consideración, $[min]$.

De esta forma, la cantidad de agua en la capa activa se actualiza considerando el derretimiento:

$$CA_{A\,f} = CA_{A\,i} + \eta \tag{56}$$

Se debe considerar que estos flujos de calor de la ec. (55) generan derretimiento siempre y cuando el flujo neto de energía dé como resultado que el manto recibe energía; en el caso de que el flujo neto de energía de como resultado que el manto (capa activa) entrega energía, esto se traduce en un congelamiento del agua presenten en el manto (capa activa) y una disminución de esta. De todas formas, las ecuaciones (55) y (56) siguen siendo aplicables en el caso de haber congelamiento, solo que los signos asociados a ellas sufrirán cambios.

El modelo considera que el derretimiento a causa del calor aportado por el suelo es un derretimiento que se generará en la base del manto, en la superficie de contacto del manto con el suelo; es por esa razón que ese derretimiento no es adicionado a la cantidad de agua en la capa activa y es tratado de manera independiente, como un derretimiento de fondo. La forma en que el modelo calcula el derretimiento de fondo es:

$$\eta_{fondo} = \frac{G_s}{L_f\ \rho_{agua}} \tag{57}$$

donde:

η_{fondo}: Derretimiento de fondo, $[cm/min]$.

Derretimiento del manto sin presencia de agua ($T_n < 0°C$)

En este caso, el modelo no considera que los flujos de energía generen derretimiento de forma inmediata. En primer lugar, el modelo actualiza la temperatura del manto de nieve considerando los flujos de energía antes descritos, según la expresión:

$$T_{n\,f} = T_{n\,i} + \frac{S + R'_{OC} + H_{ex} + H_p + G_s}{c_{nieve} EQ_a} \tag{58}$$

donde:

$T_{n\,i}$: Temperatura inicial del manto de nieve, $[°C]$.

$T_{n\,f}$: Temperatura final del manto de nieve, $[°C]$.

EQ_a : Equivalente en agua del manto de nieve, $\left[\frac{g}{cm^2}\right]$.

El modelo calcula internamente el equivalente de agua en el manto de nieve de acuerdo a la siguiente expresión:

$$EQ_a = \frac{\rho_a}{\rho_{agua}} \cdot h_a + \frac{\rho_p}{\rho_{agua}} \cdot h_p + CA_A + CA_P \tag{59}$$

donde:

ρ_a : Densidad de la capa activa, $[g/cm^3]$.

ρ_{agua} : Densidad del agua, $[g/cm^3]$.

ρ_p : Temperatura inicial del manto de nieve, $[g/cm^3]$.

h_a : Espesor de la capa activa, $[cm]$.

h_p : Espesor de la capa pasiva, $[cm]$.

CA_A : Cantidad de agua líquida contenida en la capa activa, $[cm]$.

CA_P : Cantidad de agua líquida contenida en la capa pasiva, $[cm]$.

En seguida, si la temperatura final del manto de nieve resulta menor que 0 $[°C]$, entonces no hay derretimiento del manto y la nueva temperatura del manto corresponde a la temperatura calculada (T_{nf}). En el caso que la temperatura final del manto resulte mayor que 0 $[°C]$ se toma como energía disponible para el derretimiento y se actualiza la cantidad de agua en la capa activa:

$$CA_{A\,f} = \frac{T_{n\,f}\; c_{nieve}\; EQ_a}{L_f\; \rho_{agua}} \tag{60}$$

Finalmente, $T_{n\,f}$ se fija en 0 $[°C]$.

Funcionamiento del modelo con espesores pequeños de manto

Flores (2017) identificó inconsistencias físicas en los resultados del modelo, cuando se simulan espesores de manto muy pequeños (del orden de 5 cm o menos). Estas inconsistencias se traducían en temperaturas del manto de nieve del orden de miles de grados Celsius o temperaturas por debajo del cero absoluto, atribuibles al hecho de entregarle o quitarle demasiado calor a una cantidad de masa de nieve demasiada pequeña. Con el objetivo de aplacar este problema se plantean los siguientes cambios al balance en la interfase para espesores de manto menor a 5 cm (Flores, 2017): i) Conducción de calor al interior del manto nula (S=0) en el balance energético de la

interfase aire-nieve, evitando que el manto entregue o reciba energía durante el balance; ii) La temperatura del manto de nieve (T_n), se considera igual a la temperatura resultante del balance de energía en la interfase aire-nieve (T_0). Cabe indicar, que estos son supuestos considerados por Flores (2017) en función de la falta de datos de terreno que pudiesen respaldar la consideración.

Balance de masas

En el manto de nieve se producen flujos de masa internos y externos. Los flujos de masa internos corresponden a los que ocurren entre las capas activas y pasiva, y los externos a los flujos que existen entre el manto y su entorno. En la Figura 3.4 es posible ver estos flujos esquematizados.

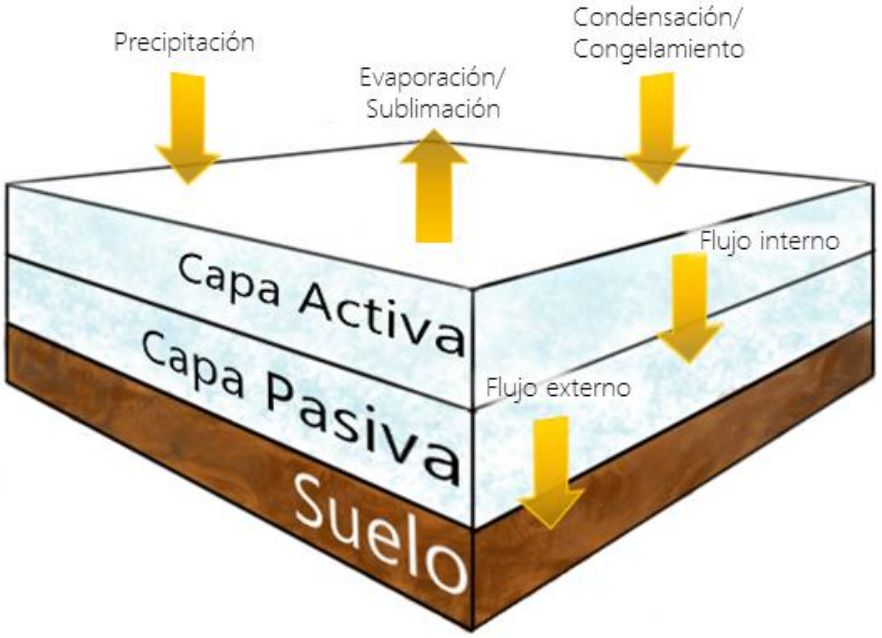


Figura 3.4. Flujos internos y externos de masa en el manto de nieve. Fuente: Elaboración Propia.

Como se vio anteriormente, la precipitación puede presentarse en forma de lluvia y de nieve. De esta manera, el tratamiento que se le debe dar a cada una es distinto desde el punto de vista del balance de masas.

Precipitación

La forma en que el modelo discrimina si la precipitación es lluvia o nieve, ya fue descrita con anterioridad. Una vez decidido el tipo de precipitación, el modelo considera esta masa adicional en el manto.

Precipitación en forma de nieve

En primer lugar, el modelo estima la densidad de la nieve proveniente de la precipitación, para hacerlo, utiliza la expresión propuesta por Rikhter (1956):

$$\rho_{nn} = 0{,}0375 + 0{,}0006\, u \quad ; T_{aire} < -4[°C]$$
$$\rho_{nn} = 0{,}0855 + 0{,}0006\, u + 0{,}012\, T_{aire} \quad ; T_{aire} \geq -4[°C] \tag{61}$$

donde:

ρ_{nn} : Densidad de la nieve recién caída, $[gr/cm^3]$.

u : Velocidad del viento, $[cm/s]$.

T_{aire} : Temperatura del aire, $[°C]$.

Luego, el incremento del espesor del manto producto de la nieve precipitada es estimado a través de la expresión:

$$\Delta H = \frac{P\, \rho_{agua}}{\rho_{nn}} \tag{62}$$

donde P corresponde a la precipitación en el intervalo en consideración.

Precipitación en forma de lluvia

Como se mencionó anteriormente, el modelo considera que la lluvia caída en un manto seco se congela inmediatamente en la capa activa. Esto se traduce en un aumento de la densidad de la capa activa dado que se incrementa la cantidad de agua congelada por unidad de superficie. La forma en que el modelo considera lo anterior es a través de la siguiente expresión:

$$\rho_{a\,f} = \rho_{a\,i} + \frac{P}{h_a}\rho_{agua} \tag{63}$$

Los subíndices f e i indican el estado final e inicial de la densidad de la capa activa. La expresión anterior es válida después de hacer el supuesto de que la lluvia se distribuye de manera uniforme a lo largo de la capa activa. Además, esta expresión lleva implícita la suposición de que la lluvia no afecta el espesor del manto, lo cual realmente no ocurre.

Transferencia de Masa entre Aire y Nieve

Este tipo de transferencia corresponde al traspaso de masa entre aire y el manto, asociado al cambio de estado del agua. Se consideran cuatro formas de transferencia: evaporación, condensación, sublimación y congelamiento (escarcha). La forma en que se realizaría el traspaso depende de la presencia de agua líquida en el manto, en el caso de haber agua líquida en el manto, el traspaso de masa correspondería a evaporación o condensación; en el caso de tratarse de un manto seco, la transferencia de masa correspondería a sublimación o congelamiento. La manera en que el modelo cuantifica la cantidad de masa traspasada es:

$$E = \frac{Q_L}{L} \tag{64}$$

donde:

E : Transferencia de masa por unidad de tiempo y superficie, $[g/cm^2\ min]$.

Q_L : Flujo de calor latente, $[Ly/min]$.

L : Calor latente de sublimación (en caso de tratarse de un manto seco) o de vaporización (en caso de que el manto tuviese agua líquida), $[cal/g]$.

El sentido en que ocurre la transferencia de masa viene dado por el sentido del flujo de calor latente obtenido del balance energético de la interfase aire-nieve.

En el caso de que la transferencia de masa corresponda a evaporación o condensación la cantidad de agua asociada a este proceso afecta a la cantidad de agua en la capa activa. Luego, de esta manera, es actualizada la cantidad de agua en la capa activa.

$$CA_{A\,f} = CA_{A\,i} + \frac{E}{\rho_{agua}} \tag{65}$$

Por otra parte, en el caso de que la transferencia de masa corresponda a sublimación o congelamiento, la variación se produce en el espesor del manto, mas no en la cantidad de agua en este. Así, el espesor de la capa activa varía:

$$h_{a\,f} = h_{a\,i} + \frac{E}{\rho} \tag{66}$$

Donde E corresponde al total de masa transferida en el periodo considerado, y ρ corresponde a la densidad de la capa activa o a la densidad de la escarcha, para los casos de sublimación y congelamiento respectivamente. La densidad de la escarcha es considerada igual a 0,6 $[g/cm^3]$.

Capacidad de retención de agua líquida

Al momento que la capa activa se satura, aquella cantidad de agua que la capa no puede retener es traspasada a la capa pasiva, generándose el flujo interno ilustrado en la Figura 3.4. Una vez que la capa pasiva también se satura, el excedente rebosa y se genera el flujo externo (hacia el suelo) de la Figura 3.4. Para poder realizar este procedimiento, el modelo debe estimar la capacidad de retención de agua de cada capa, para ello utiliza una relación similar a la propuesta por Eagleson (1970).

$$MCA = \left(f\left(\rho_{capa}\right) + \frac{M}{V_s}\right) h \tag{67}$$

donde:

MCA : Máxima cantidad de agua que es capaz de retener la capa considerada sea activa (MCA_A) o pasiva (MCA_P), $[cm]$.

$f\left(\rho_{capa}\right)$: Función de la densidad de la capa considerada, sea activa ($\rho_{nieve} = \rho_a$) o pasiva ($\rho_{nieve} = \rho_p$).

M : Tasa de derretimiento, correspondiente a η para el caso de la capa activa (ver ec (55)), mientras que para la capa pasiva. corresponde al excedente de agua en la capa activa por sobre su capacidad de retención y a la cantidad de agua que posea la capa pasiva previamente ($M = CA_A - MCA_A + CA_P$), $[cm/h]$.

V_s : Velocidad de filtración en la porosidad de la nieve, $[cm/h]$.

h : Espesor de la capa considerada, sea activa (h_a) o pasiva (h_p), $[cm]$.

La función $f(\rho_{nieve})$ adoptada por Stowhas (1975) es la siguiente:

$$\begin{aligned} f\left(\rho_{capa}\right) &= \left(0{,}3 - 0{,}75\,\rho_{capa}\right)\rho_{capa} \quad ; \rho_{capa} < 0{,}38 \\ f\left(\rho_{capa}\right) &= 0{,}0288\left(0{,}9 - \rho_{capa}\right)\rho_{capa} \quad ; \rho_{capa} \geq 0{,}38 \end{aligned} \tag{68}$$

Por último, la velocidad de filtración se estima a través de la expresión (Stowhas, 1975)

$$V_s = 4000\ \rho_{nieve}^3 \tag{69}$$

Flujo externo

Como se mencionó anteriormente, al saturarse la capa pasiva, existe un excedente que escurre fuera del manto de nieve; tal excedente es parte del flujo externo. Además del excedente de la capa pasiva, el derretimiento de fondo (η_{fondo}) de la ec (56) también compone el flujo externo. Finalmente, el flujo externo se calcula como:

$$q = D_{neto} + \eta_{fondo} \tag{70}$$

donde:

q : Flujo externo, $[cm]$.

D_{neto} : Excedente de agua en la capa pasiva, equivalente a $((CA_A - MCA_A) + CA_P) - MCA_P$, $[cm]$, solo si $CA_A > MCA_A$ y $\left((CA_A - MCA_A) + CA_P\right) > MCA_P$.

Este flujo externo corresponde a la cantidad de agua que escurre desde el manto, en una banda y orientación dadas, producto del derretimiento.

Proceso de maduración o metamorfosis de la nieve

El modelo considera dos procesos para la maduración de la nieve: i) Derretimiento y ciclos de congelamiento; ii) Compactación mecánica del manto. Los procesos recién indicados, son detallados en los capítulos a continuación.

Maduración debido al derretimiento y congelamiento

En primer lugar, en el caso de haber derretimiento, el modelo considera que la profundidad del manto disminuye de acuerdo a la magnitud de este; en el caso de la capa activa:

$$h_{a\,f} = h_{a\,i} - \frac{\eta\ \rho_{agua}}{\rho_a} \tag{71}$$

Los subíndices f e i indican los estados finales e iniciales de la profundidad de la capa activa respectivamente.

De manera análoga, se aplica la misma idea para la capa pasiva:

$$h_{p\,f} = h_{p\,i} - \frac{\eta_{fondo}\,\rho_{agua}}{\rho_p} \tag{72}$$

donde:

h_p : Profundidad de la capa pasiva, $[cm]$.

ρ_p : Densidad de la capa pasiva, $[g/cm^3]$.

En el caso de haber congelamiento, el modelo considera que la densidad del manto aumenta a causa de la nueva masa que se congela. Tal fenómeno es representado a través de la ecuación:

$$\rho_{capa\,f} = \rho_{capa\,i} + \frac{W_c}{h}\,\rho_{agua} \tag{73}$$

donde:

ρ_{capa} : Densidad de la nieve en la capa considerada, sea activa o pasiva $[gr/cm^3]$.

W_c : Cantidad de agua que se congela, calculada como la diferencia en la cantidad de agua en la capa al inicio del paso de tiempo y la cantidad de agua en la capa al final del balance de energía, $[cm]$.

h : Espesor de la capa de nieve (activa o pasiva), $[cm]$.

Cuando se tiene un manto seco (sin presencia de agua líquida), la pérdida de calor del manto se traduce en una disminución de temperatura de este, pues no existe agua líquida que se pueda congelar, mientras que, si existe agua líquida al interior del manto, el modelo interpreta que parte del agua líquida del manto se congela, y por consiguiente la densidad de la capa aumenta según la expresión (73). En el caso que se llegase a congelar más agua de la posee la capa activa, el congelamiento restante será traspasado a la capa pasiva, disminuyendo la cantidad de agua líquida dentro de esta y aumentando su densidad a través de la ecuación (73). Si además el congelamiento fuese mayor a la cantidad de agua presente en la capa pasiva, entonces el exceso provocara una disminución de la temperatura del manto.

Compactación mecánica del manto

La compactación mecánica del manto es debido al propio peso de la nieve sobre sí misma, esta conlleva a un aumento de la densidad del manto. Para registrar este proceso, el modelo utiliza la ecuación experimental de Yosida (1963) expresada en forma de diferencias finitas:

$$\rho_{capa\ f} = \rho_{capa\ i} + \frac{\rho_{n\ i}\ W\ \Delta t}{E_y \exp\left(K_y\ \rho_{n\ i}\right)} \tag{74}$$

donde:

ρ_{capa} : Densidad de la capa considerada, sea activa (ρ_a) o pasiva (ρ_p), $[g/cm^3]$.

W : Peso soportado por la capa considerada, equivalente a $\rho_{capa} \cdot h_{capa} + CA_{capa} \cdot \rho_{agua}$, $[gr]$.

Δt : Intervalo de tiempo considerado, $[hr]$.

E_y : Constante experimental, igual a 26,4 $[g\ hr]$.

K_y : Constante experimental, igual a 21 $[cm^3/g]$.

Esta ecuación es aplicada en cada intervalo de simulación, tanto a la capa activa, como a la capa pasiva. Este aumento de la densidad trae consigo una disminución de la profundidad de las capas, tal fenómeno es registrado a través de:

$$h_f = h_i \frac{\rho_{n\ i}}{\rho_{n\ f}} \tag{75}$$

donde h_f y h_i son la profundidad de la capa (pasiva o activa) final e inicial respectivamente.

Redistribución de capas

El modelo considera una profundidad de capa activa constante e igual a 10 [cm], ya que es el valor que mejor reproduce el proceso de derretimiento en calibraciones anteriores (Stowhas, 1975; Luna 1981; Migueles,1994; Rogazi, 2015; Flores,2017). En los casos en que el espesor total del manto sea menor a 10 [cm], el modelo hace desaparecer la capa pasiva y la capa activa toma las funciones de ambas capas. De esta manera, cuando el espesor total del manto es mayor a 10 [cm], existe capa activa y pasiva; cuando el espesor total del manto es menor a 10 [cm], solo existe capa activa y esta además tomas las funciones de la capa pasiva.

Derretimiento efectivo

El resultado parcial de este modelo es el derretimiento del manto de nieve por unidad de superficie que efectivamente alcanza el suelo, en cada orientación de cada banda. Además, se debe considerar la fracción de la superficie de cada banda que efectivamente está cubierta de nieve, y la precipitación que puede caer en las zonas de la banda que no estén cubiertas por nieve. Se le llamará «Derretimiento efectivo» a aquella agua que, proviene del derretimiento de la nieve o de la lluvia que cae en zonas no cubiertas por nieve, logra llegar a tocar el suelo de la cuenca. Considerando esto, el derretimiento efectivo es estimado por la siguiente ecuación (Migueles, 1994).

$$D_k(i,h) = q_k(i,h)COB_k(i,h) + P(i,h)\,(1 - COB_k(i,h)) \tag{76}$$

donde:

$D_k(i,h)$: Derretimiento efectivo en la banda i, la hora h y orientación k, $[cm]$.

$q_k(i,h)$: Flujo externo (ver ec (70)) en la banda i, la hora h y orientación k, $[cm]$.

$COB_k(i,h)$: Fracción de área cubierta por nieve en la banda i, la hora h y orientación k, [0-1].

$P(i,h)$: Precipitación en la hora h, en la banda i, $[cm]$.

La fracción de área cubierta por nieve es estimada por el modelo suponiendo que, bajo cierto espesor del manto, la cobertura depende del espesor del manto:

$$\begin{aligned} COB_k(i,h) &= \frac{h_T}{HMAX} \quad ; h_T < HMAX \\ COB_k(i,h) &= 1 \quad ; h_T \geq HMAX \end{aligned} \tag{77}$$

donde:

h_T : Profundidad total del manto en la banda i, orientación k y hora h; considerando capa activa y pasiva ($h_T = h_A + h_p$), $[cm]$.

$HMAX$: Umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda, $[cm]$.

En el modelo, $HMAX$ es un parámetro y su valor debe ser obtenido mediante calibración del modelo.

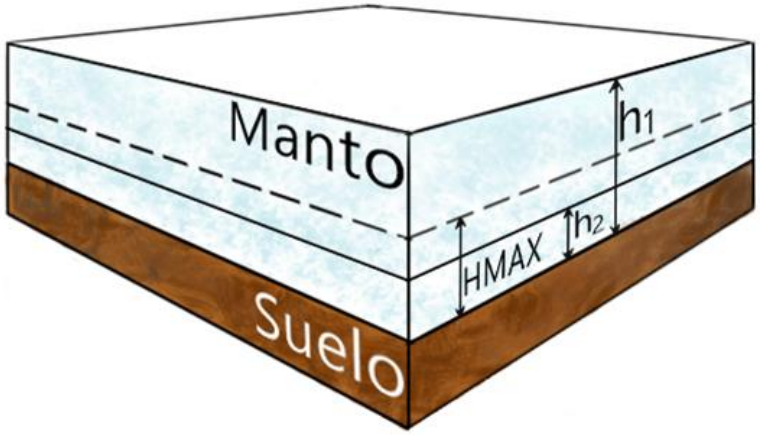


Figura 3.5. Cobertura de nieve en función de la altura del manto y HMAX. Fuente: Elaboración Propia.

En la Figura 3.5, si el manto tuviese espesor h_1 (mayor a $HMAX$), el factor COB sería igual a 1. En el caso de que el manto tuviese el espesor h_2, COB sería menor que 1 e igual a $h_2/HMAX$.

3.2.2. Descripción de submodelo transformación del derretimiento en escorrentía (Submodelo 2)

El objetivo de este submodelo es tomar los resultados de derretimiento submodelo 1, para luego, estimar el caudal de derretimiento que se produciría a nivel medio diario. Además, es importante mencionar que el submodelo anterior entrega resultados a nivel horario. Dado que el submodelo 1 requiere de un manto de nieve con propiedades homogéneas, y que esto difícilmente se cumpliría en una cuenca real, el submodelo 2 divide la cuenca en bandas tal que se podría considerar que las propiedades del manto y las condiciones atmosféricas son homogéneas.

Estudios anteriores a nivel mensual (Cica, 1982) y a nivel diario (Arrau, 1983; Peña & Nazarala, 1987) en cuencas cordilleranas de la zona central de Chile con régimen pluvio-nival, muestran como aceptable una subdivisión en a lo menos 4 bandas, cada una de las cuales abarca un rango no mayor a 1000 metros. La última banda considera normalmente altitudes por sobre los 4000 [m.s.n.m], dado que por sobre esa altitud la fracción de área aportante es generalmente pequeña y además la precipitación sobre esa cota ya no aumentaría (Migueles, 1994).

Como se explicó en la descripción del submodelo 1, en el cálculo de la radiación de onda corta incidente se consideran cuatro posibles orientaciones en el manto (Norte, Oeste, Sur y Este), debido a esto, el submodelo de nieve entrega un resultado de derretimiento efectivo (ecuación (76))

para el Norte, Oeste, Sur y Este, en cada una de las bandas de alturas en las cuales se ha discretizado la cuenca. Luego, para la utilización de los resultados de la ecuación (76) en el submodelo 2, es necesario sumar los derretimientos efectivos de las distintas orientaciones en cada banda por paso de tiempo simulado; esto sería:

$$D_r(i,h) = \sum_{k=1}^{4} D_k(i,h) \cdot f_k(i) \tag{78}$$

donde:

$D_r(i,h)$: Derretimiento efectivo por área unitaria en la banda i, en la hora h, $[cm]$.

$f_k(i)$: Fracción de área de la banda i con orientación k respecto a la superficie total de esta, $[0-1]$.

Notar que f_k solo corresponde a la fracción del área de la banda en tantos por uno, por lo que D_r aún está en unidades de longitud. Debido a que el submodelo 2 necesita los valores de derretimiento a nivel diario, y como el submodelo 1 entrega derretimientos a intervalos de tiempo horarios, se requiere acumular los valores de derretimiento:

$$D(i,j) = \sum_{r=1}^{n} D_r(i,h) \tag{79}$$

donde:

$D(i,j)$: Derretimiento efectivo en la banda i, y en el día j, $[cm]$.

n : Número de intervalos de modelación en un día, en caso de que el intervalo sea horario $n = 24$.

Luego, para obtener el hidrograma de salida de la cuenca, es necesario rastrear el escurrimiento del agua en cada una de las bandas mencionadas hasta el punto de control de la cuenca. Para esto, se considera que: i) Una parte del derretimiento efectivo se infiltra y escurre subterráneamente, el resto escurre superficialmente; ii) Se realiza un balance de humedad del suelo que determina el agua que percola; iii) Se simulan de manera independiente los procesos de escorrentía subterránea y superficial.

Balance superficial

Dados los derretimientos $D(i,j)$, el modelo considera que una fracción $FRAC \cdot D(i,j)$ se infiltra en el suelo; el resto, $(1 - FRAC) \cdot D(i,j)$, escurre de manera superficial. Es importante destacar que $FRAC$ está en tantos por uno y que es un parámetro del modelo que debe ser calibrado.

Balance humedad del suelo

Es necesario realizar un balance de humedad en el suelo, de esta manera se puede saber la cantidad de agua que queda retenida en éste, y la cantidad que percola y escurre subterráneamente. Para esto, el suelo se modela como un embalse superficial con capacidad máxima $HSMAX$ (parámetro del modelo que debe ser calibrado), cuya recarga corresponde al derretimiento efectivo diario que se infiltra en el terreno; se considera además que el suelo pierde humedad a causa de la evaporación (la evaporación en el suelo se considera sólo donde este no está cubierto de nieve).

Luego, si se aplica esta idea a una banda i:

$$HS(i,j) = HS(i,j-1) + FRAC \cdot D(i,j) - EVAP(j)\left(1 - COB(i,j)\right) \tag{80}$$

donde:

$HS(i,j)$: Humedad en el suelo en la banda i, en el día j, $[cm]$.

$D(i,j)$: Derretimiento efectivo que ingresa en la banda i, $[cm]$.

$EVAP(i,j)$: Evapotranspiración en la banda i, en el día j, $[cm]$.

El valor de la evapotranspiración del suelo es una función de la evapotranspiración potencial diaria (ET_P) y de la humedad del suelo, según la expresión (FAO, 2006):

$$EVAP(i,j) = ET_P(i,j)\frac{HS(i,j)}{HSMAX} \tag{81}$$

donde ET_p corresponde a la Evapotranspiración Potencial, $[mm/día]$. Cabe destacar que originalmente el modelo determinaba la evaporación potencial del suelo a través de valores medidos por evaporímetros de bandeja. En esta memoria se determinó cambiar el método con el fin de simplificar la cantidad de datos de entrada. La evapotranspiración potencial es determinada a través del método de Blaney & Criddle, según la expresión:

$$ET_P = p\ (0{,}46 \cdot T_{media} + 8) \tag{82}$$

donde T_{media} : Temperatura media diaria, $[°C]$; p : Porcentaje de horas de luz en el día en relación con el total anual.

Notar que la ecuación (80) implica que la evapotranspiración es la única manera de que la humedad disminuya en el suelo; esto ocurre siempre y cuando la banda no esté completamente cubierta de nieve, es decir, $COB(i,j) < 1$.

Finalmente, aquella porción de agua que escurre subterráneamente corresponde al excedente que se tiene por sobre $HSMAX$:

$$\begin{aligned} DI(i,j) &= HS(i,j) - HSMAX \quad ; HS(i,j) > HSMAX \\ DI(i,j) &= 0 \quad ; HS(i,j) \leq HSMAX \end{aligned} \tag{83}$$

donde:

$DI(i,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre subterráneamente en acá banda i y día j, $[cm]$.

Escorrentía subterránea

Se modela la escorrentía subterránea a través de un embalse lineal con recarga constante durante el intervalo de tiempo considerado. El modelo considera un embalse por cada banda. De esta forma el agua fluye a través de una sucesión de embalses, en los cuales, en cada banda la recarga del embalse la constituye la suma del agua que escurre subterráneamente en la banda $(DI(i,j))$ y el agua entregada por el embalse inmediatamente superior.

Si $EZ(i+1,j)$ es la descarga del embalse $i+1$ en el día j, entonces la recarga $REC\ (i,j)$ del embalse es:

$$REC(i,j) = DI(i,j)A_b(i) + EZ(i+1,j)\ * \tag{84}$$

* La numeración de las bandas aumenta desde abajo hacia arriba. La banda 1 corresponde a aquella con cota más baja.

donde $A_b(i)$ corresponde al área de la banda $i\ en\ [cm^2]$. Luego, al aplicar la ecuación de continuidad en la banda:

$$REC - EZ = \frac{dV}{dt} \tag{85}$$

donde dv/dt es la variación del volumen almacenado en el tiempo en la banda, Por tratarse de un embalse con descarga proporcional al volumen embalsado, la descarga es:

$$EZ = CK \cdot V \tag{86}$$

Reemplazando en (85):

$$REC - EZ = \frac{1}{CK}\frac{dEZ}{dt} \tag{87}$$

Separando variables e integrando entre 0 y t:

$$EZ(t) = REC + (EZ_0 - REC) \cdot \exp(CK \cdot t) \tag{88}$$

que corresponde a la descarga subterránea para un tiempo t, donde EZ_0 es el caudal subterráneo inicial. CK es el coeficiente de descarga del embalse subterráneo.

Al integrar la ecuación (88) entre $t = j - 1$ y $t = j$ (con t en días), se obtiene:

$$EZ(i,j) = REC(i,j) + \frac{1}{CK}\left(EZ(i,j-1) - REC(i,j)\right)(1 - \exp(-CK)) \tag{89}$$

De esta forma se obtiene la escorrentía subterránea como la descarga del embalse a nivel de cada banda.

Escorrentía superficial

Una vez obtenida la fracción del derretimiento efectivo que escurre superficialmente, es decir, $(1 - FRAC) \cdot D(i,j)$, se debe simular la forma en que este derretimiento va escurriendo por la cuenca hasta el punto de control. Para ello, se aplica la ecuación de continuidad considerando como volumen de control las bandas en que fue dividida la cuenca:

$$I - Q = \frac{dV}{dt} \tag{90}$$

donde I es el flujo de entrada, Q es el flujo de salida y dV/dt es la variación del almacenamiento en el tiempo en la banda (volumen de control).

Escribiendo lo anterior en forma de diferencias finitas:

$$\frac{I(t)+I(t+\Delta t)}{2}-\frac{Q(t)+Q(t+\Delta t)}{2}=\frac{V(t+\Delta t)-V(t)}{\Delta t} \tag{91}$$

donde Δt es un intervalo de tiempo, que en el caso del modelo corresponde a 1 día. Luego, despejando $Q(t+\Delta t)$:

$$Q(t+\Delta t)=I(t)+I(t+\Delta t)-2\frac{V(t+\Delta t)-V(t)}{\Delta t}-Q(t) \tag{92}$$

Para resolver la ecuación recientemente planteada, es necesario conocer la función de almacenamiento V. Para ello se utiliza el método de Muskingum, donde se supone una función de almacenamiento con la siguiente forma:

$$V=K_{MUS}\,(x_{MUS}\,I+(1-x_{MUS})Q) \tag{93}$$

Donde K_{MUS}: Constante con dimensiones de tiempo. Medida del desfase de la onda de crecida [horas]; x_{MUS}: Factor adimensional que pondera la importancia de los caudales de entrada y salida al volumen de control. Cabe señalar que K_{MUS} y x_{MUS} son parámetros del modelo, y sus valores son definidos a través de calibración.

Los valores de K_{MUS} deben oscilar entre Δt y $3\Delta t$, mientras que x_{MUS} entre 0 y 0,5 (Viesseman & Lewis, 1972).

Por lo tanto, si se calcula $V(t+\Delta t)-V(t)$ considerando la ecuación (93):

$$V(t+\Delta t)-V(t)=K_{MUS}\left[x_{MUS}\left(I(t+\Delta t)-I(t)\right)+(1-x_{MUS})\left(Q(t+\Delta t)-Q(t)\right)\right] \tag{94}$$

Luego, al combinar las ecuaciones (86) y (88), es posible calcular el caudal de salida del volumen de control en el tiempo $(t+\Delta t)$ a partir de la información disponible en el tiempo t. Escribiendo esto considerando Δt igual a un (1) día y que las bandas corresponden al volumen de control:

$$Q(i,j)=C_1\,Q(i,j-1)+C_2\,I(i,j-1)+C_3\,I(i,j) \tag{95}$$

donde:

$$C_1=\frac{2\,K_{MUS}\,(1-x_{MUS})-\Delta t}{2\,K_{MUS}\,(1-x_{MUS})+\Delta t} \qquad C_2=\frac{\Delta t+2\,K_{MUS}\,x_{MUS}}{2\,K_{MUS}\,(1-x_{MUS})+\Delta t} \qquad C_3=\frac{\Delta t-2\,K_{MUS}\,x_{MUS}}{2\,K_{MUS}\,(1-x_{MUS})+\Delta t}$$

con $C_1+C_2+C_3=1$.

Esta expresión es aplicable siempre y cuando se conozcan los valores de flujo en la banda i en el día anterior.

$Q(i, j-1)$: Caudal de salida de la banda i en el día anterior, $[cm^3]$.

$I(i, j-1)$: Caudal de entrada en la banda i en el día anterior, $[cm^3]$.

$I(i, j)$: Caudal de entrada en la banda i en el día en curso, $[cm^3]$.

Para calcular los caudales de entrada en cada instante, se debe considera el caudal proveniente de las bandas que están más arriba de la banda en consideración, y el agua producto del derretimiento que no infiltró en el suelo:

$$I(i, j) = Q(i+1, j) + (1 - FRAC)\, D(i, j)\, A_b(i) \tag{96}$$

donde:

$I(i, j)$: Caudal de entrada en la banda i, en el día j.

$Q(i+1, j)$: Caudal de salida de la banda $i+1$ (banda sobre la banda i), en el día j.

$FRAC$: Fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo.

$D(i, j)$: Derretimiento efectivo de la banda i, en el día j.

Finalmente, la escorrentía superficial es estimada evaluando recursivamente las ecuaciones (95) y (96) desde la banda superior hacia abajo. Por lo tanto, el caudal de escorrentía superficial de la cuenca corresponde entonces al caudal de salida de la banda más baja.

Escorrentía total

Por último, el caudal evacuado en el punto de control de la cuenca corresponde al caudal de salida de la banda más baja. Esta escorrentía total debe considerar el escurrimiento superficial y subterráneo, donde 1, corresponde a la banda de cota más baja:

$$QT(j) = Q(1, j) + EZ(1, j) \tag{97}$$

3.2.3. Descripción del submodelo espacialmente distribuido de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieves

Como se verá en los capítulos posteriores, la modelación se realizará a través de productos grillados de precipitación y temperatura. Esta estadística se presenta distribuida en celdas de dimensiones 0,05° de latitud y longitud (5 km aproximadamente). Con el objetivo de evaluar el desempeño del modelo considerando la variabilidad espacial de la precipitación y temperatura en una mejor resolución, se decide en esta memoria, modificar la estructura del primer submodelo, para que este ahora simule los procesos de acumulación y derretimiento de nieve en celdas, y no en bandas, como lo realiza originalmente (ver Figura 3.6), es decir todo aquel proceso simulado por el modelo detallado en el capítulo 3.2.1 que es calculado a nivel de banda, ahora será determinado por celda.

La base teórica del submodelo 2 se mantiene idéntica a su versión original (cuenca distribuida en bandas). A continuación, en los siguientes capítulos de describen las modificaciones realizadas a la estructura del submodelo 1, para su funcionamiento de forma distribuida.

Presión atmosférica

En esta versión distribuida del modelo, no se considera que la presión atmosférica varíe temporal y espacialmente, esto debido principalmente, a la elevada cantidad de recursos computaciones que demanda el balance de energía en la interfase aire-nieve, cuando se considera la variación de la presión atmosférica. Por lo tanto, en la modelación se considera presión atmosférica constante equivalente a la presión estándar del lugar.

Radiación de onda corta

Según lo antes mencionado, el modelo considera el efecto de la orientación en el cálculo de la radiación de onda corta, dividiendo el manto en cuatro (4) orientaciones (Norte, Sur, Este y Oeste). Para el caso del modelo distribuido elaborado en esta memoria, se considera la orientación de cada celda. Con respecto a la pendiente, también necesaria para el cálculo de la radiación de onda corta, el modelo distribuido considera la pendiente de cada celda.

Integración de submodelo 1 distribuido a submodelo semi–distribuido de escorrentía

Como se mencionó en el capítulo anterior, se modifica la estructura del modelo de simulación de procesos de Acumulación y Derretimiento de nieves para que funcione de forma distribuida en celdas, sin embargo, no se modifica el funcionamiento por bandas del Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía. Por lo tanto, para compatibilizar el funcionamiento de estos dos modelos, el primer submodelo determina el derretimiento efectivo por celda según la ecuación (76). Luego se determina el derretimiento superficial, el derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo y el balance de humedad en el suelo por celda a nivel diario según las expresiones presentadas en los capítulos anteriores (ver ec (80) y (83)). Finalmente, el modelo simula el escurrimiento tanto superficial y subterráneo por la cuenca a través de bandas, de igual forma que el modelo original, agrupando los derretimientos superficiales y subterráneos por celda en bandas de altura, sumando los derretimientos en todas las celdas que pertenecen a una misma banda en el instante de simulación (Figura 3.6), según la expresión:

$$D(i,j) = \sum_{n=1}^{m_i} d_i(n,j) \tag{98}$$

$$DI(i,j) = \sum_{n=1}^{m_i} dI_i(n,j) \tag{99}$$

donde:

m_i : Número de celdas que pertenecen a la banda i

$D(i,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre superficialmente en la banda i, y en el día j

$DI(i,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre subterráneamente en la banda i, en el día j

$d_i(n,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre superficialmente en la celda n perteneciente a la banda i en el día j

$dI_i(n,j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre subterráneamente en la celda n perteneciente la banda i, en el día J

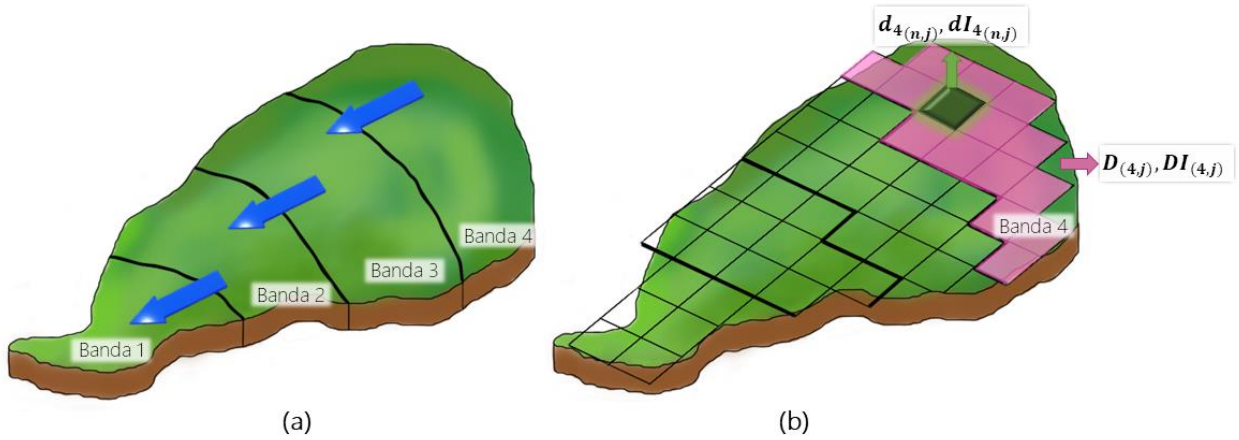


Figura 3.6. Esquema de funcionamiento del modelo distribuido en bandas (a) y en celdas (b). Fuente Elaboración Propia.

El modelo simula el escurrimiento tanto superficial y subterráneo por la cuenca a través de bandas, de igual forma que el modelo original.

3.3. Parámetros del modelo

El modelo se compone de ocho parámetros, donde tres de estos corresponden a parámetros del submodelo de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve y 5 corresponde al submodelo de transformación del derretimiento en escorrentía. A continuación, se muestra un resumen de los parámetros del modelo:

Tabla 3.2. Resumen de los parámetros del modelo. Fuente: Elaboración Propia.

Parámetro	***Descripción***	***Unidades***	***Rango Valores***
GRT	Gradiente de temperatura atmosférica.	$[°C/m]$	0,02-0,11
FVI	Factor multiplica la velocidad del viento	[-]	0,01-1
CK	Coeficiente de descarga de embalse subterráneo	$[1/día]$	0,0001-0,1
$FRAC$	Fracción de derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo	[-]	0-1

Parámetro	*Descripción*	*Unidades*	*Rango Valores*
$HMAX$	Umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda	$[cm]$	0,05-inf+
$HSMAX$	Capacidad de retención de agua en el suelo	$[cm]$	0-inf+
K_m	Medida de desfase de la onda de crecida. Método de Muskingum	$[horas]$	24-72
x_m	Relación entre caudales de entrada y salida del volumen de control. Método de Muskingum	[-]	0-0,5

Los parámetros recién descritos aplican para el modelo tanto en su versión semi-distribuida como distribuida, a excepción del Gradiente de Temperatura Atmosférica GRT, por las causas mencionadas en el capítulo 3.2.3.

3.4. Condiciones iniciales de variables de estado

Para efectuar la simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve, como para la transformación de este derretimiento en escorrentía a lo largo de la cuenca, el modelo requiere de condiciones iniciales. Estas condiciones se encuentran definidas por defecto en el programa y se detallan en la tabla a continuación.

Tabla 3.3: Condiciones iniciales Modelo de Nieves. Fuente: Elaboración Propia.

Parámetro	*Condición Inicial*
Espesor del Manto (capa activa y pasiva), [cm]	$h_a = 0, h_p = 0$
Densidad Inicial (capa activa y pasiva), [g/cm^3]	$\rho_a = 0, \rho_p = 0$
Cantidad de Agua en el Manto (capa activa y pasiva), [cm]	$CA_A = 0, CA_P = 0$
Temperatura del Manto de Nieve, [°C]	$T_n = 0$

Las condiciones iniciales completamente nulas en relación a la nieve existente en la cuenca son establecidas por Flores (2017), donde modifica el modelo original en el cual, para asegurar la estabilidad de la simulación, la cuenca siempre debía tener nieve, a una condición más realista donde es posible que toda la nieve en la cuenca sea derretida. Las condiciones iniciales de una

cuenca sin nieve a su vez permiten simplificar la cantidad de datos de entrada. Es importante mencionar que dada estas condiciones iniciales del submodelo de nieves, es recomendable iniciar la simulación al comienzo del año hidrológico, donde es probable que la cantidad de nieve en la cuenca sea nula o muy baja, esto con el objetivo de minimizar la propagación del error en el periodo de simulación, provocado por la condición inicial seca impuesta para la cuenca.

En el caso del submodelo de escorrentía es necesario fijar las condiciones iniciales de escorrentía del río, tanto superficiales como subterráneas. Con este objetivo, y respaldado en el análisis estadístico de los estudios anteriores (Flores, 2017), se fijan los siguientes criterios para definir las condiciones iniciales: i) Se considera que el escurrimiento diario total inicial (en la sección de salida de la banda inferior, Q_T) está constituido por una fracción subterránea: $FRAC\ Q_T$, y una fracción superficial: $(1 - FRAC)Q_T$; ii) A nivel de cada banda, la escorrentía inicial superficial y subterránea es estimada proporcional a la escorrentía diaria total de acuerdo a la fracción del área de la banda con respecto al área total de la cuenca.

Considerando lo anterior, para definir las condiciones iniciales del río en términos de escorrentía superficial y subterránea, es requerido el valor del caudal medio diario en el punto de salida de la cuenca en el día anterior al comienzo de la simulación.

4. ZONA DE ESTUDIO Y BASES DE DATOS

4.1. Cuencas del Río Maipo en El Manzano y Aconcagua en Chacabuquito

La cuenca hidrográfica del Río Maipo abarca prácticamente la totalidad de la Región Metropolitana, parte de la V y VI regiones extendiéndose entre los paralelos 32°55’ – 34°15’ latitud sur y meridianos 69°55’ – 71°33’. Drena una superficie de 15.304 km^2. El área en estudio queda delimitada por el punto de salida definido por la estación fluviométrica “Maipo en El Manzano”, ubicada a la elevación 850 m.s.n.m. Esta cuenca pertenece a la subcuenca alta del Río Maipo y abarca una superficie de 4968 km^2 y se encuentra comprendida entre los 850 y 6079 msnm. En este punto el Río Maipo ya considera el aporte de sus afluentes, los ríos Colorado, Olivares, Yeso y Volcán. La Figura 4.1 muestra un mapa con el área de estudio.

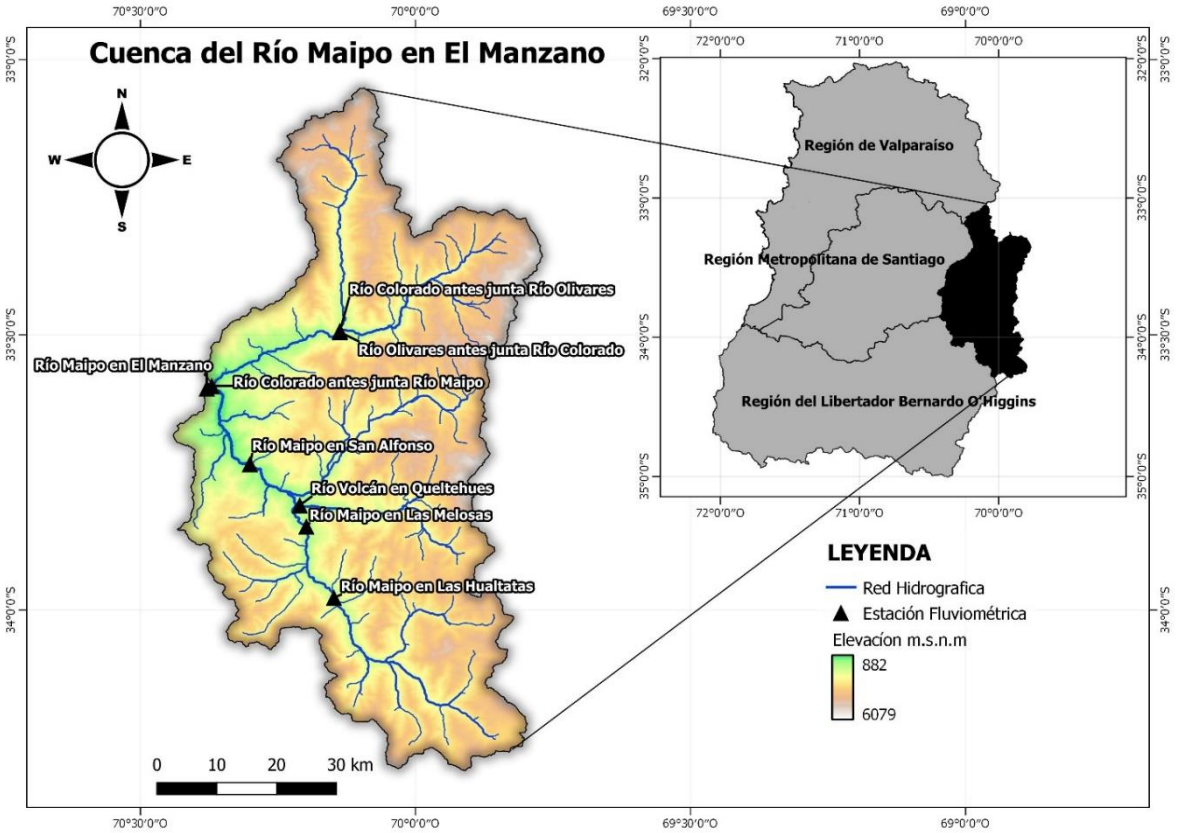


Figura 4.1. Cuenca Hidrográfica del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración Propia.

La cuenca muestra una morfología glacial y periglacial redondeada en las partes medias y bajas por procesos fluviales. Se caracteriza por fuertes valles encerrados, cuyas laderas presentan pendientes que promedian entre los 28° y los 32°. Geomorfológicamente la cuenca del Río Maipo en El Manzano presenta depósitos sedimentarios de origen glacial, fluvioglacial, gravitacionales y cineríticos dispuestos sobre rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas, además de rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas (Videla, 2013).

Los climas que se distinguen en la cuenca del Río Maipo en El Manzano corresponden a: Templado de tipo Mediterráneo con estación seca prolongada y Frio de altura en la Cordillera de los Andes. El primer tipo climático se caracteriza principalmente por la presencia de una estación seca prolongada y un invierno bien marcado con temperaturas extremas que llegan a cero grados. El segundo tipo de clima se localiza en la Cordillera de los Andes por sobre los 3.000 metros de altura, se caracteriza por la presencia de bajas temperaturas y precipitaciones sólidas, permitiendo la acumulación de nieve y campos de hielo de tipo permanente en cumbres y quebradas de alta cordillera (CADA-IDEPE, 2004)

Por otra parte, la cuenca del Río Aconcagua está ubicada en la zona central de Chile entre los paralelos 32°y 33° de latitud sur, en la V región de Valparaíso. El área en estudio queda delimitada por el punto de salida de la cuenca definido por la estación fluviométrica “Aconcagua en Chacabuquito”. Esta cuenca pertenece a la subcuenca alta del Río Aconcagua y su punto de salida se encuentra ubicada unos 8 km aguas arriba de la ciudad de Los Andes, a 950 m.s.n.m., con un área de 2.110 km^2, la cuenca se encuentra comprendía entre 950 y 5296 msnm. La Figura 4.2 muestra un mapa con el área de estudio.

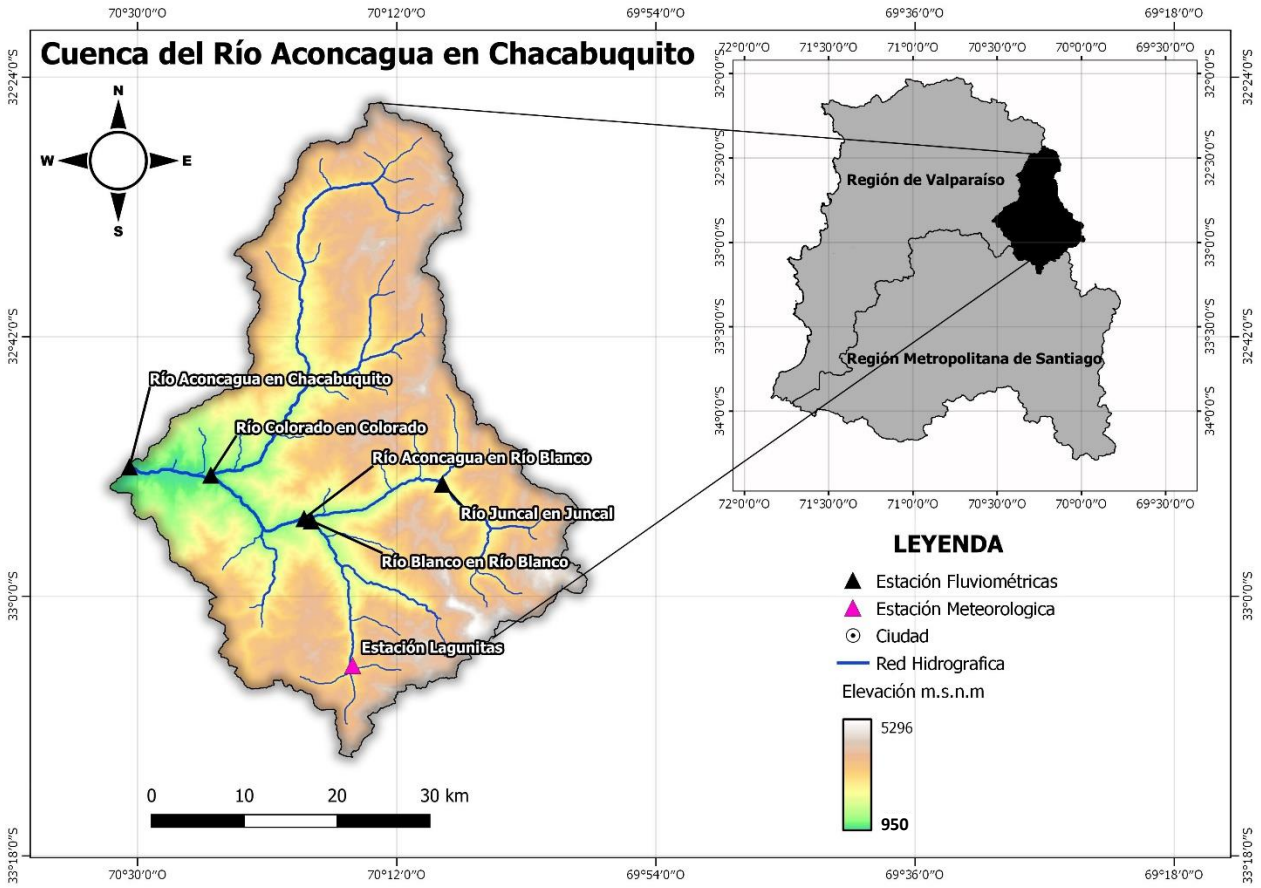


Figura 4.2. Cuenca Hidrográfica del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración Propia.

El Río Aconcagua escurre por el último de los valles que conforman la zona de los valles transversales de la Quinta Región, y está separado del Núcleo o Valle Central por el Cordón de Chacabuco. El elemento fisiológico predominante en la cuenca en estudio es la Cordillera de Los Andes. El clima presente en la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, posee similares características que aquel descrito para la cuenca del Río Maipo, desarrollándose entre los 1200 msnm y 2800 msnm un clima templado cálido con estación seca de cuatro a cinco meses, caracterizado por temperaturas que alcanzan los 0°C durante la noche y volúmenes importantes de precipitaciones tanto liquidas como solidas (Cornwell, 2008). Mientras que por sobre los 3.000 msnm se tiene un clima frio de altura, con bajas temperaturas y precipitaciones sólidas, permitiendo la acumulación de nieve y campos de hielo de tipo permanente en cumbres y quebradas de alta cordillera.

4.2. Base de Datos Observados

4.2.1. Precipitación y temperatura

El modelo requiere de información de precipitación, para cada paso de tiempo simulado. En el caso que la simulación sea aplicada a un paso de tiempo de horas, el modelo internamente distribuye temporalmente la precipitación total diaria mediante la distribución centrada de ENDESA (Stowhas, 2016), asumiendo que la duración de la tormenta corresponde a 24 horas.

La precipitación diaria utilizada como forzante al modelo hidrológico, corresponde a los productos grillados elaborados por el Centro de Resiliencia y Medio Ambiente (CR2). Estos datos corresponden a producto de precipitación diaria distribuidos espacialmente en grillas de 0,05° a lo largo de todo Chile, para el periodo de 1979-2016. Los productos de precipitación fueron elaborados en base a una regionalización estadística de datos del reanálisis atmosférico ERA-Interim (datos disponibles en grillas de aproximadamente 70 km). El método utiliza modelos estadísticos como funciones de transferencia para traducir precipitación, flujos de humedad y otras variables de gran escala de ERA-Interim, en precipitación Regional. Los modelos estadísticos consideran la topografía local y se definen mediante un conjunto de parámetros calibrados con observaciones locales de precipitación (Álvarez-Garretón et al, 2018).

En el caso de la Temperatura, se utilizan productos de temperatura máxima y mínima diaria elaborados por el Centro de Resiliencia y Medio Ambiente (CR2). La técnica de construcción de estos productos difiere levemente en la utilizada para las precipitaciones. El método además de utilizar información local (topografía y observaciones de temperatura) y datos de temperatura a gran escala (ERA-Interim), considera datos de temperatura superficial (LST) estimada mediante imágenes satelitales MODIS. La temperatura máxima y mínima diaria grillada, es distribuida a nivel horario en la cuenca según la ecuación (24). Se puede acceder a los productos de temperatura y precipitación a escala diaria para todo Chile en formato NetCDF, descargándolos de forma gratuita desde la página web del CR2MET (http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/).

En función de los datos de precipitación y temperatura arrojados para la cuenca del Río Maipo en El Manzano por los productos grillados CR2MET, se observa que la temperatura media anual en la cuenca es del orden de 5 °C, además se presentan fuertes contraste térmicos durante el día, pudiendo alcanzar temperaturas máximas superiores a los 27°C (Videla, 2013). Las

temperaturas mínimas se presentan durante los meses de invierno (junio, julio, agosto), alcanzando valores bajo los 0°C, durante esos meses ocurren las mayores precipitaciones en la cuenca, obteniendo valores medios de aproximadamente 170 mm en un mes (ver Figura 4.3 y Tabla 4.1), este hecho evidencia la gran cantidad de precipitación sólida que presenta la cuenca en los meses de invierno. Por otra parte, en los meses de primavera y verano se observa una clara baja en las precipitaciones caídas en conjunto con un aumento apreciable de las temperaturas, con una media del orden de 10°C en los meses más calurosos (verano).

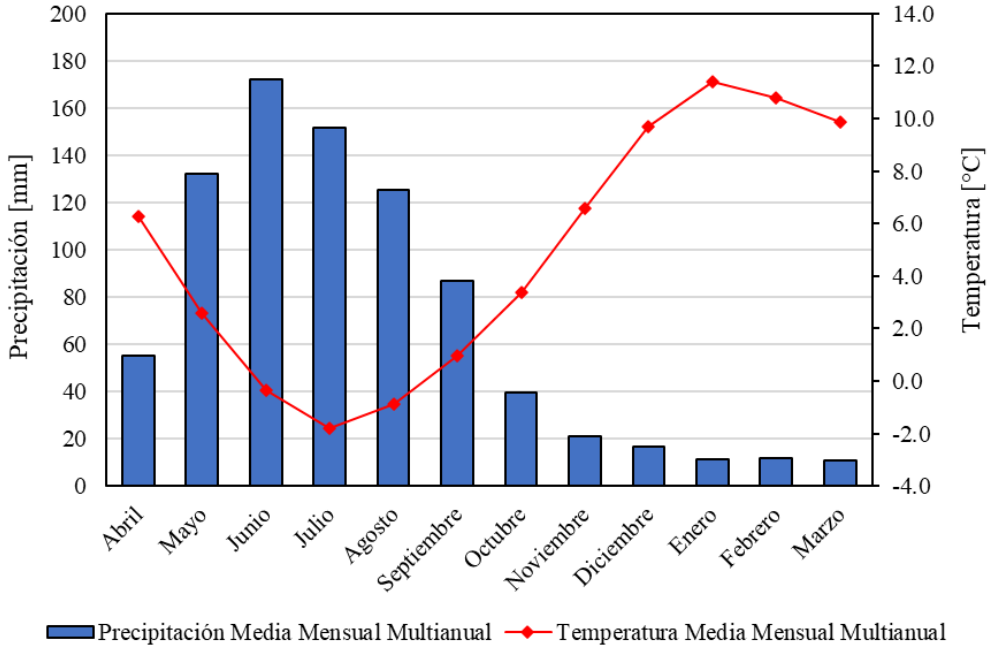


Figura 4.3. Precipitación y Temperatura Media Mensual Multianual en la Cuenca del Río Maipo en El Manzano, obtenida desde Datos Grillados de CR2MET, periodo 1979-2018. Fuente: Elaboración Propia.

En el caso de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, se observa un comportamiento muy similar al de la cuenca del Río Maipo recién descrita, donde los meses de mayor precipitación corresponden a los de invierno, llegando a tener valores medios al mes de 100 mm, en conjunto con temperaturas bajo los 0°C (ver Figura 4.4 y Tabla 4.2), favoreciendo la precipitación sólida y acumulación de nieve en la cuenca. En tanto que el periodo estival presenta altas temperaturas, con una media mensual de 10°C y escasas precipitaciones, del orden de 7 mm al mes. Adicionalmente, Migueles (1994) indica que existe un claro aumento de las precipitaciones con la altura, siendo las precipitaciones en las partes más altas del orden de 3 veces las precipitaciones en el valle, lo que indica claramente la influencia de factores orográficos.

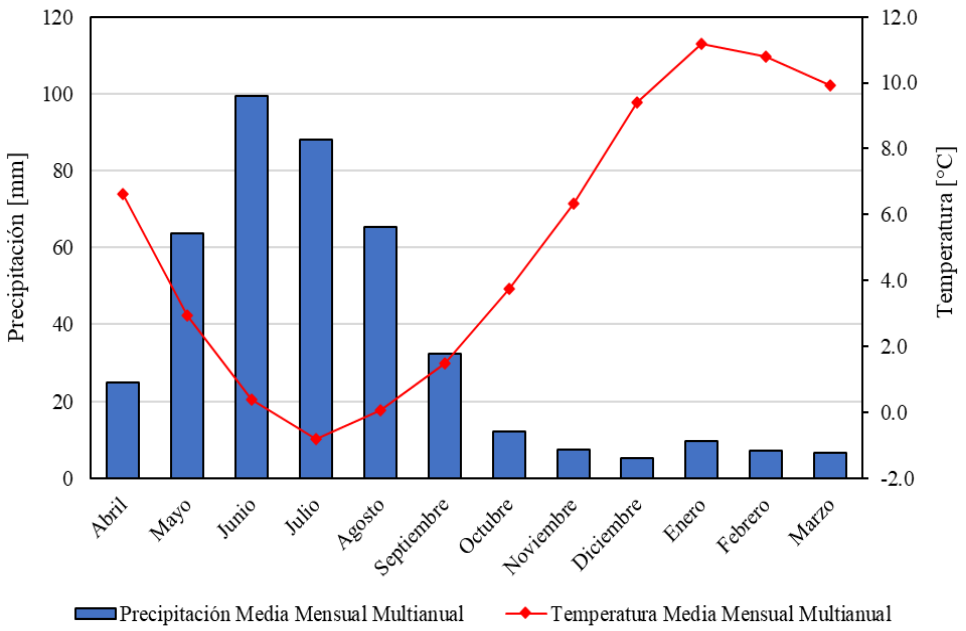


Figura 4.4. Precipitación y Temperatura Media Mensual Multianual en la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, obtenida desde Datos Grillados de CR2MET, periodo 1979-2018. Fuente: Elaboración Propia.

4.2.2. Datos Explorador Solar

La información de viento y horas del sol originalmente se obtienen desde estaciones meteorológicas, sin embargo, para la modelación hidrológica de la cuenca del río Maipo en El Manzano no se encontró información de esas variables en estaciones dispuestas por la Dirección meteorológica de Chile o de la Dirección General de Aguas, por lo tanto, estos datos son recopilados desde el explorador solar. El Explorador Solar es una herramienta que ha sido publicada por el Ministerio de Energía, que presenta información pública detallada sobre el recurso solar en Chile. Los datos que contiene han sido generados a partir de modelos atmosféricos y datos satelitales. En particular, los datos de viento fueron calculados con el modelo WRF con resolución espacial de 1 kilómetro, para el año 2010, en todo el territorio de Chile continental. Para obtener el viento en los otros años (2004 a 2016), Molina et al. (2017) indica que han usado un modelo estadístico de reconstrucción climatológica basado en datos de reanálisis meteorológicos. En el caso de la nubosidad entregada por el explorador, esta proviene de los datos recopilados por el satélite GOES EAST, el cual captura imágenes cada media hora todos los días para Sudamérica en 5 bandas espectrales, y mediante el postproceso a través de un algoritmo es capaz de determinar la presencia de nubes en función del valor de la reflectancia registrada (Molina et al., 2017) para el

periodo comprendido entre 2004 a 2016. Los datos utilizados del explorador solar son extraídos a nivel horario para el centroide de la cuenca, considerando estos como suficientemente representativos, descargándolo a través de la página web del explorador solar (http://ernc.dgf.uchile.cl:48080/exploracion) en formato CSV.

4.2.3. Información meteorológica de estaciones

La información meteorológica de estaciones es obtenida para las variables de temperatura máxima y mínima diaria y presión atmosférica diaria, para el cálculo de la variación espacio temporal de la presión atmosférica en la cuenca del Maipo en El Manzano mediante la ecuación (33), además la información de humedad relativa y velocidad de viento también es extraída desde registros de estaciones meteorológicas para la modelación hidrológica de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. La tabla a continuación presenta un resumen con las características de las estaciones consideradas.

Tabla 4.1. Estaciones con información meteorológica para las cuencas en estudio. Fuente: Elaboración Propia.

	Código Nacional	***Nombre***	***Año de creación***	***Altura [m.s.n.m]***	***Latitud [°]***	***Longitud [°]***	***Variable Meteorológica***	***Cuenca***
DMC	330020	Quinta Normal	1849	520	-33° 26’	-70° 41’	-Temperaturas Diarias Extremas -Presión Atmosférica Diaria	Maipo en El Manzano
CODELCO	-	Lagunitas	-	2765	-33° 04’	-70° 15’	-Humedad Relativa Máxima y Mínima Diaria -Velocidad de Viento -Horas de sol	Aconcagua en Chacabuquito

Para la modelación de la cuenca del Aconcagua en Chacabuquito no se encontró información en una misma estación de temperaturas extremas y presión atmosférica, por lo cual se decide considerar la presión atmosférica constante y equivalente a la presión estándar a lo largo de toda la cuenca y en todo el periodo de simulación. Cabe mencionar, que se ha privilegiado el uso de información de estaciones meteorológicas para la velocidad del viento y horas de sol en la cuenca del río Aconcagua en Chacabuquito por sobre la información proporcionada por el explorador solar, puesto que se considera que la primera fuente presenta información más precisa. Para el caso

de la cuenca del Río Maipo en El Manzano no se han podido encontrar estaciones dentro o cercanas a la cuenca que presenten esta información, por lo que se decantó por utilizar información del explorador solar.

4.2.4. Información de estaciones fluviométricas

La cuenca del Río Maipo en El Manzano forma parte de la cuenca Alta del Maipo, esta se encuentra conformada por ocho subcuencas (DGA,2000), cada subcuenca posee una estación fluviométrica en su punto de drenaje (ver Tabla 4.4 y Figura 4.1). A partir de la información registrada en estas estaciones es posible tener una idea clara del régimen hidrológico que posee la cuenca. CADE-IDEPE (2004) realizó un análisis de variación estacional de caudales medios mensuales en la cuenca del Maipo, a partir de esa información se grafican las curvas de variación estacional para las ocho estaciones fluviométricas ubicadas dentro de la cuenca del Río Maipo en El Manzano, que se muestran en la Figura 4.5.

Tabla 4.2. Estaciones Fluviométricas ubicadas dentro de la Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración Propia.

Código BNA	***Nombre***	***Año de creación***	***Altura [m.s.n.m]***	***Latitud [°]***	***Longitud [°]***
05701001-0	Río Maipo en Las Hualtatas	1979	1820	-33° 58’	-70° 08’
05702001-6	Río Volcán en Queltehues	1966	1365	-33° 48’	-70° 12’
05701002-9	Río Maipo en Las Melosas	1966	1527	-33° 51’	-70° 11’
05704002-5	Río Maipo en San Alfonso	1985	1092	-33° 44’	-70° 18’
05710001-K	Río Maipo en El Manzano	1965	850	-33° 35’	-70° 22’
05706001-8	Río Olivares Ante Junta Río Colorado	1991	1500	-33° 29’	-70° 08’
05705001-2	Río Colorado Antes Junta Río Olivares	1977	1500	-33° 29’	-70° 08’
05707002-1	Río Colorado Antes Junta Río Maipo	1970	890	-33° 35’	-70° 22’

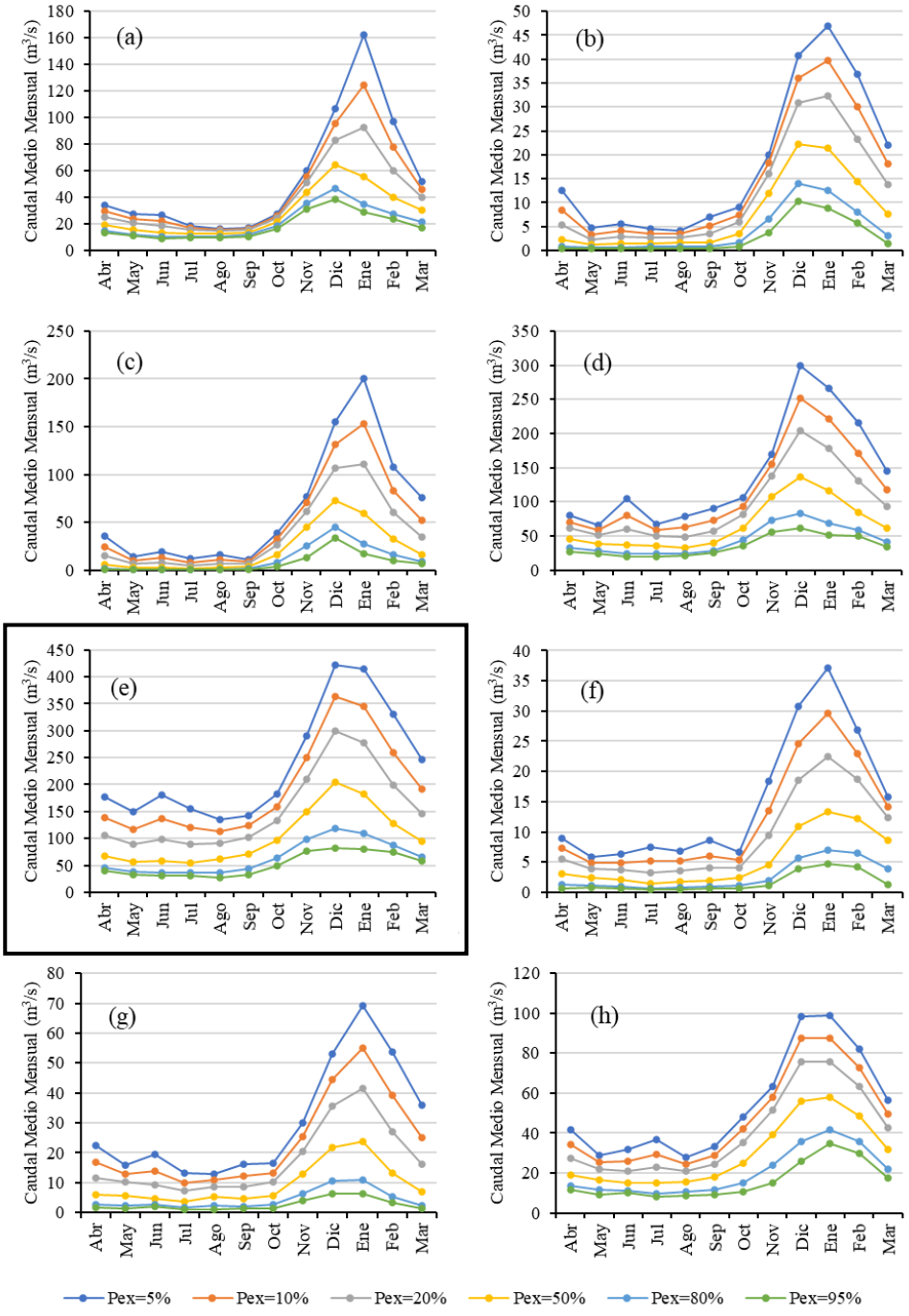


Figura 4.5. Curvas de Variación Estacional de Caudales en Estación: Río Maipo en Las Hualtatas (a), Rio Volcán en Queltehues (b), Río Maipo en Las Melosas (c), Río Maipo en San Alfonso (d), Río Maipo en El Manzano(e), Río Olivares Ante Junta Río Colorado (f), Río Colorado Antes Junta Río Olivares (g), Río Colorado Antes Junta Río Maipo(h). Fuente: Elaboración propia.

De las curvas se puede observar que las estaciones ubicadas en la parte alta de la cuenca, presentan un marcado régimen nival, desarrollado en la zona de influencia de la Cordillera de los Andes, donde los mayores caudales ocurren entre los meses de noviembre y marzo, los cuales provienen del derretimiento de la nieve acumulada en invierno y de la fusión de los glaciares existentes en la cuenca (Aguilera, 2017), mientras que las estaciones ubicadas a una cota más baja (Maipo en El manzano y Maipo en San Alfonso), comienzan a mostrar un régimen Nivo-Pluvial, donde se muestran un leve aumento en los caudales durante la temporada invernal para años húmedos, sin embargo, en la mayoría del área de la cuenca predomina régimen del tipo nival.

En el caso de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, esta forma parte de la cuenca alta del río Aconcagua. CADE-IDEPE (2004) elaboro al igual que en el caso de la cuenca del Río Maipo un análisis fluviométrico de la cuenca. A partir de la información entregada en ese estudio se grafican las curvas de variación estacional para las estaciones que se encuentran dentro de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Las estaciones ubicadas dentro de la cuenca son presentadas en la Tabla 4.5 y Figura 4.2, mientras que las curvas se pueden visualizar en la Figura 4.6.

Tabla 4.3. Estaciones Fluviométricas ubicadas dentro de la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración Propia.

Código BNA	***Nombre***	***Año de creación***	***Altura [m.s.n.m]***	***Latitud [°]***	***Longitud [°]***
05401003-6	Río Juncal en Juncal	1995	2200	-32° 52’	-70° 08’
05403002-9	Río Aconcagua en Río Blanco	1966	950	-32° 54’	-70° 18’
05402001-5	Río Blanco en Río Blanco	1966	1420	-32° 54’	-70° 17’
05406001-7	Río Colorado en Colorado	1965	1062	-32° 51’	-70° 24’
05410002-7	Río Aconcagua en Chacabuquito	1966	950	-32° 51’	-70° 30’

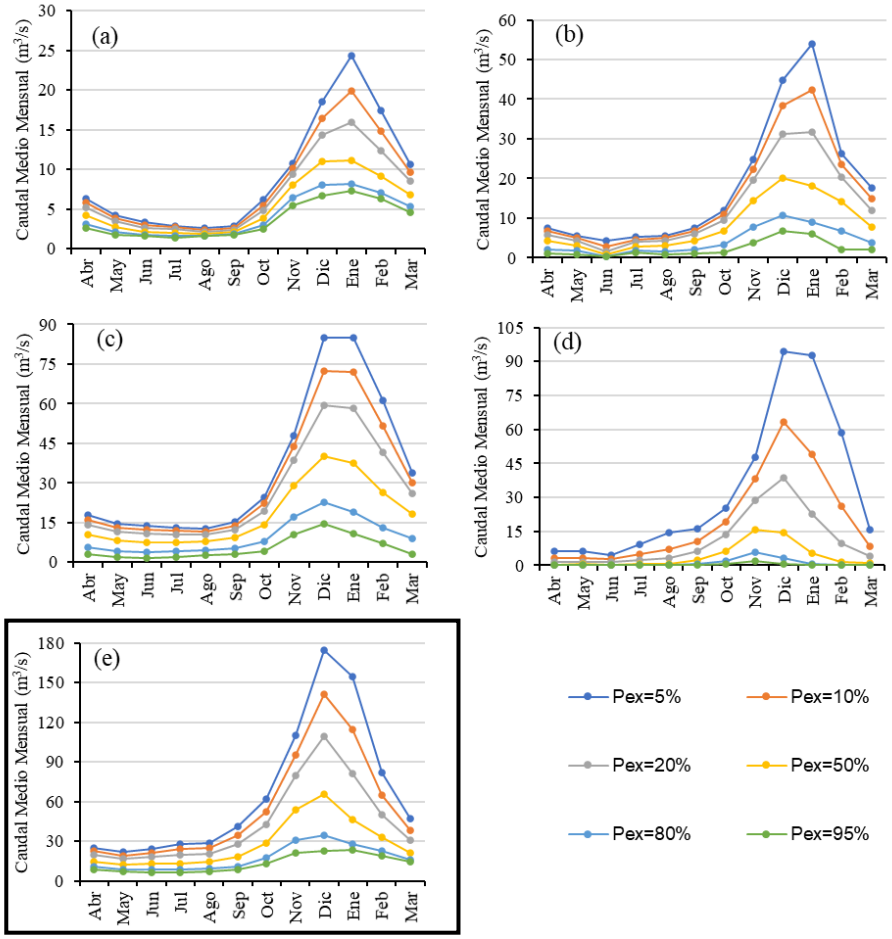


Figura 4.6. Curvas de Variación Estacional de Caudales en Estación: Río Juncal en Juncal (a), Río Blanco en Río Blanco (b), Río Aconcagua en Río Blanco (c), Río Colorado en Colorado(d), Río Aconcagua en Chacabuquito(e). Fuente: Elaboración Propia.

En base a las curvas de variación estacional de caudales medios mensuales, se desprende que la cuenca Alta del Río Aconcagua comprendida desde sus inicios en la Cordillera hasta unos 8 km aguas arriba de la ciudad de Los Andes (CADE-IDEPE, 2004), presenta un marcado régimen nival, puesto que los mayores caudales en todas las estaciones ubicadas dentro de la cuenca ocurren en el periodo comprendido entre noviembre y marzo, mientras que los menores caudales tanto para años secos como húmedos ocurren en el periodo invernal.

Para el estudio de la respuesta hidrológica del modelo, es decir para efectos de calibración y validación de este, se utilizará la información fluviometrica registrada en las estaciones pertenecientes a la Dirección General de Aguas de los puntos de cierre de las cuenca simuladas (Maipo en El Manzano y Aconcagua en Chacabuquito).

4.3. Base de datos obtenida de imágenes satelitales

Modelo Digital de Elevación

Para el funcionamiento del modelo hidrológico es necesario precisar de datos de elevación, pendientes y orientación del terreno en la cuenca. Esta información es obtenida de la base de datos de elevación de La misión Topográfica Shuttle Radar (SRTM), distribuidos de forma gratuita por la NASA para la totalidad del planeta. En particular para este trabajo se utilizan las imágenes SRTM post-procesadas de versión 4 por el Science for Humanity's Greates Challenges – Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), estas imágenes son procesadas para el relleno de vacíos presentes en las imágenes originales provista por NASA en sectores donde existen cuerpos de aguas, cobertura de nieve y regiones montañosas (Jarvis et al., 2008). Los datos de elevación presentan una resolución espacial de 90 metros y se encuentran en formato de ráster GeoTiff para su descarga directa.

Los Modelos Digitales de Elevación (MDE) son utilizados para la delimitación de cuencas, para este proceso se utiliza la herramienta de Sistema de Información Geográfica QGIS, el cual a través del post procesado del MDE, obtiene mapas de pendientes y orientación que luego mediante diferentes algoritmos logra determinar la red drenaje y el área de la cuenca dado un punto de descarga. Adicionalmente la información proveniente de los Ráster de orientación y pendiente es utilizada para los datos de entrada del modelo hidrológico utilizado en este trabajo. La Figura 4.7 muestra los MDE de las cuencas estudiadas.

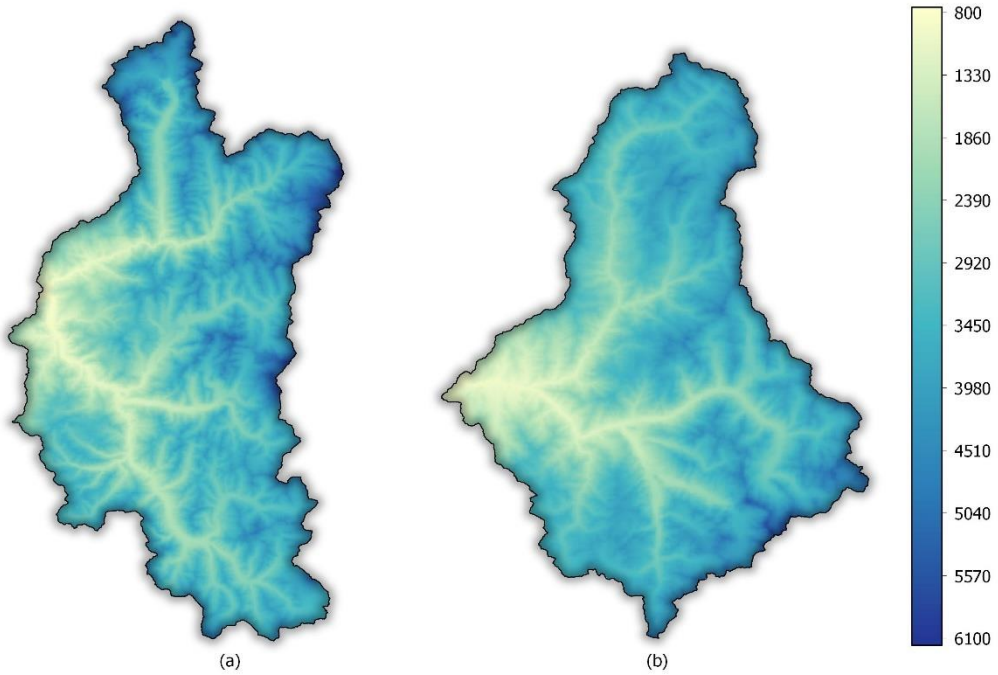


Figura 4.7. Modelo Digital de Elevación de la Cuenca del Río Maipo en El Manzano (a) y Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito (b). Fuente: Elaboración Propia.

Imágenes de cobertura de nieve MODIS

En estudios anteriores realizado sobre este modelo, únicamente se evaluaba el comportamiento del modelo a nivel global, específicamente a través de caudales medidos (Migueles, 1994; Rogazi, 2015; Flores, 2017). En este estudio además de analizar de forma global el modelo, se estudia la evolución del manto de nieve en el periodo simulado, a través de imágenes satelitales de cobertura de nieve.

Las imágenes satelitales de cobertura de nieve utilizadas en esta memoria provienen de los sensores MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo del satélite TERRA (lanzado en diciembre de 1999) y AQUA (lanzado en mayo de 2002). Estos sensores son capaces de registrar información de la superficie terrestre a través de 36 bandas espectrales (Riggs, Hall & Salomonson, 2006). Los productos de nieve MODIS son distribuidos de forma gratuita por el Nacional Snow and Ice Data Center (NSIDC) de la NASA – EEUU.

Las imágenes MODIS de cobertura de nieve usadas en este estudio, corresponden específicamente a productos de cobertura de nieve MOD10C1 (TERRA) y MYD10C1 (AQUA),

estos productos son creados a partir de múltiples post procesos a las imágenes de primer nivel (MOD_10L2 y MYD10_L2). Los productos MOD10C1 y MYD10C1 tienen una resolución espacial de 0,05° y temporal diaria. Los productos MOD10C1 y MYD10C1 además de entregar información referente a la fracción de cobertura de nieve en una celda, también entrega información de un parámetro llamado índice de Confiabilidad (CI), cuyo valor varía entre 0 y 100, este índice en términos simples representa la fiabilidad de la cobertura de nieve reportada en la celda. La confianza sobre la cobertura de nieve entregada por estas imágenes se ve condicionada por la existencia de nubes, pues en sectores donde hay presencia de estas, los sensores no pueden registrar información de la cobertura terrestre. Un índice de confiabilidad bajo, indica que la cobertura de nieve reportada puede ser una estimación pobre, por una elevada presencia de nubes.

5. METODOLOGÍA

Para la modelación hidrológica de las cuenca del Río Maipo en El Manzano y Aconcagua en Chacabuquito a través del modelo detallado en capítulos anteriores, se requiere realizar preprocesamiento de la base de datos considerada, es decir, en el caso de imágenes satélites, se requiere extraer desde la base de datos bruta, la información para la zona y periodo de interés y reproyectar la información según la georreferenciación establecida para el modelo. Luego se realiza el relleno de las series de tiempo de los datos observados y de aquellas series provenientes de sensores remotos (imágenes MODIS), posterior al relleno se realiza un análisis exploratorio de los datos observados con el objetivo de verificar la validez de estos y además se realiza procesamiento de la imágenes satélites con el objetivo de eliminar el ruido presente en estas. Una vez construida la base de información para integrar al modelo, se realiza una modificación de la estructura interna de este con el fin de poder utilizar estos datos como input en el modelo, puesto que originalmente el modelo no contempla el uso de información grillada ni de imágenes satelitales, además de modificar ciertas expresiones teóricas con el fin de facilitar el uso del programa y mejorar la estimación de ciertos procesos físicos. Una vez el modelo se encuentra preparado para utilizar la información de entrada en sus formatos de origen, se definen los periodos de modelación, estos incluyen aquellos correspondientes a la calibración y a la validación del modelo, en conjunto con esta etapa se modifica nuevamente la estructura del modelo para incorporar un nuevo sistema de calibración y validación, en particular se modifica la función objetivo y se implementa un sistema de calibración de dos etapas: en función del caudal descargado por la cuenca y de la cobertura de nieve presente en esta (fSCA).

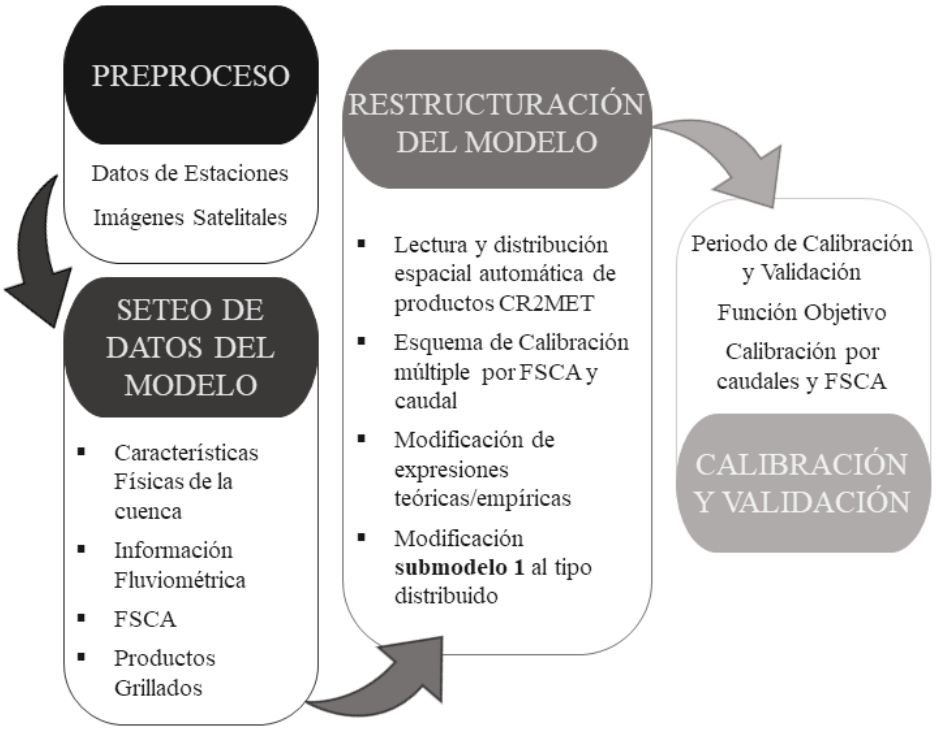


Figura 5.1. Esquema Metodológico. Fuente: Elaboración Propia

5.1. Preproceso

5.1.1. Análisis Exploratorio de Datos

Para la simulación de los procesos hidrológicos de las cuencas estudiadas a partir del modelo antes descrito, es necesario contar con información continua en el tiempo y que, además, no presente errores propios de la medición de estos datos (estaciones y sensores remotos). En el caso de la información fluviométrica recogida de las estaciones DGA para las cuencas en estudio, se realiza análisis de consistencia para la identificación y remoción (si fuese el caso) de la no homogeneidad e inconsistencias en la serie de datos.

En particular, el procedimiento consiste primero en realizar un análisis de doble masa a la serie de caudales diarios de cada cuenca para todo el periodo de análisis (calibración y validación) y posteriormente en caso de encontrar inconsistencia en alguna de la series, se realizará un análisis de consistencia de la media y de la desviación estándar, para finalmente corregir de existir inconsistencia en alguno de estos estadígrafos. A continuación, se describen los métodos de análisis antes descritos.

Análisis doble masa

Este análisis se utiliza para tener cierta confiabilidad en la información, así como también, para analizar la consistencia en lo relacionado a errores, que pueden producirse durante la obtención de los datos (Villón, 2006). El método consiste en construir un diagrama de doble masa, que se obtiene graficando en el eje de las abscisas los acumulados de los caudales medios diarios promedio en todas la estaciones de la cuenca (con información disponible) y , en el eje de las ordenadas los caudales medios diarios acumulados de cada una de las estaciones de la cuenca consideradas. De estas curvas de doble masa se selecciona como base aquella estación que menos quiebres presente (más confiable), para luego construir nuevamente un diagrama de doble masa, pero esta vez graficando en las abscisas la estación base y en las ordenadas la estación en análisis. Finalmente se considerará que la serie de caudales podría ser no homogénea o presentar inconsistencias en el caso de que se observen quiebres en la última curva de doble masa construida y se procederá a una análisis estadístico de la serie en cuestión.

Análisis estadístico

El análisis estadístico consiste en dividir la serie de datos en dos submuestras y probar, mediante la prueba t (prueba de hipótesis) y mediante la prueba F de Fisher si los valores medios y la desviación estándar de las submuestras de estas son estadísticamente iguales o diferentes con una probabilidad del 95% respectivamente. Para la consistencia de la media se calcula t_c de acuerdo a la siguientes ecuaciones (Villón, 2006):

$$t_C = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{S_d} \tag{100}$$

$$S_d = S_p \left[\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{101}$$

$$S_p = \left[\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{102}$$

donde:

n_1 : Tamaño de la submuestra 1.

n_2 : Tamaño de la submuestra 2 .

x_1 : Promedio de la submuestra 1.

x_2 : Promedio de la submuestra 1.

S_1 : Desviación estándar de la submuestra 1.

S_2 : Desviación estándar de la submuestra 2.

S_d :Desviación estándar ponderada.

S_p : Desviación de las diferencias de los promedios.

Luego se compara el valor absoluto de t_c con el valor critico de t obtenido de la tabla t de Student con una probabilidad al 95% (t_t (95%)). En el caso que el valor absoluto de t_c sea menor o igual que t_t, se tendrá que las medias son estadísticamente iguales y por ende no se debe corregir, en el caso contrario se debe corregir la serie de datos. Para la consistencia de la desviación estándar se calcula F_c de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$F_c = \frac{S_1^2(x)}{S_2^2(x)} \; si, \;\; S_1^2(x) > S_2^2(x)$$
$$F_c = \frac{S_2^2(x)}{S_1^2(x)} \; si, \;\; S_2^2(x) > S_1^2(x) \tag{103}$$

Luego se compara el valor de F_c obtenido con el valor de critico de F, obtenido de las tablas de Fisher para una probabilidad del 95% (F_t (95%)). En el caso que F_c sea menor o igual que F_t (95%) se tendrá que las desviaciones estándar son estadísticamente iguales, para el caso contrario estas no serán iguales y deberá corregirse la serie de datos. Finalmente se tiene que las series que no sean estadísticamente consistentes se corregirán mediante las siguientes ecuaciones:

$$X'_{(t)} = \frac{(x_t - \overline{x_1})}{S_1(x)} \cdot S_2(x) + \overline{x_2}, \qquad Corrección\ submuestra\ n_1$$
$$X'_{(t)} = \frac{(x_t - \overline{x_2})}{S_2(x)} \cdot S_1(x) + \overline{x_1}, \qquad Corrección\ submuestra\ n_2 \tag{104}$$

donde:

$X'_{(t)}$: Valor corregido.

X_t : Valor a ser corregido.

Cabe indicar que previo al análisis de consistencia recién descrito se realiza el relleno de la información faltante durante los periodos de simulación, este procedimiento se realiza elaborando una regresión lineal entre los datos observados en la estación de interés con un estación ubicada dentro de la misma cuenca, que contenga estadística completa.

Además de trabajar con información de estaciones, en esta memoria se utiliza información de imágenes satelitales, en particular uno de los productos más importantes en el análisis del modelo corresponde a los productos de cobertura de nieve MODIS. Estos productos deben ser procesados con el fin de asignar un valor físico válido para los pixeles que presenten un dato no válido. Los datos no válidos (de aquí en adelante considerado como NaN), definidos para esta metodología consisten en aquellos que no son registrados por el sensor, cuyo valor de pixel corresponde a 255 (REF MODIS), y además aquellas celdas que presenten un índice de Confiabilidad (CI) inferior a 80%. Este procedimiento se realiza para los productos MOD10C1 (TERRA) y MYD10C1 (AQUA). Los pasos realizados para el relleno espacial y temporal de las imágenes MODIS, se basan en el procedimiento elaborado por Cornwell (2012), y se detallan a continuación.

Paso 1 – Determinación de datos no válidos (NaN): Para cada producto (TERRA Y AQUA) se revisa el valor de CI, si este valor es inferior a 80% entonces se reemplaza el valor de cobertura nival fraccional (fSCA) reportada en el pixel por valor NaN.

$$fSCA_{TERRA,i,j,t} = fSCA_{TERRA,i,j,t} \Leftrightarrow CI_{TERRA,i,j,t} \geq 80 \ \wedge \ fSCA_{TERRA,i,j,t} \neq 255 \quad (105)$$

$$fSCA_{AQUA,i,j,t} = fSCA_{AQUA,i,j,t} \Leftrightarrow CI_{AQUA,i,j,t} \geq 80 \ \wedge \ fSCA_{AQUA,i,j,t} \neq 255 \quad (106)$$

$$fSCA_{TERRA,i,j,t} = NaN \Leftrightarrow CI_{TERRA,i,j,t} < 80 \ \vee \ fSCA_{TERRA,i,j,t} = 255 \quad (107)$$

$$fSCA_{AQUA,i,j,t} = NaN \Leftrightarrow CI_{AQUA,i,j,t} < 80 \ \vee \ fSCA_{AQUA,i,j,t} = 255 \quad (108)$$

Paso 2 – Unificación de Imágenes MODIS/TERRA y MODIS /AQUA: Previo al relleno de los pixeles se elabora una matriz base MAT_1 que contenga el valor definitivo de los pixeles válidos, se revisa para cada pixel en cada producto (TERRA Y AQUA) el valor de CI, si el pixel

en MODIS/TERRA presenta un CI mayor que en MODIS/AQUA, entonces se asigna el valor del MODIS/TERRA, en caso contrario se asigna el valor de MODIS /AQUA, en el caso que uno de los productos presente NaN, entonces se asigna al pixel el valor de otro producto, si ambos productos presentan el mismo CI, entonces se asigna al pixel el promedio de fSCA en cada producto. Finalmente, en el caso que ambos productos presenten NaN, a MAT_1 se asignará NaN.

$$MAT_{1,i,j,t} = fSCA_{TERRA,i,j,t} \Leftrightarrow CI_{TERRA,i,j,t} \geq CI_{AQUA,i,j,t} \wedge fSCA_{TERRA,i,j,t} \neq NaN \tag{109}$$

$$MAT_{1,i,j,t} = fSCA_{AQUA,i,j,t} \Leftrightarrow CI_{AQUA,i,j,t} \geq CI_{TERRA,i,j,t} \wedge fSCA_{AQUA,i,j,t} \neq NaN \tag{110}$$

$$MAT_{1,i,j,t} = fSCA_{TERRA,i,j,t} \Leftrightarrow fSCA_{AQUA,i,j,t} = NaN \wedge fSCA_{TERRA,i,j,t} \neq NaN \tag{111}$$

$$MAT_{1,i,j,t} = fSCA_{AQUA,i,j,t} \Leftrightarrow fSCA_{TERRA,i,j,t} = NaN \wedge fSCA_{AQUA,i,j,t} \neq NaN \tag{112}$$

$$MAT_{1,i,j,t} = \frac{fSCA_{AQUA,i,j,t} + fSCA_{TERRA,i,j,t}}{2} \Leftrightarrow CI_{TERRA,i,j,t} = CI_{AQUA,i,j,t} \tag{113}$$

$$MAT_{1,i,j,t} = NaN \Leftrightarrow fSCA_{TERRA,i,j,t} = fSCA_{AQUA,i,j,t} = NaN \tag{114}$$

Paso 3 – Relleno Espacial de Matriz MAT_1: Se crea la matriz MAT_2 de fSCA, donde a los valores NaN se les asigna el promedio de los pixeles adyacentes, si es que alguno de estos presenta al menos un dato válido, en caso contrario se mantiene como valor NaN.

$$MAT_{2,i,j,t} = \frac{1}{N} \sum_{i-1\,,j-1}^{i+1\,,j+1} MAT_{1,i,j,t} \Leftrightarrow MAT_{1,i,j,t} \neq NaN, con\ N = n°\ datos\ no\ NaN \tag{115}$$

$$MAT_{2,i,j,t} = NaN \Leftrightarrow N = 0 \tag{116}$$

Paso 4 – Relleno Temporal de Matriz MAT_2: Se crea la matriz MAT_3 de fSCA, donde a los pixeles con valor NaN se les asigna el promedio del mismo pixel para días contiguos, estos promedios son determinados de manera lineal, es decir, los valores de los pixeles en los días posterior y anterior son ponderados según la distancia temporal relativa (Δ) del pixel a rellenar.

$$MAT_{3,i,j,t} = \frac{MAT_{2,i,j,t-1} + MAT_{2,i,j,t+1}}{2} \Leftrightarrow MAT_{2,i,j,t} = NaN \wedge MAT_{2,i,j,t-1}, MAT_{2,i,j,t+1} \neq NaN \tag{117}$$

$$MAT_{3,i,j,t} = MAT_{2,i,j,t-2} + \frac{2}{3}\Delta_{t-2\,,t+1} \Leftrightarrow MAT_{2,i,j,t}\,, MAT_{2,i,j,t-1} = NaN \tag{118}$$

$$\wedge\, MAT_{2,i,j,t-2}, MAT_{2,i,j,t+1} \neq NaN$$

$$MAT_{3,i,j,t} = MAT_{2,i,j,t-1} + \frac{1}{3}\Delta_{t-1\,,t+2} \;\Leftrightarrow\; MAT_{2,i,j,t}\,, MAT_{2,i,j,t+1} = NaN \tag{119}$$

$$\wedge\, MAT_{2,i,j,t-1}, MAT_{2,i,j,t+2} \neq NaN$$

Tras el relleno espacial y temporal de las imágenes de cobertura de nieve, es necesario eliminar el ruido propio de las imágenes además de aquel producido por el algoritmo de relleno, la atenuación del ruido se realiza mediante un promedio móvil en cada pixel de 3 días (Cornwell, 2012). El código Matlab generado para el relleno post-procesamiento de las imágenes MODIS de cobertura nival se incluye en el Anexo A.

5.1.2. Seteo de datos iniciales del modelo

Al iniciarse un periodo de simulación, el modelo requiere que el usuario defina como datos de entrada los parámetros que caracterizan físicamente la cuenca y la estadística meteorológica (precipitación, temperatura, presión atmosférica, humedad relativa, cobertura nival diaria, caudal medio diario, entre otros), que requiere el modelo para resolver sus ecuaciones en el periodo de simulación establecido. En los capítulos siguientes se describe detalladamente toda la información de entrada que necesita el modelo para funcionar, tanto para su versión semi-distribuida, como distribuida.

Características físicas de la cuenca

El modelo de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve funciona bajo el supuesto que las condiciones dentro de la cuenca son homogéneas, como esto no ocurre en la realidad, es necesario dividir la cuenca en bandas de altura, que de cierto modo puedan representar condiciones homogéneas. El criterio de selección de las bandas obedece lo establecido en 3.2.2, buscando que ningún rango de altura de las bandas supere los 1000 m y que además presenten áreas similares (Rogazi, 2015), esta información es obtenida desde el MDE de la cuenca. Al modelo se debe ingresar la cota topográfica inferior y superior de cada banda definida, así como el número de estas.

Adicionalmente, al ser el modelo aplicado a datos georreferenciados como lo son los productos grillados CR2MET, es necesario entregarle al modelo la ubicación espacial de la cuenca en coordenadas geográficas, datum WGS84. La extracción de las coordenadas de la cuenca se

realiza mediante el uso de un polígono que la delimite, a partir de este polígono y de los productos grillados CR2MET de todo el territorio chileno, se elabora una capa vectorial de puntos en el centroide de cada pixel que se ubica dentro del polígono que contiene a la cuenca, las coordenadas geográficas se extraen desde los atributos espaciales de la capa de puntos. A partir de la información de latitud y longitud de cada punto, el modelo internamente identifica y extrae la información de los pixeles de los productos grillados que se ubican dentro de la cuenca. Para la asignación de la información grillada CR2MET en bandas de altura, se extrae mediante la herramienta "point sampling tool" la elevación del terreno (desde MDE SRTM) en la ubicación del centroide de cada celda que forma parte de la cuenca, luego según la elevación del centroide se asigna cada pixel a un banda, en definitiva, el pixel se asigna a una cierta banda cuando su centroide cae sobre esta.

Con la información de elevación de cada pixel, precipitación (CR2MET), temperatura (CR2MET). el modelo identifica cuales pixeles pertenecen a cada banda definida, y calcula la precipitación y temperatura de cada una de estas, como el promedio de los pixeles que contiene cada banda (ver Figura 5.2). Este procedimiento aplica para el modelo de tipo semi distribuido, para el caso del submodelo de nieves distribuido, la cuenca es dividida en pixeles, y además el submodelo entrega la posibilidad de definirla espacialmente a una resolución de pixel menor a 0,05°, puesto que el modelo distribuye la precipitación y temperatura de manera uniforme dentro del pixel, por lo tanto, pixeles de menor dimensión obtendrán la información de la celda de 0,05° que la contenga (ver Figura 5.3).

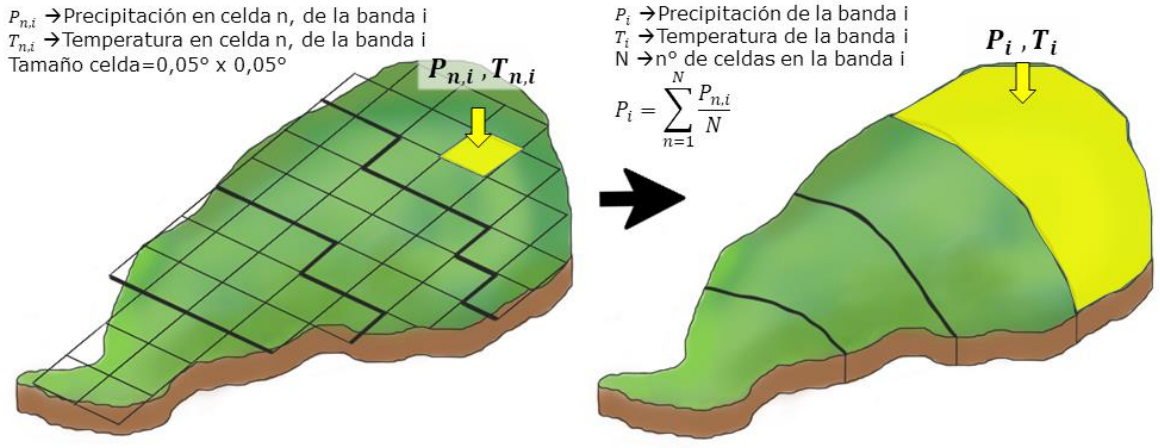


Figura 5.2. Esquema de distribución espacial de temperatura y precipitación en bandas. Fuente: Elaboración propia.

Otra información que debe ser ingresada al modelo es el porcentaje de orientación Norte, Sur, Este y Oeste que posee cada banda en la que se ha discretizado la cuenca, para este proceso es necesario primeramente elaborar polígonos que contengan las bandas de altura en las que se divide la cuenca, estos polígonos se elaboran reclasificando el MDE de la cuenca según las cotas inferior y superior de cada banda. Con la información de la elevación máxima y mínima de la cuenca, se reclasifica el MDE asignándole un valor discreto *i* (donde *i* indica el número de la banda a la que corresponde la celda) a todos los pixeles que se encuentren dentro de la banda *i*, ya con el MDE reclasificado según bandas, se poligoniza el ráster en función de los valores reasignado a los pixeles. Además, es necesario elaborar un ráster de pendientes y orientación, esto es posible gracias a las herramientas de procesos que contiene la herramienta GIS QGIS, que a partir del MDE permite obtener un ráster de pendiente y orientación de igual dimensión de pixel y extensión espacial que el MDE de entrada. La información de pendiente y orientación de cada banda se obtiene extrayendo los valores de los pixeles de los ráster de pendiente y orientación que se ubican dentro de los polígonos de cada banda. La descripción anterior aplica para el modelo semi distribuido, sin embargo, en el caso del submodelo de nieve distribuido, la información de pendiente y orientación es requerida por el modelo es a nivel de pixel, por lo tanto, se deben redimensionar los ráster de pendiente y elevación según la resolución que se quiera modelar la cuenca (número de pixeles), y posteriormente extraer el valor de cada pixel para ingresarlo como dato de entrada al modelo.

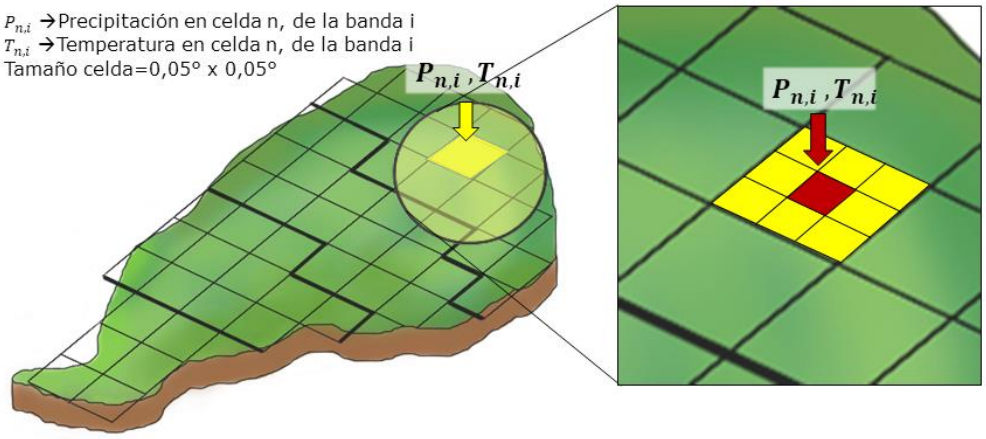


Figura 5.3. Esquema de distribución de temperatura y precipitación en pixeles de menor tamaño. Fuente: Elaboración propia.

La información de área total de la cuenca y fracción de área de cada banda en función del área total es extraída desde la información de los atributos que poseen los polígonos de estos elementos. Estos datos deben ser ingresados de igual manera al modelo, ya que son utilizados por el submodelo de escorrentía, para ponderar el derretimiento unitario del submodelo de nieves. Para el caso del submodelo de nieves distribuido, se debe ingresar al modelo el área del pixel, el cual internamente calculara el área de la banda, en función del número de pixeles en cada una de estas.

Cobertura de nieve MODIS y registro fluviométrico

Los productos de cobertura de nieve fraccional ya procesados, según los pasos descritos anteriormente en el capítulo 5.1.1, deben ser ingresados al modelo para efectos de calibración o validación. Este proceso considera la cobertura de nieve a nivel global en la cuenca, en función del tamaño del pixel del producto MODIS y de la fSCA de cada pixel, entonces se elabora la serie de tiempo para el periodo de calibración y validación de cobertura nival total en la cuenca. Por otra parte, el modelo también utiliza información fluviométrica para efectos de calibración y validación, por lo tanto, se debe dotar al modelo de esta información ya procesada según lo descrito en 5.1.1, para el periodo a simular.

Productos Grillados CR2MET y datos meteorológicos

Los productos grillados de temperatura y precipitación corresponden a las forzantes más importantes del modelo, puesto que participan en múltiples procesos de simulación. Para utilizar esta información solo se debe disponer de los productos grillados descargarles desde la página web del CR2, y el modelo internamente a través de información de la cuenca trabaja estos datos, para la versión semi destruida y distribuida del modelo.

Además de datos de temperatura y precipitación diaria, el modelo requiere que el usuario ingrese a escala diaria información de: temperatura máxima, temperatura mínima y presión atmosférica en un estación de referencia, de igual manera son necesarias las variables de velocidad del viento en la cuenca, horas de sol y humedad relativa máxima y mínima. Para el caso de la temperatura máxima y mínima en una estación de referencia se debe agregar estadística que tenga una extensión que abarque desde el día anterior al inicio del periodo de simulación y al día posterior del término del periodo de simulación, puesto que la expresión que distribuye la temperatura a escala horaria requiere de esta información (ver ecuación (24)). Para el caso de los productos de

temperatura CR2MET el modelo realiza este proceso de forma interna y automática, en el caso de la presión atmosférica en la estación solo es necesario definirla en el periodo de simulación. Adicionalmente, en el caso que no se disponga de información de humedad relativa máxima y mínima diaria en la cuenca, el modelo cuenta con una opción que permite calcular la humedad específica mediante la temperatura mínima del aire (ver ecuación (32)). El cálculo de la presión atmosférica variable en el espacio y tiempo en la cuenca solo es utilizado en el modelo semidistribuido, puesto que considerar este comportamiento en el submodelo de nieves distribuido, implica un aumento considerable en los tiempos de modelación, por lo tanto, en la operación de la versión distribuida del submodelo de nieves se encuentra definida de manera interna la presión atmosférica constante dentro de la cuenca y equivalente a la presión estándar.

5.2. Calibración

El procedimiento de calibración del modelo consiste en probar una cantidad determinada de sets de los parámetros del modelo (ver Tabla 3.2), los cuales son generados en base a la cantidad de valores a probar para cada uno de estos. Para que ocurra esto, es necesario definir los intervalos en los que oscilarán los valores de cada parámetro (definir límite superior e inferior) y además ingresar la cantidad de valores a probar dentro de ese intervalo, a partir de este valor se crean los sets de parámetros generando de forma aleatoria el valor de cada uno de estos de acuerdo al rango especificado.

La metodología de calibración realizada en esta memoria consiste en ir restringiendo el valor de los parámetros del modelo en variadas iteraciones, mediante un análisis “manual” de la identificabilidad positiva según la función objetivo utilizada, el proceso se repite hasta encontrar identificabilidad poco significativa en cada parámetro. En la calibración se utilizó la función objetivo de eficiencia de Kling-Gupta modificada (Kling et al., 2012):

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\beta-1)^2 + (\gamma-1)^2} \tag{120}$$

donde:

r : Coeficiente de correlación lineal entre los caudales observados y simulados.

β : Razón entre las medias de los caudales simulados y observados.

γ : Razón entre los coeficientes de variación de los caudales simulados y observados.

La función KGE corresponde a una mejora del índice de eficiencia de Nash-Suctliffe (NSE) (Nash y Sutcliffe, 1970), donde los componentes de correlación, desviación y variabilidad están ponderados de manera equitativa, resolviendo problemas sistemáticos de subestimación en los valores máximos y de poca variabilidad identificados en la función NSE (Gupta et al., 2009). Kling et al. (2012) modifica la función KGE con el objetivo de evitar que los parámetros de la función presenten correlación-cruzada. KGE' varía desde -∞ hasta 1, donde el valor más cercano a 1 indica que el modelo es más preciso. Se ha desarrollado un módulo de la calibración aplicable al programa del modelo, cuyo script se encuentra detallado en el Anexo B.

Para evaluar que tan bueno es el desempeño del modelo en términos de KGE' se utilizara como guía general la clasificación propuesta por Towner et al. (2019), la cual consiste en, "Bueno" (KGE' ≥ 0,75), "Intermedio" (0,75 > KGE' ≥ 0,5), "Pobre" (0.5 > KGE' >0) y"Muy Pobre" (KGE ≤ 0).

Cabe indicar que más allá de la calificación del desempeño que pueda dar la escala presentada anteriormente, el análisis también se llevará a cabo en las componentes del índice KGE' que pueden mostrar mucha más información relevante que el propio índice en relación al desempeño del modelo (Knoben, Freer &Woods, 2019).

Adicionalmente, para la evaluación del desempeño del modelo en la simulación de caudales medios diarios, se considera el uso de los índices hidrológicos propuestos por Yilmaz et al. (2008) que miden el sesgo en las distintas porciones de la curva de duración de caudales simulados con respecto a los medidos. En particular se utilizarán los indicadores %BiasFHV y %BiasFLV, que estiman el sesgo porcentual en los caudales máximos (Pexc < 0,02) y en los caudales más bajos (Pexc > 0,7), este último relacionado a las diferencias del flujo base a largo plazo. Los estimación de estos indicadores se presenta en las ecuaciones a continuación.

$$\%BiasFLV = -100 \cdot \frac{\sum_{l=1}^{L}[\log(Qs_l) - \log(Qs_L)] - \sum_{l=1}^{L}[\log(\mathrm{Qo_l}) - \log(Qo_L)]}{\sum_{l=1}^{L}[\log(Qo_l) - \log(QO_L)]} \tag{121}$$

$$\%BiasFHV = 100 \cdot \frac{\sum_{h=1}^{H}(Qs_h - Qo_h)}{\sum_{h=1}^{H}(Qo_h)} \tag{122}$$

donde:

l : Índices de los caudales ubicados en el segmento de bajo caudal (0,7 – 1,0 probabilidad de excedencia) de la curva de duración de caudales, con L siendo el índice de mínimo flujo (P_{exc}. =1).

h : Índices de los caudales de los caudales de la curva de duración con probabilidades de excedencia menores a 0,02

Qo : Caudal observado.

Qs : Caudal Simulado.

Adicionalmente para evaluar el desempeño de los caudales bajos simulados por el sistema más allá de la porción de menores caudales de la curva de duración, se ha considerado la utilización de una versión transformada de KGE', que de acuerdo a Garcia, Folton & Oudin (2018), se enfoca en la evaluación de los caudales bajos. La transformación de KGE' a utilizar consiste en un promedio del KGE' normal con el KGE' aplicado al inverso de los caudales, el cual para efectos de este estudio se denotará por al abreviación "Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$)".

También se utilizará el indicador de sesgo porcentual denominado PBIAS el cual se calcula según la siguiente ecuación y que además equivale al complementario de la componente Beta de KGE'.

$$PBIAS = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(Yo_i - Ys_i)}{\sum_{i=1}^{n}(Yo_i)}\right] \cdot 100 \tag{123}$$

donde:

Yo_i : Valor observado en el instante i.

Ys_i : Valor simulado en el instante i.

Cabe destacar que la primera iteración de la calibración considera la variación de todos los parámetros dentro del rango de valores posibles, posterior a esto y previo a la segunda iteración se lleva a cabo un análisis de sensibilidad global de los parámetros del modelo, por cobertura nival medida y caudales medios diarios medidos para ambas cuencas en estudio. A partir de lo anterior es posible identificar aquellos parámetros menos sensibles y definirlos con el valor óptimo entregado en la primera iteración, con el objetivo de que en las posteriores iteraciones se enfoque

únicamente en encontrar los valores óptimos del modelo que realmente generan un impacto en la respuesta de este.

El análisis de sensibilidad global se lleva a cabo mediante el método propuesto por Morris (1991) denominado "Prueba de Efectos Elementales" (*Elementary Effects Test, EET*). Este método está basado en el cálculo de determinado número de relaciones incrementales para cada parámetro del modelo, denominadas como efectos elementales (EE), a partir del cual se computan estadísticas básicas que se derivan en información de sensibilidad. En términos simples el método consiste en generar k+1 (k: número de parámetros) sets de parámetros del modelo (parámetros escalados en el rango [0;1]), además se crea un set base (inicial) que es generado mediante la extracción aleatoria del valor de cada parámetro desde un espacio Ω, consistente en una grilla de k-dimensiones y p niveles (típicamente de 4 a 8 (Pianosi et al., 2016)). Los siguientes $k+1$ sets de parámetros son generados mediante la variación de un parámetro a la vez (OAT) en una cantidad Δ equivalente a $p/(2(p-1))$ tal que el parámetro variado se mantenga dentro del espacio Ω. Este proceso se repite r (trayectorias) veces, partiendo siempre desde un set de parámetros base distinto al de la trayectoria anterior, obteniendo finalmente $r(k+1)$ sets de parámetros. Una vez se tiene definido los sets de parámetros, el método calcula el Efecto Elemental, según la fórmula:

$$EE_i = \frac{[Y(X_1, X_2, \dots, X_{i-1}, X_i + \Delta, \dots X_k) - Y(X_1, X_2, \dots, X_i, \dots X_k)]}{\Delta} \tag{124}$$

donde:

Y : Función Objetivo, en este caso KGE'.

X_i : Parametro i del modelo.

EE_i : Efecto elemental del parámetro i del modelo.

Entonces, la sensibilidad de cada parámetro se estima como el promedio de los efectos elementales generados para cada parámetro (en cada trayectoria cada parámetro es variado en Δ una sola vez, teniendo entonces k efectos elementales por trayectoria). Para este estudio se consideró la medida de sensibilidad propuesta por Campolongo et al. (2007), consistente en el promedio del valor absoluto de los EE, puesto que considerar el enfoque clásico (EE tanto positivos como negativos), puede provocar que el modelo falle en identificar un parámetro que puede ser muy sensible (Saltelli et al., 2008), por ejemplo, que un parámetro obtenga un EE positivo elevado

y un EE negativo elevado, que dan cuenta de una alta sensibilidad, pero que al tener signos contrarios disminuyan el promedio de los EE, otorgando de manera errónea una baja sensibilidad. Finalmente, se tendrá que mientras mayor sea el promedio de los EE, mayor será la sensibilidad del parámetro sobre el modelo. El código Matlab elaborado con la metodología de EET se encuentra en el Anexo C. Cabe indicar que para la versión distribuida del submodelo de nieve no se realiza análisis de sensibilidad, debido a que esto implica altas exigencias computacionales.

Calibración mediante cobertura nival en la cuenca

Originalmente el modelo calibra sus parámetros a través del caudal medio diario, sin embargo, en este estudio se desarrolla adicionalmente la calibración del modelo a través de cobertura de nieve estimada por el modelo según la ecuación (77) y las imágenes de cobertura nival MODIS. El objetivo de esta calibración es evaluar el comportamiento de los parámetros del submodelo 1 (submodelo de nieves) e identificar si tienen un comportamiento similar al arrojado por calibración de caudales medios diarios, de tal manera que puedan facilitar la calibración acotando el rango de valores de los parámetros.

Los parámetros en particular que se calibran a través de cobertura de nieve son:

- $HMAX$ (ec. (77))
- FVI (ec. (39))
- GRT (ec. (33), aplicable solo a cuenca del Río Maipo en versión semi-distribuida)

Esta primera calibración se realiza a través de la cobertura de nieve a nivel de la cuenca en su totalidad, es decir el modelo internamente calcula la cobertura de nieve total en la cuenca en base a los resultados de cobertura en cada banda o celda (dependiendo de la versión del modelo). El modelo aplica la función objetivo a la cobertura nival total en la cuenca simulada y aquella ingresada como dato de entrada.

Calibración mediante caudales medios diarios

Este proceso de calibración ha sido utilizado clásicamente en el modelo, consiste en calibrar todos los parámetros del modelo (parámetros del submodelo de nieves y de submodelo de escorrentía), detallados en 3.3, aplicando la función objetivo KGE a los caudales medios diarios simulados por el submodelo de escorrentía y a la estadística fluviometrica ingresada al modelo.

Cabe destacar que en la modelación de la cuenca del Río Aconcagua no se calibra el parámetro de gradiente térmico (GRT), puesto que la simulación de esta cuenca considera presión atmosférica constante (ver capítulo 4.2.3)

Periodos de calibración

Para la calibración de la cuenca del Río Maipo en El Manzano, se escogen dos periodos de calibración. El primer periodo corresponde a los años hidrológicos desde 2000 a 2007, este se consideró con el fin de aprovechar completamente los productos satelitales de cobertura de nieve (disponibles desde febrero del año 2000). Se considera un segundo periodo calibración debido a que el primero (2000 – 2007) presenta condiciones hidrológicas muy distintas a los años de posteriores disponibles para validar (posterior al año 2010 se presenta una «megasequía» en la zona central del país) lo cual pudiese condicionar los parámetros calibrados, que pueden derivar en un pobre desempeño del modelo en la validación. Por esto mismo el segundo periodo de calibración escogido comprende desde el año 2000 a 2003, puesto que existen años posteriores que presenten condiciones hidrológicas similares.

En el caso de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, el periodo de calibración se ve condicionado por la extensión continua de la estadística meteorológica. El periodo de calibración comprende los años 1987 a 1996. Debido al periodo de calibración seleccionado se vuelve imposible calibrar el modelo mediante cobertura de nieve (disponible desde el año 2000 en adelante). La Tabla 5.1 presenta un cuadro resumen con los periodos de calibración seleccionados para cada cuenca modelada.

Tabla 5.1. Periodos de Calibración del Modelo. Fuente: Elaboración propia.

Cuenca	***Periodo***
Maipo en El Manzano	2000 - 2007
Maipo en El Manzano	2000 - 2003
Aconcagua en Chacabuquito	1987 - 1996

Cabe destacar que el modelo en su versión distribuida (submodelo de nieves) aplicado a la cuenca del Río Maipo será calibrado únicamente para el periodo 2000-2003 debido al mucho mayor tiempo de computación que implicaría el calibrar para dos periodos distintos.

5.3. Validación

Los valores de los parámetros obtenidos del proceso de calibración se usan como parámetros fijos en la síntesis de cobertura de nieve y de escorrentía a nivel diario para un periodo dado. Los periodos de validación se escogieron en base a la información meteorológica disponible y considerando condiciones hidrológicas similares a los periodos de calibración. Se consideran dos periodos de validación de la Cuenca del Río Maipo en El Manzano, correspondiente a los periodos de calibración descritos en el capítulo anterior. Mientras que en el caso de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito se seleccionan años de validación en base a la estadística meteorológica disponible. La Tabla 5.2 muestra los años de validación seleccionados para las cuencas estudiadas.

Tabla 5.2. Periodo de Validación del Modelo. Fuente: Elaboración propia.

Cuenca	***Periodo***
Maipo en El Manzano	2007 - 2016
Maipo en El Manzano	2005 – 2007, 2008 - 2009
Aconcagua en Chacabuquito	1997 – 1998, 1999 - 2001

Para efectos de la validación se han considerado dos enfoques, el primero consiste en validar cada año de forma independiente, asumiendo las condiciones iniciales preestablecidas en el modelo (cobertura nival nula al inicio de la simulación), y el segundo se basa en simular de forma continua todo el periodo de validación considerando las condiciones iniciales que se obtienen al final del periodo de calibración. Cabe indicar que para la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, solo se considera el primer enfoque de validación (simulación de años independientes), puesto que la disponibilidad de información meteorológica para dicha cuenca no permite simular de forma continua el periodo de validación (información faltante en año hidrológico 1998-1999).

6. RESULTADOS

6.1. Análisis Exploratorio de Datos

6.1.1. Relleno de información fluviométrica

Para la utilización de la información fluviométrica en el punto de cierre de las cuencas en análisis para efectos de calibración y validación deben llenarse los periodos que no presenten información. El relleno de la información fluviométrica de la estación Río Maipo en el Manzano se ha realizado a mediante correlación lineal con la estación Río Colorado Antes Junta Río Maipo, cuya información se indica en la Tabla 4.2. Se ha escogido esta estación para el relleno puesto que mide el caudal afluente de una subcuenca de la cuenca Río Maipo en El Manzano y porque además presenta estadística completa durante los periodos de relleno. La Figura 6.1 presenta un gráfico con la correlación lineal entre ambas estaciones para todo el periodo de calibración y validación.

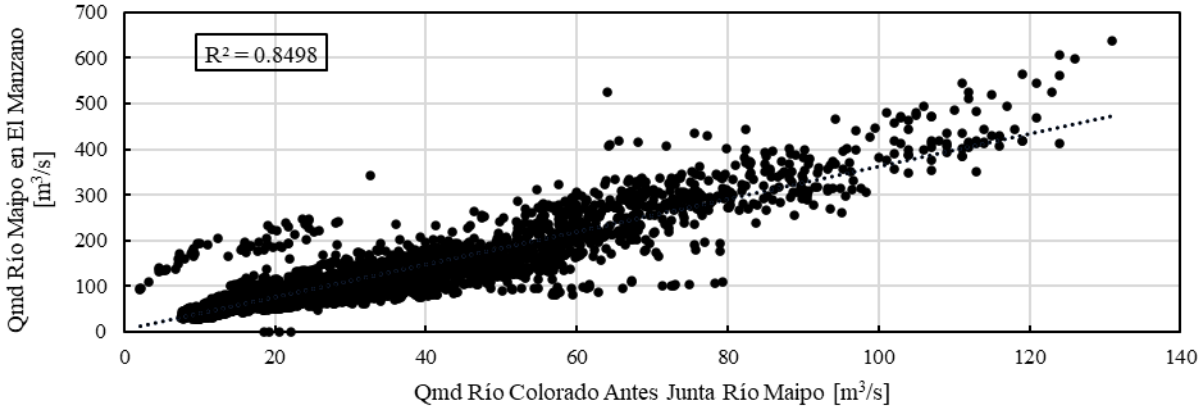


Figura 6.1. Correlación lineal entre estación fluviometrica Río Maipo en el Manzano y Río Colorado Antes Junta Río Maipo. Fuente: Elaboración propia.

De los resultados se observa una buena correlación lineal (R^2=0.85), por lo cual se considera aceptable esta estación para el relleno de datos. Finalmente se han rellenado 23 datos de la serie de caudales medios diarios para la estación Rio Maipo en El Manzano para el periodo comprendido entre los años 2000-2016 (años hidrológicos).

Para el caso de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito se ha escogido la estación Río Aconcagua en Río Blanco, debido a que mide el caudal afluente de una subcuenca de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Caber indicar que para el relleno se ha considerado solamente

la correlación para el año que presente ausencia de datos (año hidrológico 1989 – 1990), puesto que, a diferencia del caso de la cuenca del Río Maipo en el Manzano, al utilizar un periodo más extenso que obtiene un coeficiente de correlación insuficiente. La Figura 6.2 presenta un gráfico con la correlación lineal entre las estaciones donde se ha obtenido un coeficiente R^2 de 0,91 aproximadamente.

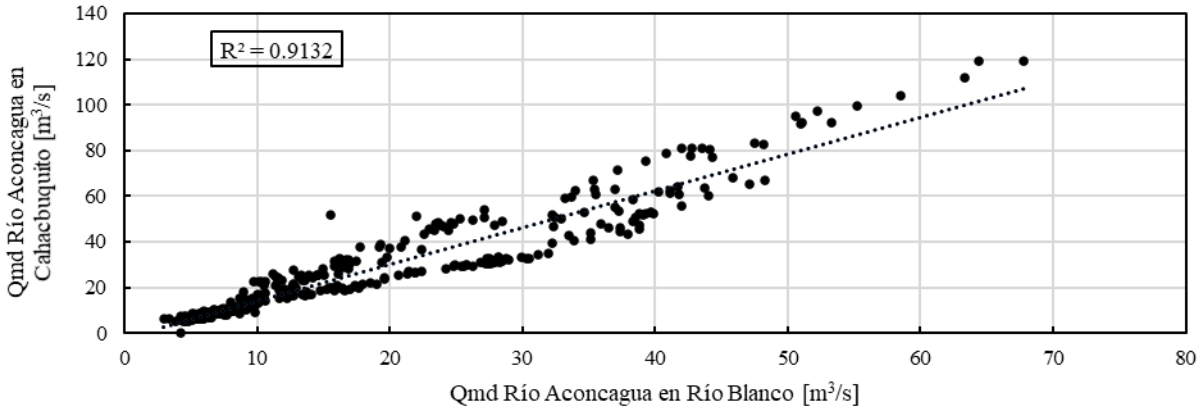


Figura 6.2. Correlación lineal entre estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito y Río Aconcagua en Río Blanco. Fuente: Elaboración propia.

6.1.2. Análisis de consistencia

Para analizar la consistencia y homogeneidad de la estadística fluviometrica en el punto de cierre de las cuencas en estudio, se realiza un análisis de doble masa, tal como se ha indicado en el capítulo 5.1.1 del presente estudio, en el caso que el análisis de doble masa indiquen quiebres notorios entonces se realiza un análisis estadístico de consistencia de las media y desviación estándar para la serie de caudales medios diarios (comprendida entre los años 2000-2016 para la cuenca del Río Maipo y los años 1987-2001 para la cuenca del Río Aconcagua).

Para la cuenca del Río Maipo en el Manzano se ha graficado las curvas de doble masa para el periodo comprendido entre las fechas 01-04-2000 y 31-03-2016, considerando en el eje de las abscisas el promedio de los caudales medios diarios específicos de las estaciones fluviométricas que se indican en la Tabla 6.1 y en el eje de las ordenadas el caudal medio diario de cada una de estas estaciones. En función de los resultados se escoge como estación base para el análisis de doble masa, la estación Río Maipo en San Alfonso, puesto que esta presenta la mejor correlación lineal. Finalmente, la Figura 6.3 muestra la curva de doble masa de la estación base Río Maipo en

San Alfonso y la estación Río Maipo en el Manzano en análisis. De los resultados no se observan quiebres notorios y por tanto se considera consistente y homogénea la estadística fluviometrica para el periodo considerado en la estación Rio Maipo en El Manzano.

Tabla 6.1: Estaciones fluviométricas consideradas para el análisis de consistencia de la estación Río Maipo en el Manzano

Código BNA	***Estación Fluviometrica***
05707002-1	Río Colorado Antes Junta Río Maipo
05702001-6	Río Volcán en Queltehues
05704002-5	Río Maipo en San Alfonso
05706001-8	Río Olivares Ante Junta Río Colorado

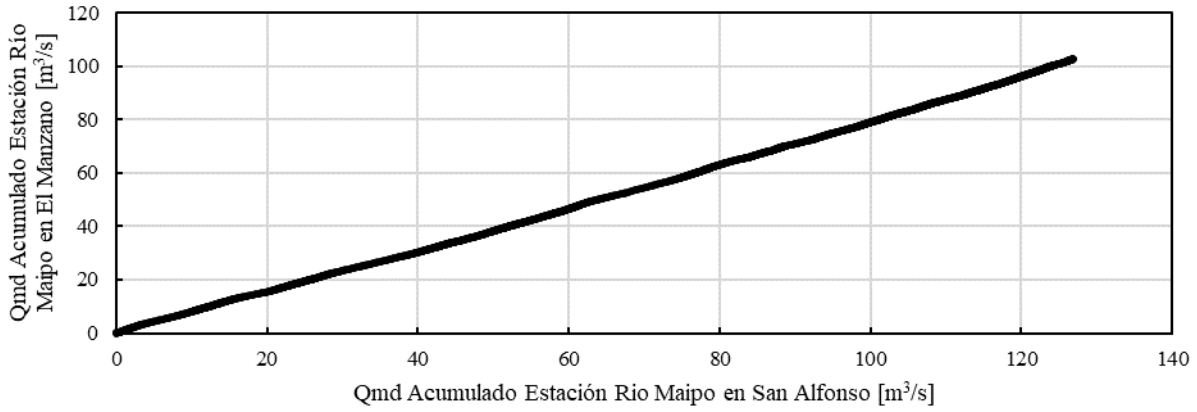


Figura 6.3. Curva de Doble Masa Estación fluviométrica Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Se realiza el mismo procedimiento para la estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito, las estaciones consideradas para el análisis se indican en la Tabla 6.2. De los resultados se adopta como base la estación Río Aconcagua en Río Blanco, puesto que es la que arroja mejor correlación lineal con el promedio de los caudales medios diarios específicos acumulados. Utilizando la estación base escogida se grafica la curva de doble masa de caudales medios diarios específicos acumulados para la estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito (ver Figura 6.4). De esta última curva se observa un quiebre notorio en el último tercio de la serie aproximadamente (año 1991). Dada la existencia de un quiebre en la curva de doble masas, se somete a un análisis de consistencia de la media y de la desviación estándar a la serie de caudales medios diarios de la estación fluviométrica en análisis. La Tabla 6.3 presenta los resultados de los análisis estadísticos antes mencionados.

Tabla 6.2. Estaciones fluviométricas consideradas para el análisis de consistencia en estación Rio Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Código BNA	***Estación Fluviométrica***
05406001-7	Río Colorado en Colorado
05402001-5	Río Blanco en Río Blanco
05403002-9	Río Aconcagua en Río Blanco

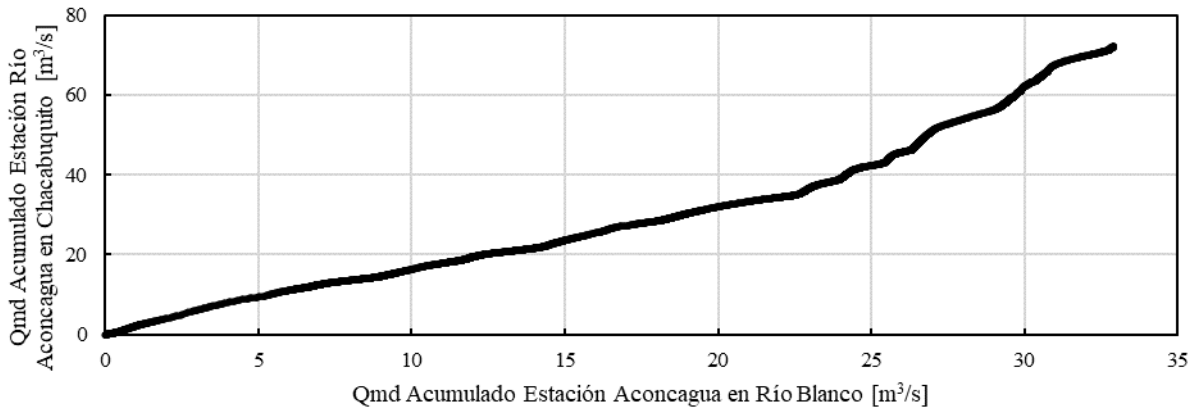


Figura 6.4. Curva de Doble Masa Estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito

Tabla 6.3. Parámetros de consistencia de la media y desviación estándar para estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Valor***
$\overline{x_1}$	32,1
$\overline{x_2}$	28,9
$\overline{S_d}$	0,89
t_c	3,56
t_t	1,96
S_1	32,0
S_2	29,8
F_c	1,15
F_t	1,00

De los resultados se observa que no se cumple la consistencia de la media de los datos ($t_c < t_t$), y tampoco la consistencia de la desviación estándar ($F_c < F_t$). Dado lo anterior, se corrige la serie de caudales medios diarios según la ecuación (107). La Figura 6.5 presenta la serie de caudales medios diarios de la estación fluviométrica Río Aconcagua en Chacabuquito corregida.

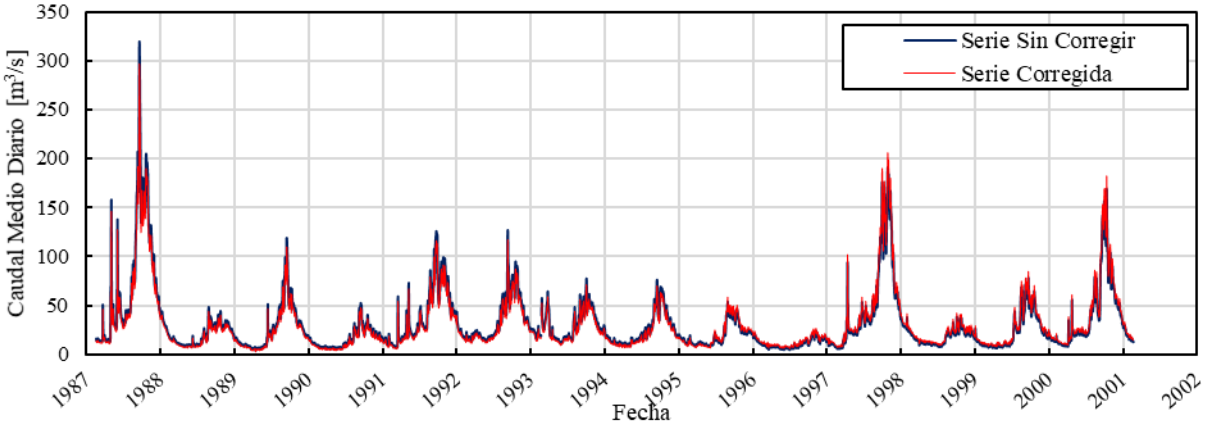


Figura 6.5. Serie Corregida de caudales medios diarios en estación Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

6.2. Relleno de imágenes satelitales MODIS de cobertura de nieve

Según el procedimiento descrito en el capítulo 5.1.1, se han rellenado los datos faltantes de los productos satelitales MODIS de cobertura de nieve fraccional para la cuenca del Río Maipo en El Manzano en el periodo comprendido entre el 01-04-2000 hasta 31-03-2016 (periodo de validación y calibración). Para el relleno de los datos se han obtenido los ráster de cobertura de nieve e índice de confiabilidad (CI) MODIS AQUA y MODIS TERRA, estas imágenes satelitales son recortadas según el polígono de la cuenca mediante la herramienta de extracción disponible en QGIS. La Figura 6.6 muestra la cobertura de nieve en la cuenca considerando todos los pixeles válidos sin importar su valor de CI, en la cual se observan disminuciones abruptas (sin sentido físico) de cobertura de nieve entre dos días y las cuales son inducidas por abundante presencia de nubes. Adicionalmente en la Figura 6.7 se ilustra el importante aumento de pixeles no validos luego de considerar como límite inferior un índice de confiabilidad de 80% en las imágenes MODIS.

Una vez asignados todos los pixeles no válidos (ya sea de origen o por presencia de nubosidad mediante el CI), se procede al relleno espacial y temporal de los datos según la metodología desarrollada por Cornwell (2012), y cuyo resultado es ilustrado a nivel global de la cuenca en la Figura 6.8 y de modo referencial rasterizado en la Figura 6.9.

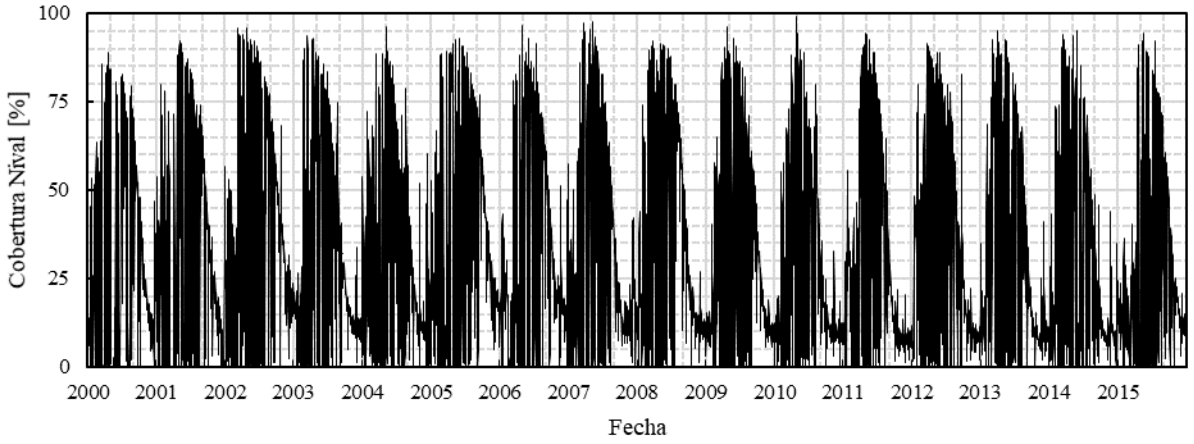


Figura 6.6. Cobertura de nieve en cuenca del Río Maipo en el Manzano considerando todos los pixeles con datos como válidos. Fuente: Elaboración propia.

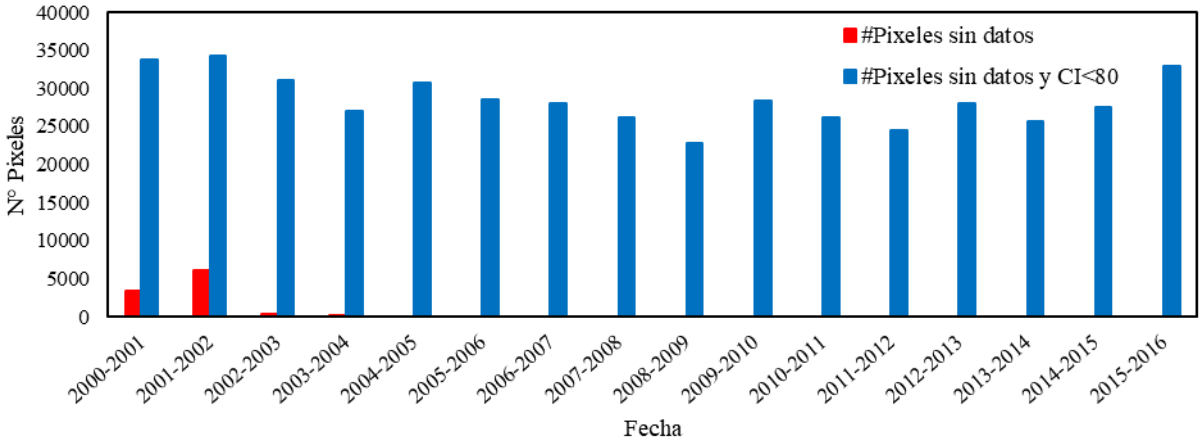


Figura 6.7. Número de pixeles sin datos y Número de pixeles con CI inferior a 80%. Fuente: Elaboración propia.

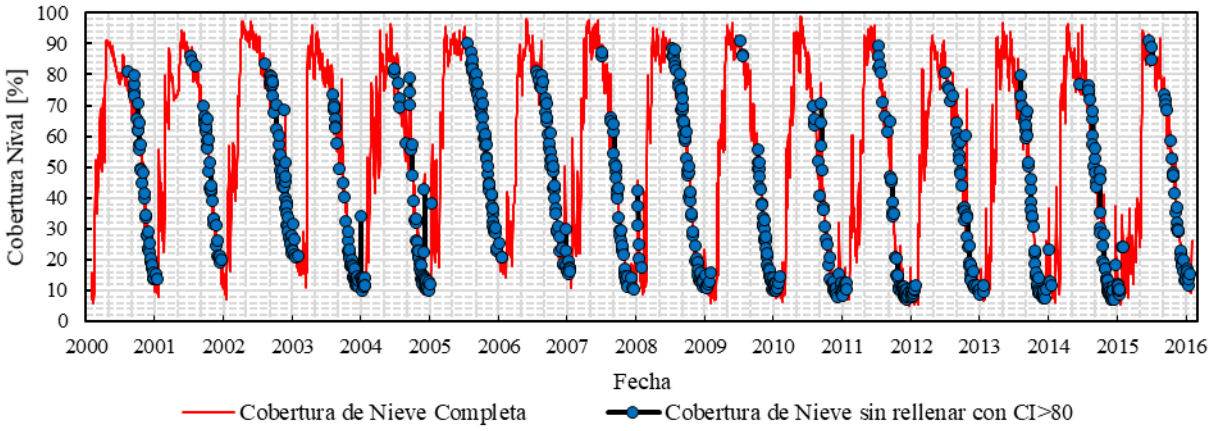


Figura 6.8. Serie completa de cobertura de nieve MODIS para cuenca del Río Maipo en el Manzano. Fuente: Elaboración propia.

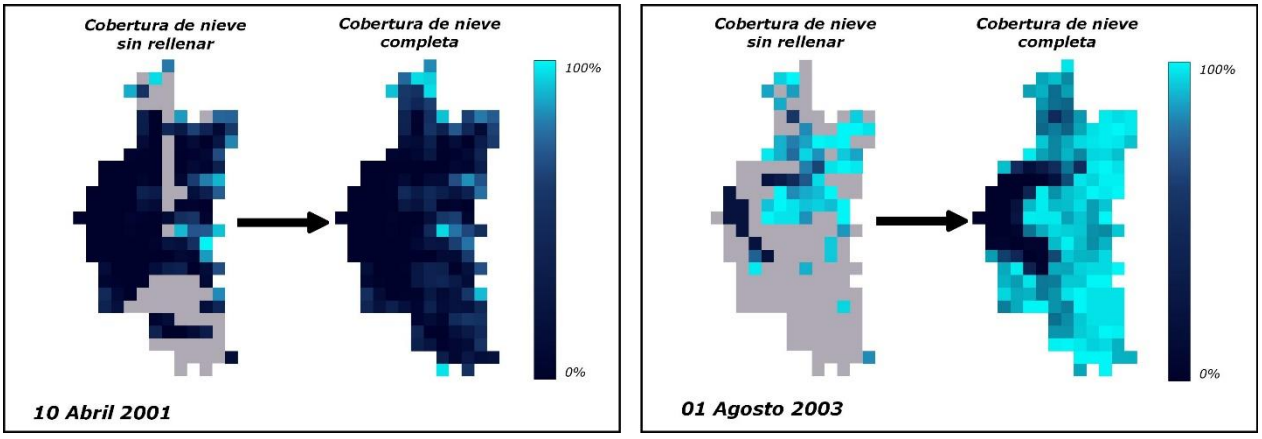


Figura 6.9. Comparativa de ráster de cobertura de nieve sin rellenar y rellenado. Fuente: Elaboración propia.

Cabe indicar que solo se ha realizado el relleno de las imágenes MODIS de cobertura de nieve para la cuenca del Río Maipo en El manzano, ya que para el periodo de análisis de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito no se dispone de este tipo de productos satelitales (disponible desde año 2000 en adelante).

6.3. Seteo de datos iniciales

6.3.1. Características físicas de la cuenca

Según ha sido descrito anteriormente, las cuencas en estudio han sido divididas en bandas, tal que las propiedades físicas del manto, de la cuenca y las condiciones climatológicas dentro de estas sean lo más homogéneas posibles para una mejor desempeño del modelo. La cuenca del Río Maipo en El Manzano ha sido dividida en 6 bandas de altura, de las cuales cada una representa el 20 % del área total de la banda aproximadamente, a excepción de las bandas extremas (primera y sexta), que corresponden a un área menor. Para el caso de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, también ha sido dividida en 6 bandas de altura, siguiendo los mismos criterios utilizados para la cuenca del Río Maipo en El Manzano, obteniendo que cada banda corresponde a un 20 % del área total de la cuenca, a excepción nuevamente de las bandas extremas (primera y sexta) que presentan un área equivalente el 10 % del área total aproximadamente. En la Tabla 6.4 y Tabla 6.5 se especifican las bandas en las cuales se ha discretizado la cuenca del Río Maipo en El Manzano y Río Aconcagua en Chacabuquito respectivamente, además en la Figura 6.10 muestra un mapa de la cuencas con las bandas escogidas.

Tabla 6.4. Características de las bandas de la cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Banda	***Cota Superior [m.s.n.m]***	***Cota Inferior [m.s.n.m]***	***Área de la Banda [km^2]***	***Porcentaje del área total [%]***
1	873	1623	241,3	5,00
2	1623	2608	961,7	20,0
3	2608	3138	969,4	20,0
4	3138	3553	963,2	20,0
5	3553	4078	964,9	20,0
6	4078	6208	734,4	15,0

Tabla 6.5. Características de las bandas de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Banda	***Cota Superior [m.s.n.m]***	***Cota Inferior [m.s.n.m]***	***Área de la Banda [km^2]***	***Porcentaje del área total [%]***
1	957	1927	211,01	10,0
2	1927	2847	424,98	20,0
3	2847	3327	423,97	20,0
4	3327	3677	415,70	20,0
5	3677	4127	431,11	20,0
6	4127	5877	215,23	10,0

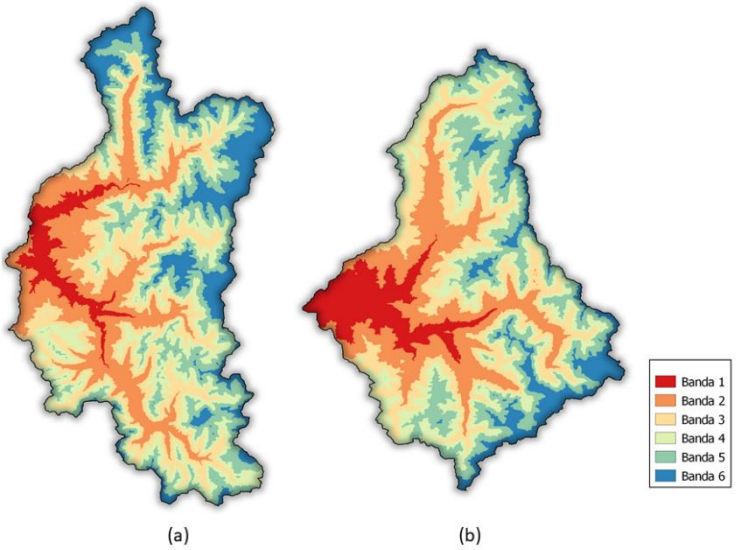


Figura 6.10. Bandas de las Cuencas del Río Maipo en El Manzano (a) y Río Aconcagua en Chacabuquito (b). Fuente: Elaboración propia.

Es importante mencionar que las bandas seleccionadas y mencionadas en el párrafo anterior también son utilizadas en la versión distribuida en pixeles del submodelo de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve.

Adicionalmente, como se ha mencionado antes, el submodelo de nieves requiere información de orientación y pendiente para el cálculo de la radiacion de onda corta incidente sobre el manto, para esto se han estimado la porción en área de las bandas que presentan orientación Norte, Oeste, Sur y Oeste, además de una pendiente promedio de cada banda calculada a partir del ráster de pendientes de misma resolución que el DEM de origen (90 m). La Tabla 6.6 y Tabla 6.7 presenta el detalle de las áreas aportantes en cada orientación y la pendiente media de cada banda escogida en las cuencas del Río Maipo y Río Aconcagua respectivamente, además la Figura 6.11 y Figura 6.12, muestran un mapa de pendientes y orientación de las dos cuencas en estudio.

Tabla 6.6. Porcentaje del área de cada banda en cada orientación en la Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Banda	***Área Norte [%]***	***Área Oeste [%]***	***Área Sur [%]***	***Área Este [%]***	***Pendiente [°]***
1	25,0	27,0	25,0	23,0	21,1
2	22,0	30,0	23,0	25,0	24,2
3	20,0	32,0	21,0	27,0	26,1
4	20,0	32,0	21,0	27,0	25,9
5	21,0	31,0	23,0	25,0	26,6
6	23,0	36,0	22,0	19,0	28,8

Tabla 6.7. Porcentaje del área de cada banda en cada orientación en la Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Banda	***Área Norte [%]***	***Área Oeste [%]***	***Área Sur [%]***	***Área Este [%]***	***Pendiente [°]***
1	25,0	29,0	23,0	22,0	22,2
2	21,0	33,0	21,0	25,0	28,2
3	20,0	31,0	22,0	27,0	26,1
4	21,0	30,0	23,0	26,0	24,4
5	23,0	34,0	21,0	21,0	25,3
6	26,0	35,0	21,0	18,0	30,5

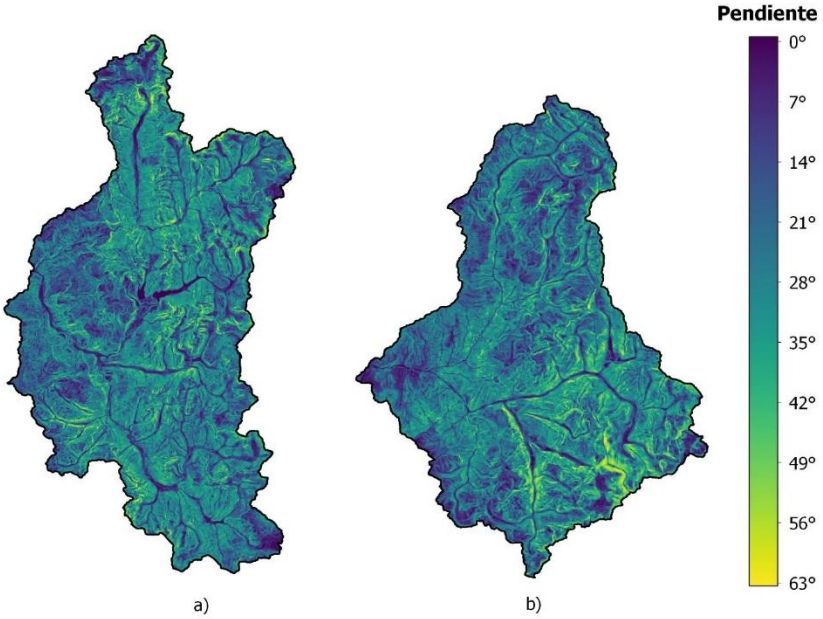


Figura 6.11. Ráster de pendiente en cuenca a) Río Maipo en El Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

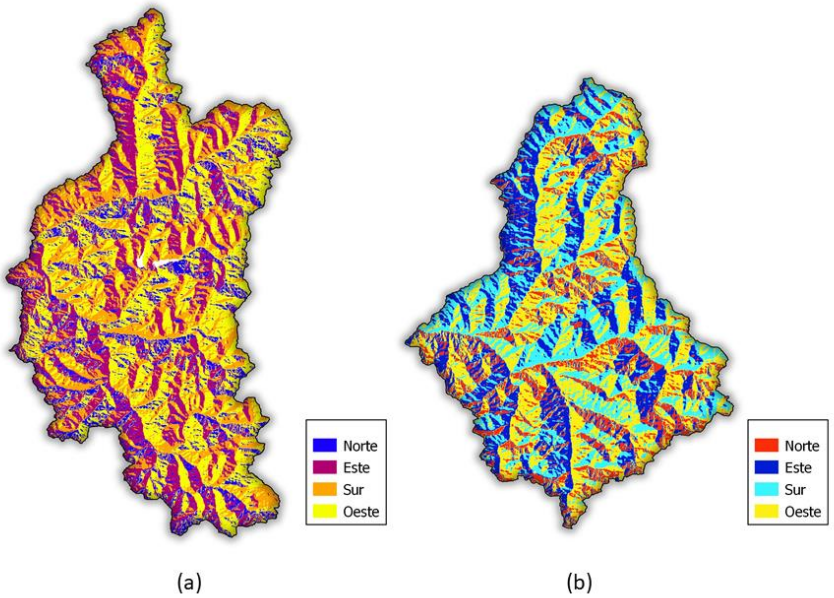


Figura 6.12. Ráster de orientación en cuenca a) Río Maipo en El Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Para el caso de la versión distribuida del submodelo de nieves, se ha discretizado la cuenca del Río Maipo en El Manzano en 189 pixeles, mientras que la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito ha sido distribuida en 89 pixeles, siendo en ambas cuencas el pixel de dimensión 0,05° (sistema de referencia geográfico). Se ha estimado la pendiente y orientación en cada uno de estos pixeles, a partir del remuestreo a resolución de 0,05° de los ráster de pendiente y orientación obtenidos de los DEM provenientes del SRTM. La Figura 6.13 y Figura 6.14 muestran un mapa de pendientes y de orientación respectivamente, representativa de los pixeles en los cuales se han discretizados las cuencas en estudio.

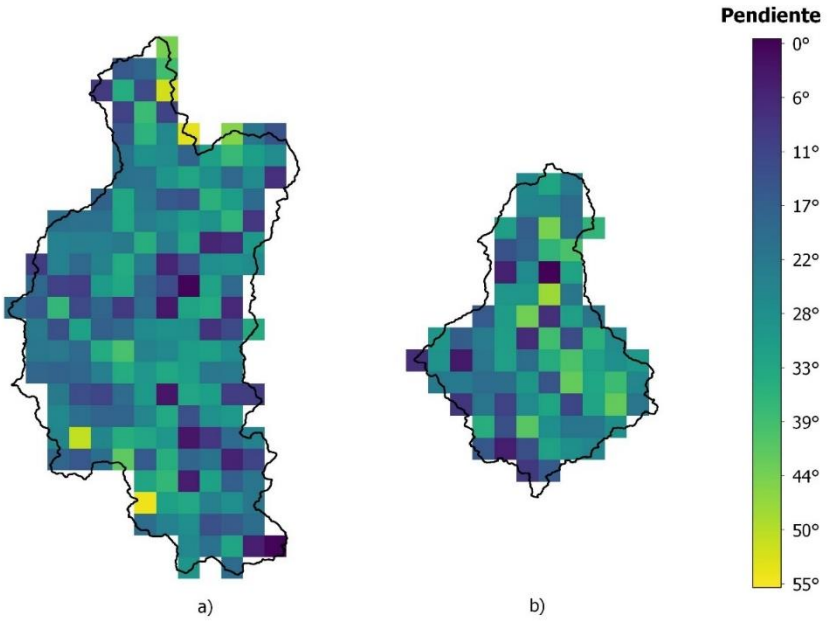


Figura 6.13. Ráster de pendiente a resolución 0,05° en cuenca a) Río Maipo en el Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

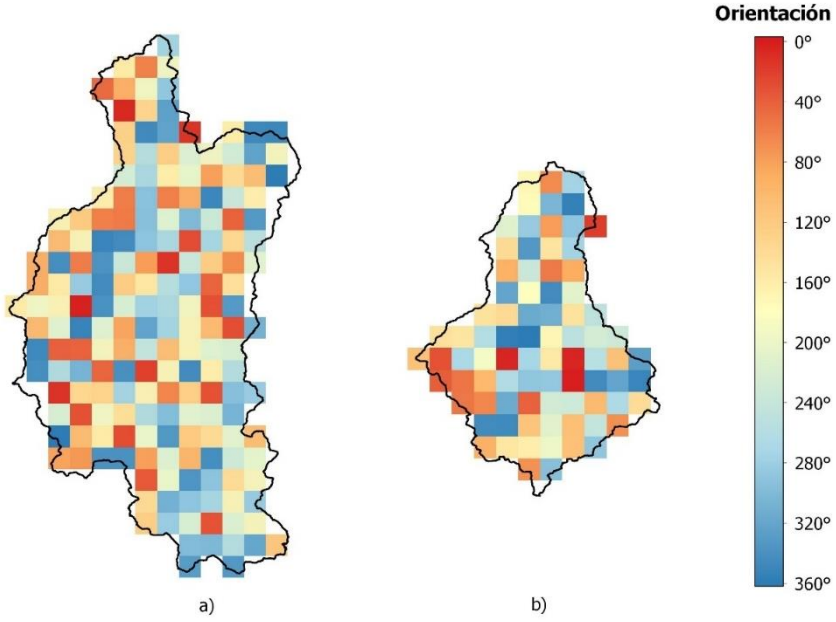


Figura 6.14. Ráster de orientación a resolución 0,05° en cuenca a) Río Maipo en el Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

6.3.2. Productos grillados CR2MET y datos meteorológicos

Para la aplicación de las forzantes grilladas de precipitación y temperatura del CR2MET, solo se requiere el archivo de extensión NetCDF completo e internamente el algoritmo del modelo extraerá los pixeles de estos productos que se ubiquen espacialmente dentro de la cuenca en análisis, para posteriormente asociar cada uno de estos pixeles en las distintas bandas de elevación en las que se divide la cuenca.

Para la cuenca del Río Maipo en el Manzano se han considerado 189 puntos dentro de la cuenca (ver Figura 6.15), los cuales representan los centroides de los pixeles de 0,05° (coordenadas geográficas) de los productos grillados que el modelo utilizará para la simulación. La Figura 6.16 Figura 6.17, Figura 6.18 y Figura 6.19 muestran un resumen de la precipitación y temperatura construida internamente por el modelo a nivel de pixel y de banda a partir de los productos grillados CR2MET para la cuenca del Río Maipo en el Manzano.

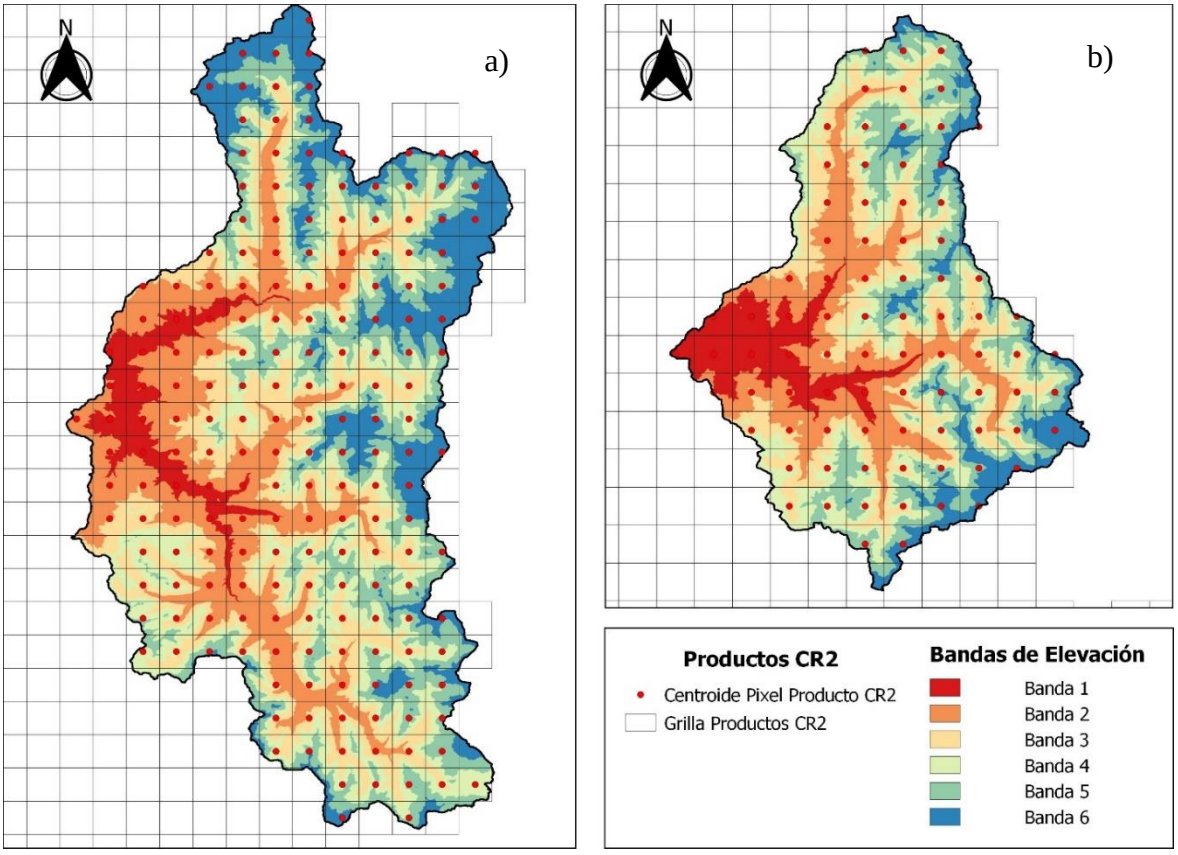


Figura 6.15. Pixeles considerados de los productos CR2MET de precipitación y temperatura para la cuenca a) Río Maipo en El Manzano y b) Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

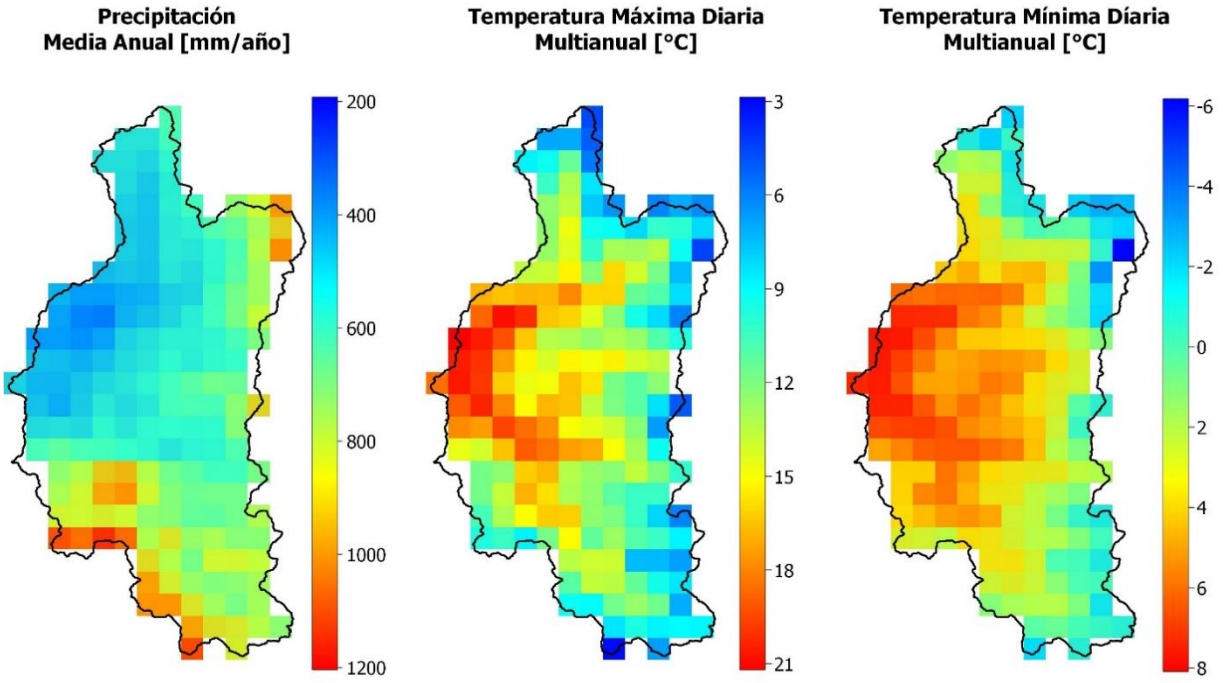


Figura 6.16. Ráster de precipitación y temperatura derivado de productos CR2MET para cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

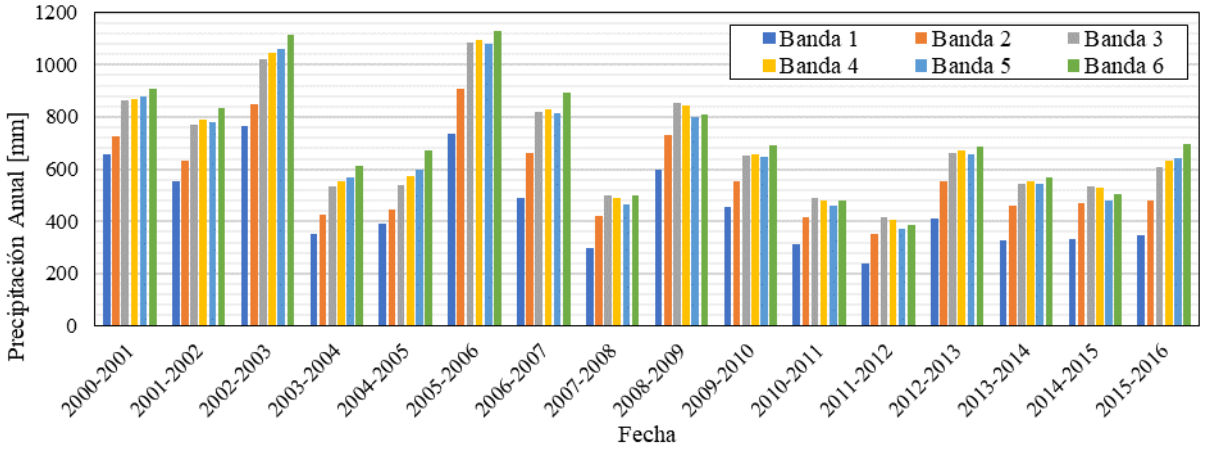


Figura 6.17. Precipitación Anual por banda en cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

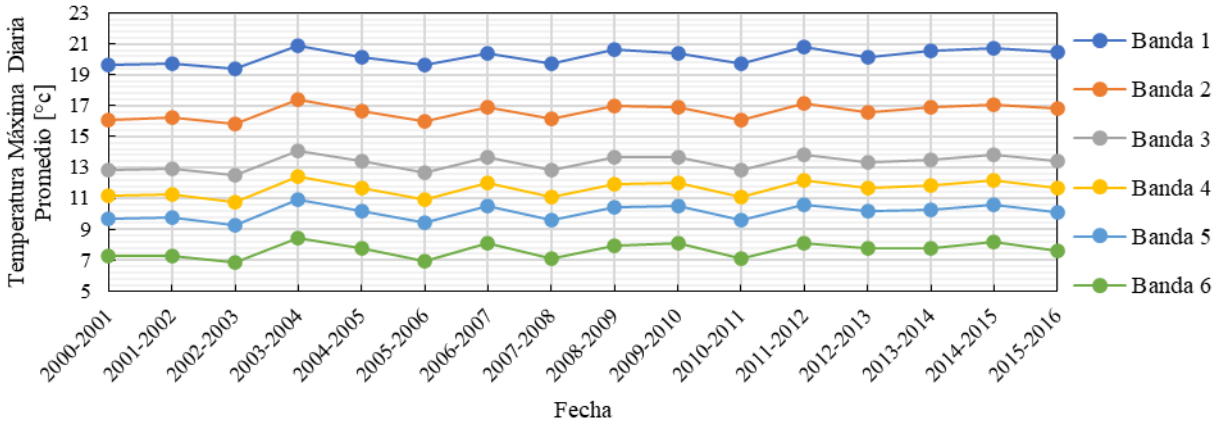


Figura 6.18. Temperatura máxima diaria al año por banda en cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

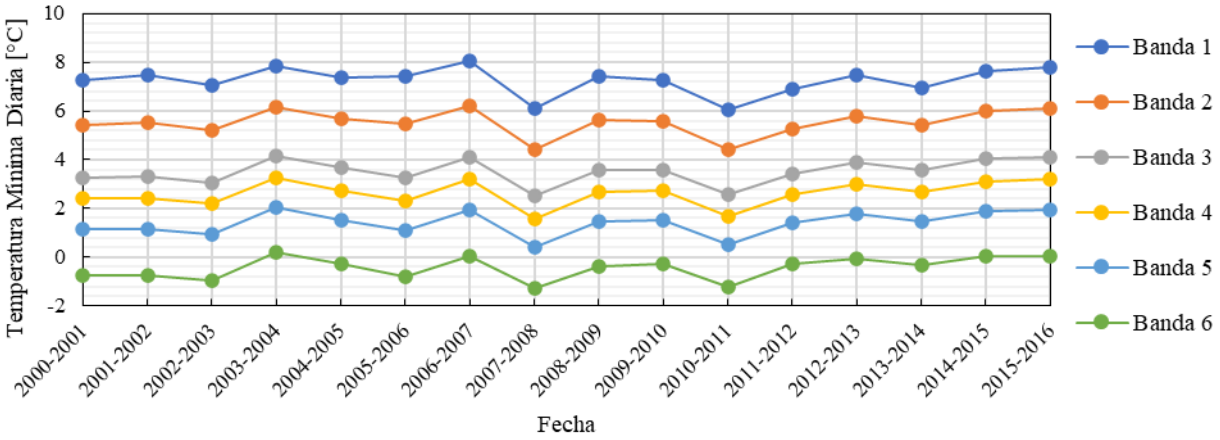


Figura 6.19. Temperatura mínima diaria al año por banda en cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Por otra parte, para la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito se han considerado 89 puntos (ver Figura 6.15) para la asociación espacial de los productos grillados de 0,05° de resolución espacial (coordenadas geográficas). La Figura 6.20, Figura 6.21, Figura 6.22 y Figura 6.23 muestran un resumen de la precipitación y temperatura construida internamente por el modelo a nivel de pixel y de banda a partir de los productos grillados CR2MET para la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito.

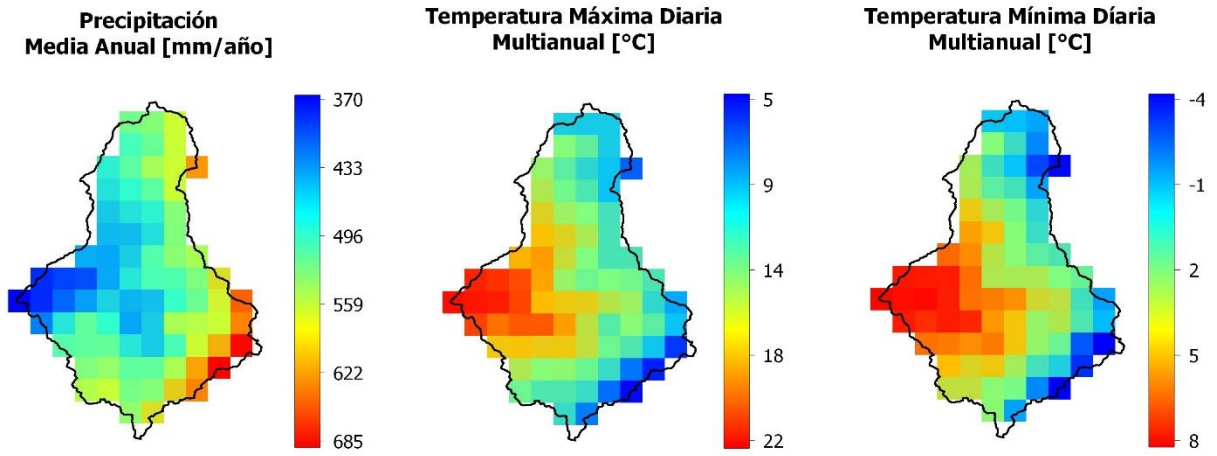


Figura 6.20. Ráster de precipitación y temperatura derivado de productos CR2MET para cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

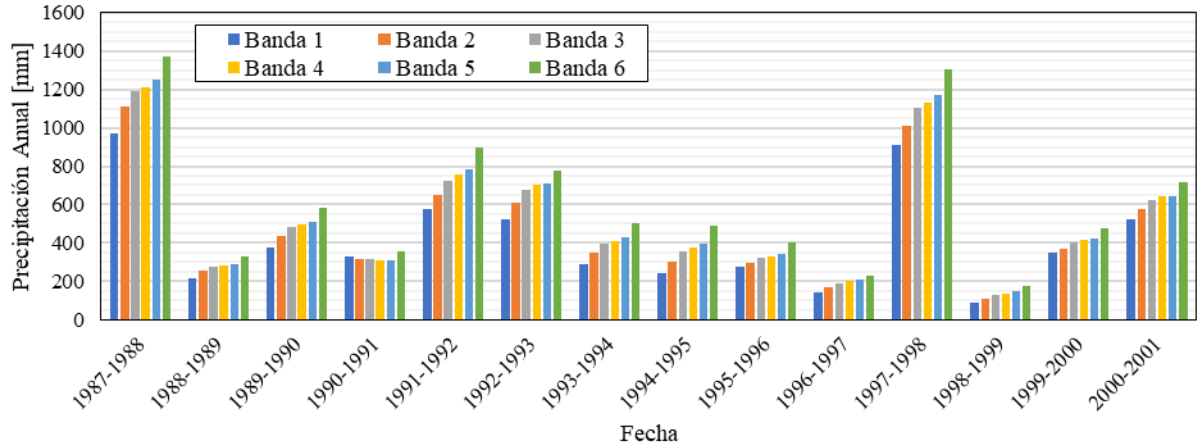


Figura 6.21. Precipitación Anual por banda en cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

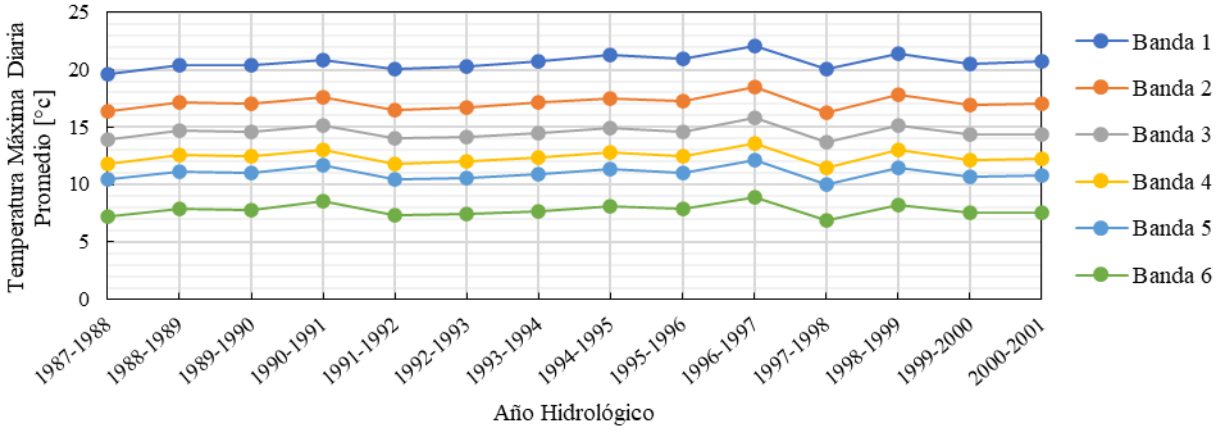


Figura 6.22. Temperatura máxima diaria al año por banda en cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

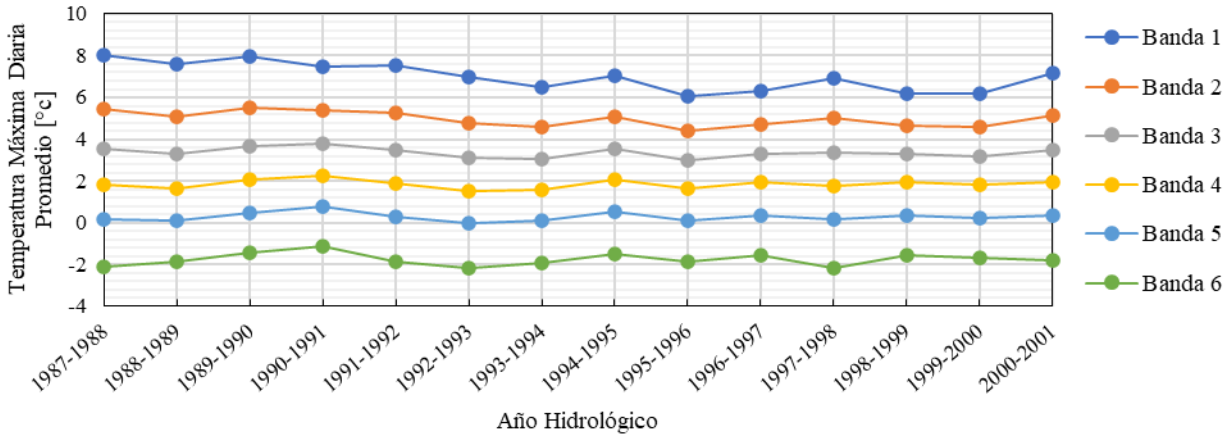


Figura 6.23. Temperatura mínima diaria al año por banda en cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Cabe recordar que las otras forzantes meteorológicas del modelo correspondientes a la velocidad del viento, horas de sol, humedad relativa máxima y mínima, presión atmosférica y temperatura en una estación de base no se obtuvieron desde un producto grillado si no que, desde datos puntuales, por lo cual estas forzantes no se distribuyen espacialmente en pixeles ni en las distintas bandas. Las series de tiempo diarias de las forzantes antes mencionadas para las distintas cuencas se muestran en el Anexo D.

Cabe recordar que para el caso de la cuenca del Río Maipo en El Manzano no se cuenta con información de humedad relativa, por lo que se utiliza la aproximación descrita en 3.2.1, mientras que en la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito no se cuenta con información de temperatura y presión atmosférica de una estación base, por lo que la presión atmosférica se considera constante y equivalente a la presión estándar de 672,33 HPa.

6.4. Calibración y Validación

6.4.1. Versión modelo semidistribuido de nieves

Calibración cuenca Río Maipo en El Manzano (periodo 2000-2007)

Como ha sido mencionado anteriormente, se calibran los parámetros para el modelo del Río Maipo en El Manzano según cobertura de nieve (únicamente los parámetros FVI, GRT y HMAX) y caudales medio diarios (todos los parámetros del modelo) mediante múltiples iteraciones, considerando el rango de valores presentado en la Tabla 6.8, de acuerdo a las experiencias de Flores (2017), Migueles (1994) y Luna (1981). El método de análisis de sensibilidad ha sido aplicado mediante 25 trayectorias, cantidad que, si bien no es suficiente para realizar un ranking certero de los parámetros en términos de su importancia, permite discriminar los parámetros más sensibles de los menos sensibles (Vanuytrecht et al., 2014).

La Figura 6.24 muestra los resultados del análisis de sensibilidad para los parámetros del modelo, en la cual se observa que el parámetro de gradiente térmico (GRT) presenta baja sensibilidad para caudales medios diarios y para cobertura de nieve, mientras que el parámetro del método de Muskingum XMUS presenta baja sensibilidad según caudales medios diarios, en razón de lo anterior, estos dos parámetros no son considerados para las siguientes iteraciones del proceso de calibración. Por otro lado, se observa que los parámetros más sensibles corresponden a aquellos que caracterizan la escorrentía subterránea (CK, HSMAX y FRAC) y la cobertura de nieve en la cuenca (HMAX y FVI).

Tabla 6.8. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Rango***	***Unidades***
GRT	0.002 - 0.011	$[°C/m]$
FVI	0,1 - 0,3	Adimensional
CK	0,0001 - 0,01	$[1/día]$
$FRAC$	0,6 – 0,95	Adimensional
$HMAX$	20 - 200	$[cm]$
$HSMAX$	100 - 300	$[cm]$
K_{MUS}	24 - 72	$[día]$
x_{MUS}	0,1 - 0,5	Adimensional

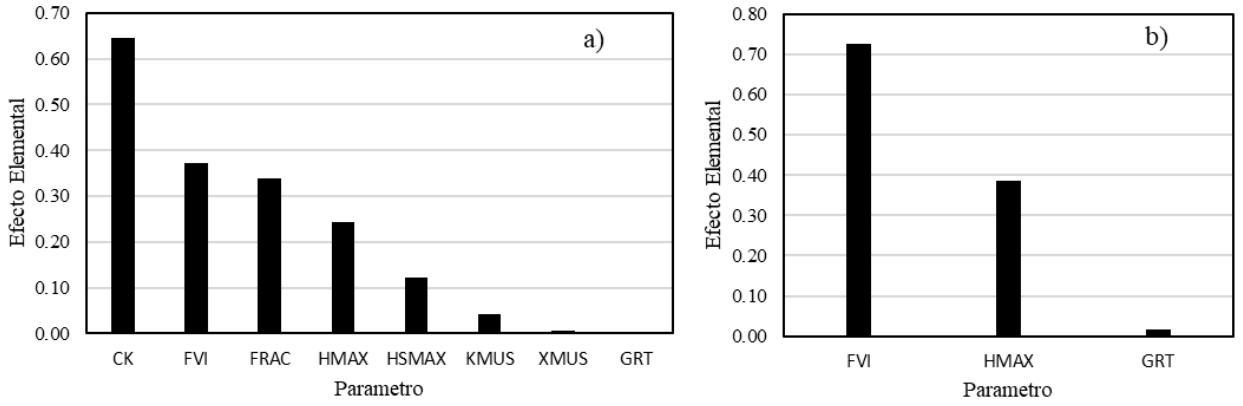


Figura 6.24. Resultado de análisis de sensibilidad método EET según a) caudales medios diarios y b) cobertura de nieve – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración Propia.

En la Tabla 6.9 se presentan los valores para los parámetros del modelo obtenido de la calibración mediante cobertura de nieve y caudales medios diarios, en la Figura 6.25 y Figura 6.26 se muestra la serie simulada y observada de cobertura nival y caudales medios diarios respectivamente para el periodo de calibración. Por otra parte, en la Tabla 6.10 se presentan los resultados de los índices de desempeño considerados para los caudales medios diarios y cobertura de nieve simulados para el periodo de calibración.

Tabla 6.9. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Valor por QMD***	***Valor por fSCA***	***Unidades***
GRT	0,008	0,006	$[°C/m]$
FVI	0,15	0,1	Adimensional
CK	0,001	-	$[1/día]$
$FRAC$	0,80	-	Adimensional
$HMAX$	96,9	20	$[cm]$
$HSMAX$	278,7	-	$[cm]$
K_{MUS}	71,3	-	$[día]$
x_{MUS}	0,26	-	Adimensional

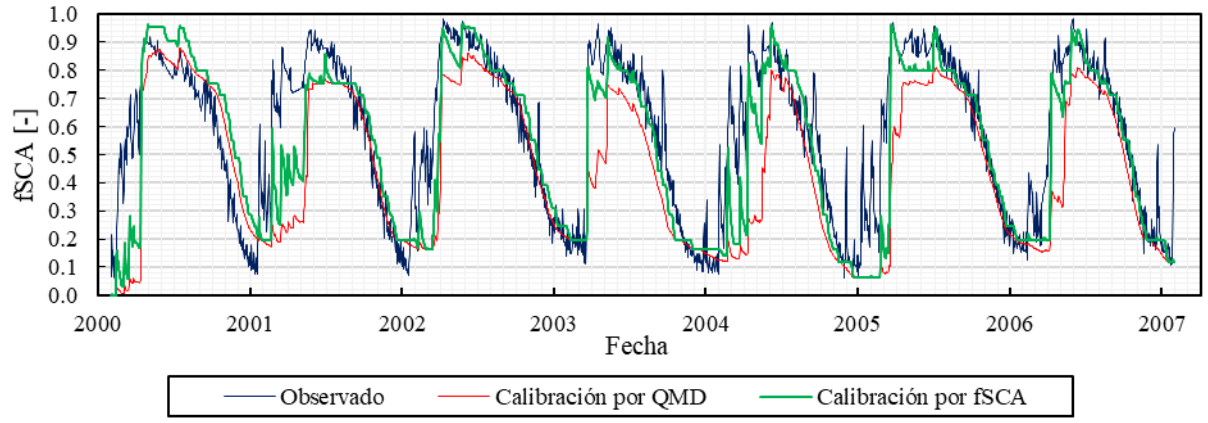


Figura 6.25. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

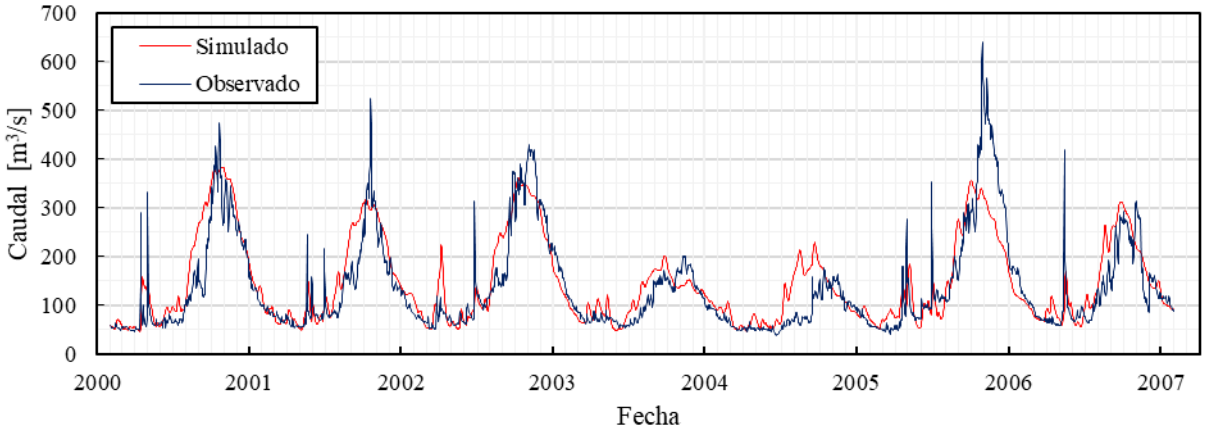


Figura 6.26. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

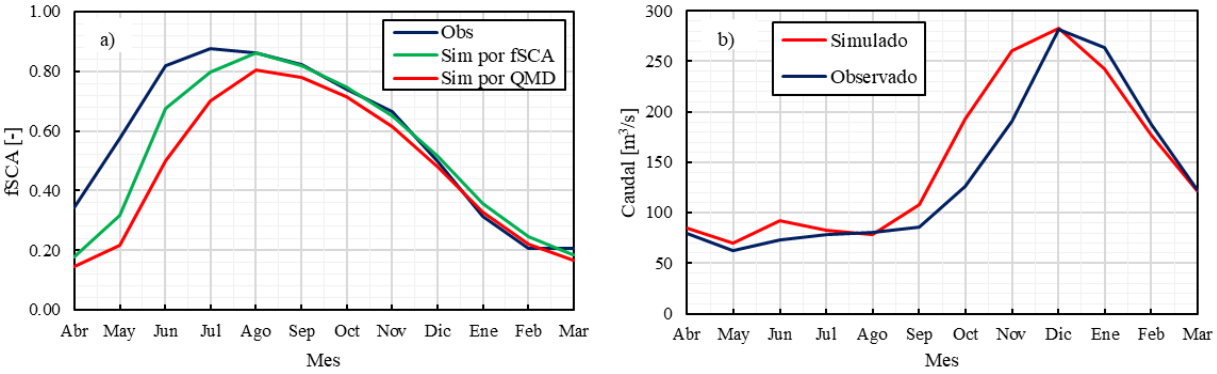


Figura 6.27. Curva de variación estacional promedio en el periodo de calibración de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.10. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios y cobertura de nieve, periodo de calibración – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Índice	***Caudales Medios Diarios***	***fSCA (calibración por QMD)***	***fSCA (calibración por fSCA MODIS)***
KGE'	0,76	0,64	0,78
r	0,85	0,80	0,87
β	1,10	0,82	0,92
γ	0,83	1,24	1,15
$Promedio\ KGE'(Q), KGE'\left(\frac{1}{Q}\right)$	0,77	-	-
$PBIAS$ [%]	-9,8	-	-
$BiasFLV$ [%]	-18,0	-	-
$BiasFHV$ [%]	-21,2	-	-

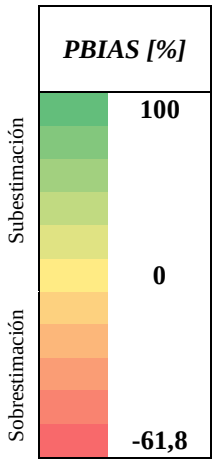
De los resultados se observa que el modelo calibrado por caudales medios diarios logra un desempeño aceptable simulando la cobertura de nieve, consiguiendo un valor de KGE' equivalente a 0,64 y mostrando en general que este subestima la cobertura de nieve en la cuenca, tal como se evidencia en el parámetro beta de KGE' inferior a 1 y en la curva de variación estacional promedio de cobertura de nieve de la Figura 6.27. Por otro lado, se tiene que el modelo calibrado por cobertura de nieve (imágenes MODIS) presenta un mejor desempeño que el caso anterior (KGE>0,75). La mejora se produce por el aumento en la cobertura de nieve para todo el periodo simulado, que a su vez se traduce en una reducción del sesgo (mejora de Beta), una menor dispersión con respecto a la media principalmente en periodo de otoño-invierno (mejora en Gamma) y un crecimiento en mayor proporción de la cobertura nival en el periodo otoño-invierno (aumento en r). En general ambos modelos muestran un buen desempeño en la evolución temporal de la cobertura de nieve, expresado por un coeficiente de correlación igual o superior a 0,8, sin embargo, sistemáticamente subestiman la cobertura nival (Beta < 1), y sobrestiman la variabilidad (Gamma >1), siendo ambos comportamientos más prominentes en el modelo calibrado por caudales medios diarios.

De acuerdo a la Tabla 6.11, se observa que a nivel de cada banda el modelo calibrado por caudales medios diarios tiende a subestimar de manera importante la cobertura de nieve en las bandas inferiores, obteniendo un sesgo porcentual mensual promedio para el periodo de calibración mayor que 89% en las bandas de menor altura (Banda 1 y 2). Para las bandas superiores a estas se observa una tendencia a la sobrestimación de la cobertura de nieve especialmente en los periodos de deshielo (septiembre a marzo), alcanzando un sesgo promedio de -19,6% en la banda más

elevada (Banda 6). Lo anterior indica que la subestimación de la cobertura de nieve a nivel global de la cuenca se debe principalmente a la nula cobertura en las bandas más bajas, que no logra ser compensada completamente por la excesiva cobertura nival simulada en las bandas más altas.

Tabla 6.11. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Mes	***Banda 1***	***Banda 2***	***Banda 3***	***Banda 4***	***Banda 5***	***Banda 6***
Abril	100,0	99,8	98,2	97,4	64,5	-15,3
Mayo	99,2	96,2	88,0	83,7	56,9	-4,6
Junio	99,0	89,8	48,0	40,5	24,0	-2,5
Julio	98,7	76,3	15,4	10,3	2,6	-6,9
Agosto	98,8	61,4	-5,9	-4,6	-5,6	-7,4
Septiembre	99,6	67,2	-7,4	-3,8	-5,3	-6,8
Octubre	100,0	84,4	-1,2	-4,1	-6,6	-7,3
Noviembre	100,0	96,9	19,4	8,3	-1,8	-8,8
Diciembre	100,0	100,0	48,9	18,8	-1,4	-17,1
Enero	100,0	100,0	82,4	47,5	-20,5	-38,2
Febrero	100,0	100,0	99,0	77,2	-31,5	-57,8
Marzo	100,0	100,0	99,9	99,0	28,2	-61,8
Promedio	99,6	89,3	48,7	39,2	8,6	-19,6



En términos de caudales medios diarios se observa en general un buen desempeño en la respuesta del modelo, con un valor de KGE' equivalente a 0,76, y un sesgo porcentual (PBIAS) inferior al 10% catalogado como "muy bueno" (Moriasi, et al., 2006). En relación al ajuste temporal de la respuesta del modelo se observa un buen comportamiento con un coeficiente de correlación (r) superior a 0,8. Además, los resultados entregados por el índice BiasFLV de 18% y el índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) igual a 0,79, evidencian una buena respuesta del modelo en términos de los caudales bajos y flujo base a largo plazo. Con respecto a los caudales máximos se tiene que el modelo los subestima, con un sesgo (BiasFHV) del orden de 20%.

Adicionalmente, tal como se observa en la curva de variación estacional de la Figura 6.27, el modelo tiende a sobrestimar los caudales en el periodo mayo-junio y septiembre – noviembre, mientras que subestima los caudales en la zona de recesión del hidrograma de deshielo (periodo diciembre – marzo). A nivel mensual se observa una mejora en el desempeño en relación a escala diaria, obteniendo un KGE' muy bueno de 0,81 (ver Tabla 6.12), evidenciando particularmente un mejor desempeño en el coeficiente de correlación y Gamma, debido principalmente a que, a escala mensual, la variabilidad y los valores extremos diarios son atenuados, como es posible visualizar en la Figura 6.28. En relación a los volúmenes de deshielo (periodo septiembre – marzo) se tienen

errores que van desde 0,5% a 22%, a excepción del periodo 2004-2005 donde se tiene un error muy superior a los otros años equivalente a 45% (ver Figura 6.29), además se observa que el modelo tiende a sobrestimar los volúmenes de deshielo.

Tabla 6.12. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales para periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Índice	***Valor***
KGE′	0,80
r	0,90
β	1,10
γ	0,86

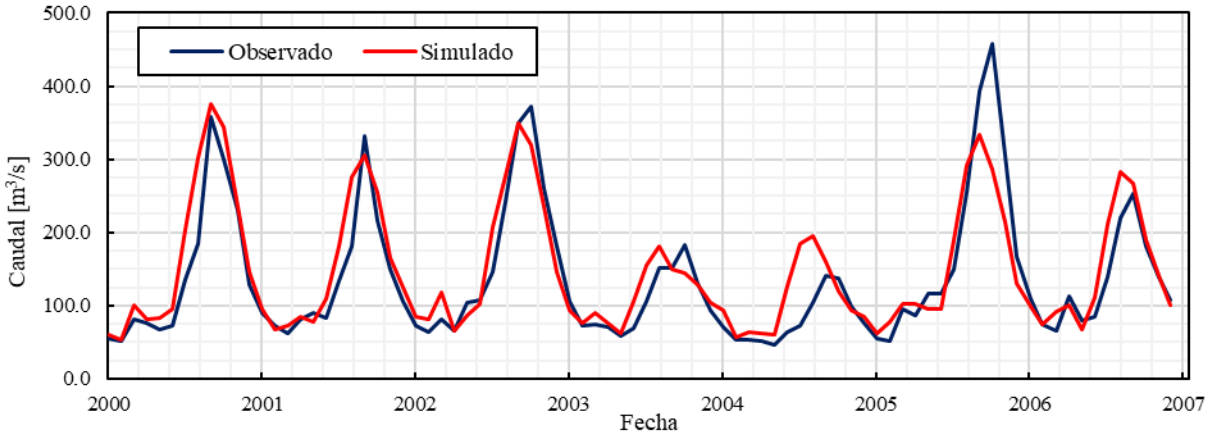


Figura 6.28. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

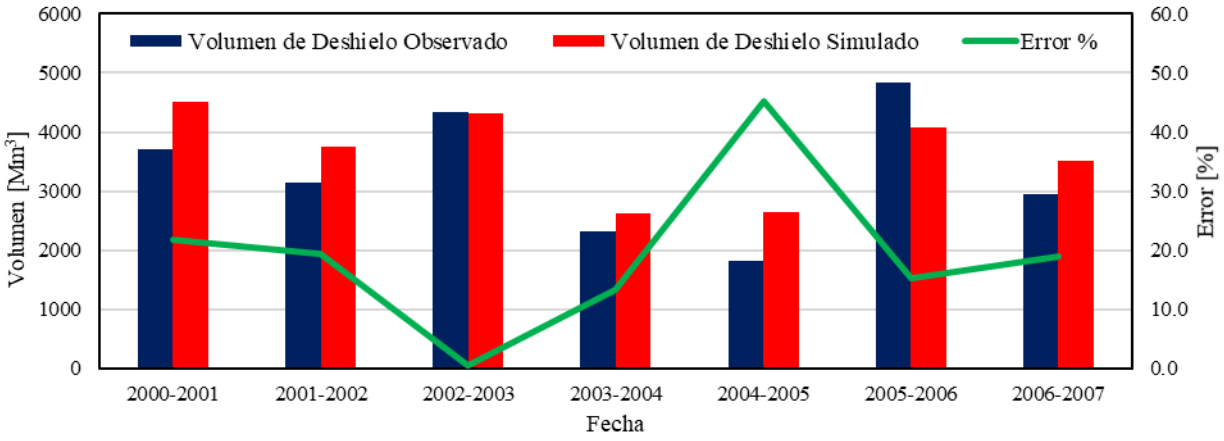


Figura 6.29. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Cabe destacar que el año de peor ajuste de los caudales medios diarios en el periodo de calibración corresponde al año hidrológico 2005-2006, donde se observa que el modelo subestima de forma importante los caudales de deshielo (periodo septiembre- marzo), se presume que esta anomalía en el comportamiento del modelo se debe a un sesgo en la precipitación forzante, puesto que tal como se observa en la Figura 6.17, las precipitaciones en los años hidrológicos 2005-2006 (1004 mm) serían muy similares a las del periodo 2002-2003 (977 mm), sin embargo en los caudales medios diarios se observa que en el periodo 2005-2006 el caudal peak de deshielo sería del orden de 32% superior al del periodo 2002-2003. Este sesgo obligaría al modelo a no alcanzar un mejor índice KGE' durante la calibración, puesto que al tratar de mejorar el ajuste del periodo 2005-2006 (equivalente a mejorar el ajuste de Gamma), por ejemplo, disminuyendo el parámetro FRAC o aumentando la cobertura de nieve mediante FVI y HMAX, se produciría un aumento mayor de Beta lo cual perjudicaría el ajuste global de KGE'. Por consiguiente, si se descartase el año hidrológico 2005-2006 se podría obtener un KGE' aún superior al 0,76 puesto que sería posible conseguir un valor de Beta más cercano a 1 sin perjudicar el parámetro Gamma. También se observa un comportamiento anómalo para el periodo 2004-2005 en el cual el modelo sobrestima de forma importante los caudales en el periodo de deshielo, esto se podría asociar nuevamente a un sesgo en la precipitación forzante, ya que para el periodo en cuestión se tendría una precipitación anual en la cuenca de 536 mm, mientras que para el periodo 2003-2004 se tendría una precipitación anual de 508 mm, sin embargo, la estadística fluviométrica muestra mayores caudales y volumen de escorrentía para el año hidrológico 2003-2004 en comparación al periodo 2004-2005 lo cual estaría evidenciado inconsistencia entre la forzante de precipitación y el volumen de agua, además se debe mencionar que este error podría también deberse al efecto de los elementos reguladores de escorrentía ubicados dentro de la cuenca, como son la laguna Negra y el embalse El Yeso.

Validación cuenca Río Maipo en El Manzano (periodo 2007-2016 – Simulación años independientes)

En la Figura 6.30 se muestra la cobertura de nieve observada y aquella simulada para el periodo de validación de años independientes (2007-2016) por el modelo calibrado mediante caudales medios diarios, mientras que en la Tabla 6.13 se muestran los resultados de los índices de desempeño considerados. De los resultados se observa un desempeño pobre del modelo, puesto que en general los valores del índice KGE' no superan 0,5. No obstante lo anterior, se debe notar

que para el periodo de validación todos los años se modelaron de forma separada, es decir, para cada año hidrológico se tiene el error asociado a la condición inicial de cobertura nival nula en la cuenca, la cual al no ser estrictamente cierta (ver cobertura de nieve observada en la Figura 6.30), obliga al modelo a subestimar de forma importante la cobertura en los primeros meses de simulación, que empeoran el desempeño particularmente del parámetro Beta y Gamma, por esta misma razón se espera que al no considerar los primeros meses de simulación influenciados por la condición inicial, se obtenga una mejora considerable en Beta, Gamma y KGE', dicho esto, de todas maneras se tiene que el modelo en general subestima la cobertura nival en invierno y primavera al igual que lo observado en el periodo de calibración, pero además subestima la cobertura en verano (ver Figura 6.32). Desde el punto de vista del coeficiente de correlación se tiene un buen resultado, con valores superiores al obtenido en el periodo de calibración en todos los años, lo cual da cuenta que el modelo estaría caracterizando de forma correcta la evolución temporal del manto. De acuerdo a la Tabla 6.14, a nivel de cobertura nival por banda se observa un comportamiento similar al periodo de calibración, indicando que el modelo subestima de forma importante la cobertura de nieve en las bandas bajas (sesgo superior a 80% para las bandas 1 y 2) y mostrando tendencia a la reducción del sesgo hacia las bandas superiores, llegando a sobrestimar la cobertura para el periodo de deshielo en las bandas más altas (Banda 5 y 6).

Tabla 6.13. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	β	γ
2007-2008	0,37	0,84	0,83	1,59
2008 -2009	0,70	0,83	0,86	1,21
2009 - 2010	0,46	0,84	0,75	1,45
2010 - 2011	0,39	0,90	0,72	1,53
2011 – 2012	0,39	0,93	0,70	1,52
2012 – 2013	0,16	0,87	0,44	1,61
2013 – 2014	0,36	0,91	0,64	1,52
2014 - 2015	0,37	0,86	0,68	1,53
2015 - 2016	0,41	0,95	0,70	1,50

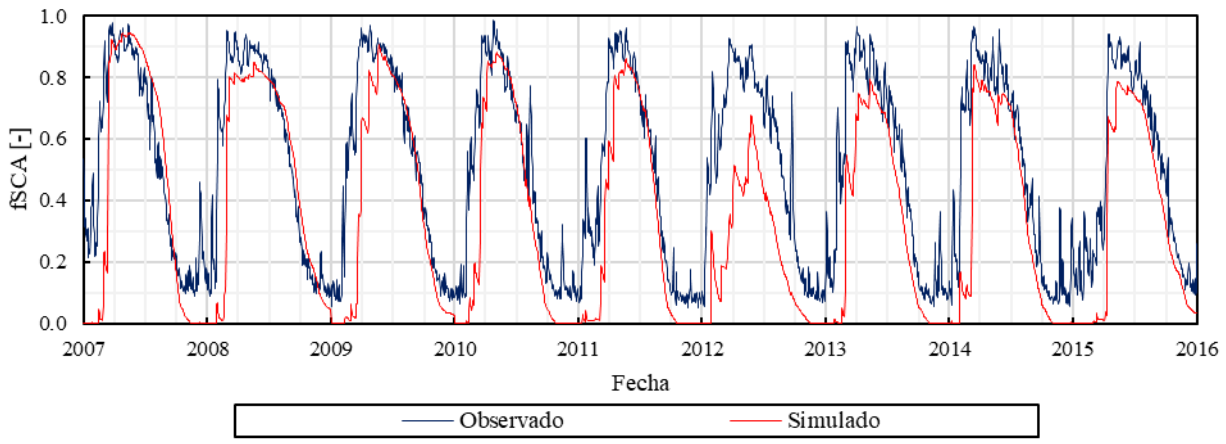
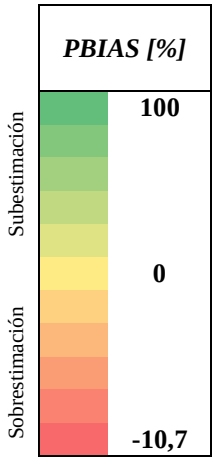


Figura 6.30. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.14. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Mes	***Banda 1***	***Banda 2***	***Banda 3***	***Banda 4***	***Banda 5***	***Banda 6***
Abril	99,9	98,1	98,0	98,2	98,2	97,4
Mayo	99,7	97,8	94,2	93,0	89,2	76,7
Junio	97,2	82,8	56,9	50,5	42,0	20,1
Julio	95,0	68,0	19,4	10,8	1,3	-4,8
Agosto	94,6	54,9	6,4	2,4	-2,2	-6,8
Septiembre	94,2	55,1	3,1	1,0	-3,8	-7,2
Octubre	100,0	73,2	11,6	6,2	1,2	-9,0
Noviembre	100,0	94,3	38,7	21,7	9,9	-10,7
Diciembre	100,0	100,0	79,5	50,1	26,3	-6,3
Enero	100,0	100,0	100,0	89,5	62,8	24,0
Febrero	100,0	100,0	100,0	100,0	93,2	53,4
Marzo	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	77,3
Promedio	98,4	85,4	59,0	52,0	43,2	25,3



En la Figura 6.31 se muestran los resultados de caudales medios diarios obtenidos por el modelo para el periodo de validación, mientras que en la Tabla 6.15 se presentan los resultados de los índices de desempeño considerados. De estos se observa que el modelo en todos los años validados presenta un peor desempeño al obtenido para el periodo de calibración (en términos de KGE'), con más de la mitad de los años validados presentando un KGE' inferior a 0,5. De la descomposición de KGE' es posible observar que para todos los años validados el sesgo de sobrestimación es muy superior al obtenido para el periodo de calibración (Beta = 1,10), con sesgos siempre mayores al 20% (Beta > 1,2) y en su mayoría mayores a 25%, que equivalen a un

desempeño “Insatisfactorio” de acuerdo Moriasi, et al. (2006). Adicionalmente, se tiene que los años con peor desempeño (periodo 2009-2014) además de presentar el sesgo antes mencionado, muestran un coeficiente de correlación muy por debajo del obtenido para el periodo de calibración, lo que indicaría que el modelo además de sobrestimar estaría desfasando temporalmente de manera notoria los caudales, principalmente en el periodo de deshielo, tal como es posible observar en la Figura 6.32. Para el caso de caudales bajos y caudales máximos, se observa también un peor desempeño del modelo en comparación al periodo de calibración, con sesgos en general superiores al ±30%, solo en términos de variabilidad se tiene que el modelo presenta un desempeño muy similar o superior en muchos casos al periodo de calibración. Para caudales medios mensuales se obtiene un mejor desempeño del modelo en términos de KGE’, específicamente por el mejor ajuste del coeficiente de correlación y Gamma por las mismas razones detalladas para el periodo de calibración, a pesar de lo anterior, el modelo sigue presentando en general un mal desempeño, puesto que el sesgo se mantiene al pasar de escala diaria a mensual. En relación a los volúmenes de deshielo se tienen errores en general mayores a los obtenidos para el periodo de calibración (mayoría de año sobre 30%), observando en todos los casos sobrestimación de estos, lo cual es consistente con los sesgos antes mencionados.

Tabla 6.15. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE’*	*r*	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	$PBIAS$ [%]	$BiasFLV$ [%]	$BiasFHV$ [%]
2007-2008	0,50	0,71	1,40	1,08	0,54	-40,0	-54,1	41,9
2008 -2009	0,75	0,87	1,21	1,02	0,79	-21,3	43,8	13,2
2009 - 2010	0,38	0,64	1,50	0,98	0,44	-50,3	33,0	24,9
2010 - 2011	0,07	0,38	1,64	0,74	0,12	-63,9	-61,9	43,7
2011 – 2012	0,39	0,44	1,22	1,05	0,34	-21,8	-83,5	29,9
2012 – 2013	0,16	0,35	1,33	0,57	0,15	-32,7	-23,4	-16,3
2013 – 2014	0,45	0,52	1,25	1,10	0,43	-24,8	-29,0	24,2
2014 - 2015	0,53	0,62	1,26	1,11	0,46	-25,6	-41,2	12,8
2015 - 2016	0,57	0,73	1,33	1,00	0,56	-33,4	-61,7	4,6

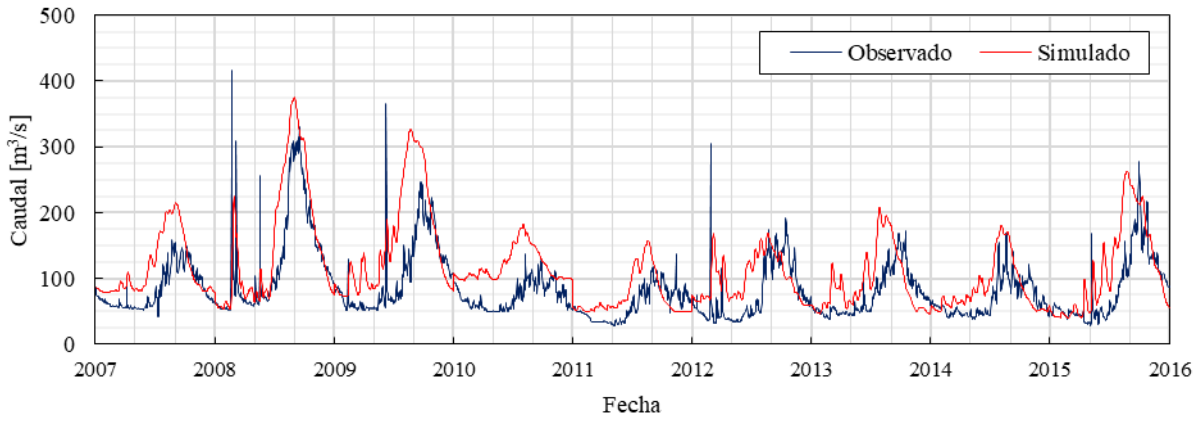


Figura 6.31. Caudales medios diarios observados y simulados para periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

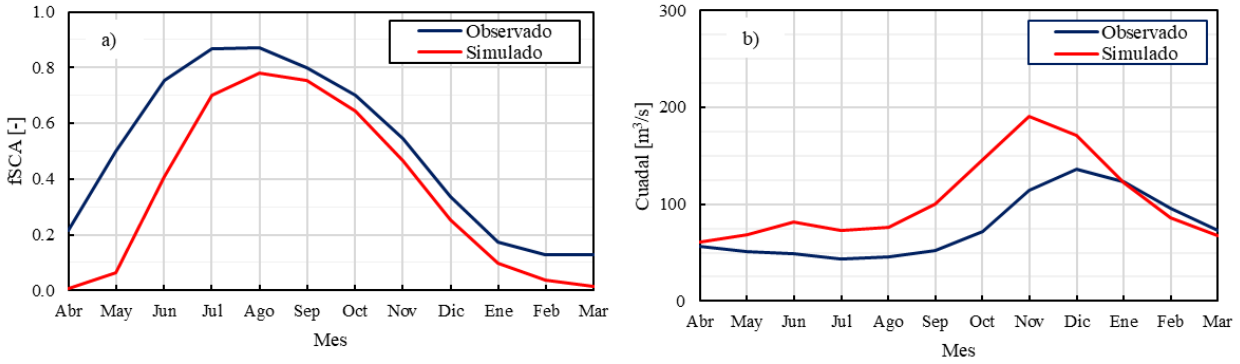


Figura 6.32. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años independientes de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios Fuente: Elaboración propia.

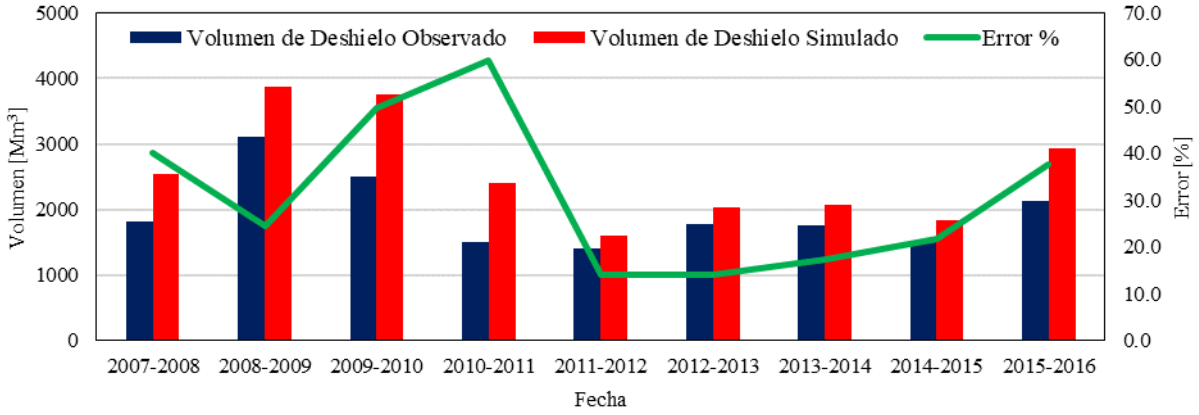


Figura 6.33. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.16. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
2007-2008	0,50	0,74	1,40	1,13
2008 -2009	0,76	0,94	1,21	1,09
2009 - 2010	0,42	0,70	1,50	1,05
2010 - 2011	0,14	0,45	1,64	0,82
2011 – 2012	0,43	0,49	1,22	1,12
2012 – 2013	0,22	0,42	1,32	0,58
2013 – 2014	0,50	0,57	1,25	1,09
2014 - 2015	0,54	0,71	1,25	1,25
2015 - 2016	0,62	0,81	1,33	1,02

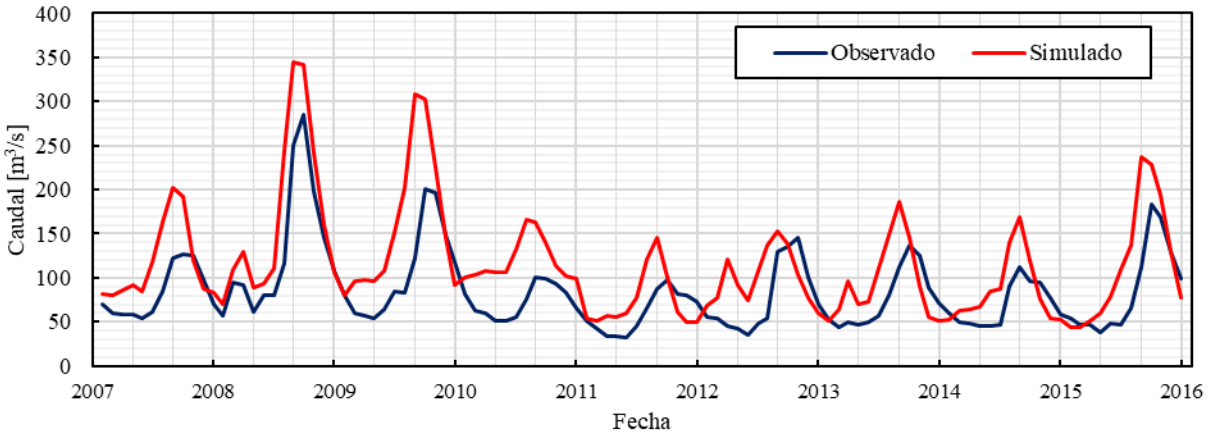


Figura 6.34. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años independientes – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca Río Maipo en El Manzano (periodo 2007-2016 – Simulación años continuos)

En la Figura 6.35 se muestra la cobertura de nieve observada y simulada para el periodo de validación con enfoque de simulación de años continuos (2007-2016), mediante el modelo calibrado por caudales medios diarios, mientras que en la Tabla 6.17 se muestran los resultados de los índices de desempeño considerados. Los resultados muestran una mejora notoria en el desempeño del modelo en comparación a los resultados obtenidos de la validación de años independientes, obteniendo en la mayoría de los años KGE' superior a 0,5. En particular se observa una mejora notoria en el desempeño del índice Beta y Gamma respecto a la validación de años independientes, lo cual está ligado con la condición inicial no nula, que permite tener cobertura nival al inicio de cada año de hidrológico, reduciendo así el sesgo y la variabilidad. No obstante,

se observa el mismo comportamiento que el exhibido en la validación de años independientes, correspondiente a la sistemática subestimación de la cobertura nival simulada en la cuenca a lo largo de todos los años, con un valor del parámetro beta en promedio cercano a 0,75 (sesgo de subestimación de 25%). Desde el punto de vista de la evolución temporal de la cobertura nival (desempeño coeficiente de correlación), el modelo sigue mostrando un desempeño bastante bueno, con valores del coeficiente de correlación superior a 0,8 en todos los años validados. De acuerdo a la Tabla 6.18, a nivel de cobertura nival por banda se observa un comportamiento similar al exhibido en la validación por años independientes, indicando que el modelo subestima de forma importante la cobertura nival en las bandas bajas (sesgo promedio superior a 80 % en banda 1 y 2), y la subestimación se va reduciendo en las bandas de mayor altura, sin embargo siempre subestimando la cobertura y llegando en promedio a una subestimación del 100% en la cobertura nival al final del año hidrológico (marzo), para todas las bandas a excepción de la banda más elevada (banda 6), donde se observa que el modelo sobrestima la cobertura nival a lo largo de todo el periodo de septiembre a enero. Los resultados de la Tabla 6.18, indican que la cobertura nival remanente al final del año hidrológico que es posible visualizar en la Figura 6.35, corresponde a cobertura de la Banda 6 exclusivamente. Se observa que, el efecto de considerar una condición inicial no nula permite reducir la subestimación de la cobertura nival en la banda más alta al término del año hidrológico (ver valor del mes de marzo para la banda 6 en Tabla 6.14 y Tabla 6.18). Sin embargo, a pesar de la condición inicial no nula, el modelo en general sigue subestimando la cobertura nival en la banda más alta (banda 6) y en el resto de las bandas inferiores. En términos generales, es posible indicar que el modelo mejora su desempeño de manera notoria al considerar la condición inicial no nula, sin embargo, persisten los problemas exhibidos tanto en la calibración como en la validación por años independientes, correspondiente a la subestimación de la cobertura de nieve global en la cuenca a lo largo de todo el año hidrológico.

Tabla 6.17. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	β	γ
2007-2008	0,63	0,86	0,90	1,33
2008 -2009	0,76	0,85	0,88	1,14
2009 - 2010	0,58	0,84	0,78	1,32
2010 - 2011	0,59	0,90	0,78	1,33
2011 – 2012	0,56	0,94	0,75	1,35
2012 – 2013	0,27	0,86	0,46	1,48

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
2013 – 2014	0,47	0,91	0,67	1,41
2014 - 2015	0,46	0,86	0,71	1,43
2015 - 2016	0,50	0,96	0,72	1,42

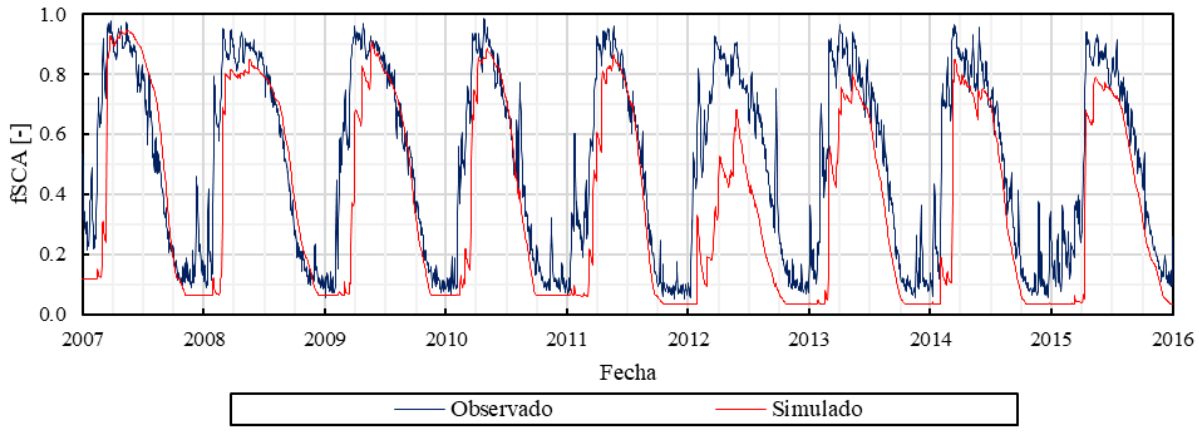
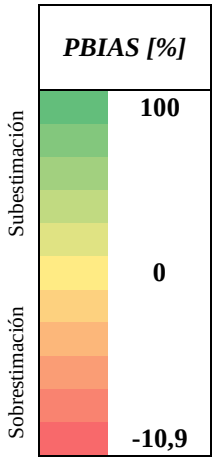


Figura 6.35. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.18. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Mes	**Banda 1**	**Banda 2**	**Banda 3**	**Banda 4**	**Banda 5**	**Banda 6**
Abril	99,9	98,0	97,9	98,2	98,1	23,7
Mayo	99,7	97,7	94,0	92,8	88,9	32,2
Junio	97,1	82,3	56,1	49,6	41,1	8,7
Julio	94,9	67,1	18,5	9,9	0,8	-5,6
Agosto	94,4	54,0	5,9	2,1	-2,4	-6,8
Septiembre	94,0	54,3	2,8	0,8	-4,0	-7,2
Octubre	100,0	72,5	10,8	5,9	0,9	-9,0
Noviembre	100,0	94,1	37,8	21,1	9,4	-10,9
Diciembre	100,0	100,0	79,1	49,2	25,5	-8,8
Enero	100,0	100,0	100,0	89,2	62,1	-1,9
Febrero	100,0	100,0	100,0	100,0	93,1	9,3
Marzo	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	27,0
Promedio	98.3	85.0	58.6	51.6	42.8	4.2



En la Figura 6.36 se muestran los resultados de caudales medios diarios obtenidos por el modelo para el periodo de validación de años continuos, mientras que en la Tabla 6.19 se presentan los resultados de los índices de desempeño considerados. De los resultados se observa que el modelo mejora su desempeño en la mayoría de los años respecto a la validación de años

independientes, obteniendo en más de la mitad de los años un valor de KGE' superior a 0,5. De la descomposición de KGE', es posible notar que la mejora en el desempeño con respecto a los años validados de manera independiente, viene ligada a la notoria disminución del sesgo de sobrestimación dado por el parámetro Beta, obteniendo sesgos en su mayoría inferiores al 25% (Beta < 1,25) y en algunos años inferiores al 10% (sesgo obtenido en calibración), que pueden ser calificados desde "Satisfactorio" hasta "Muy Bueno" de acuerdo a Moriasi, et al. (2006). En relación al coeficiente de correlación (r) e índice de variabilidad (Gamma), se observan variaciones menores respecto a la validación de años independientes. Además, al igual que para el caso de validación por años independientes, se tiene que los años con peor desempeño (periodo 2009-2014) presentan un bajo coeficiente de correlación respecto al resto de años validados, lo cual está indicando un desfase importante entre los caudales simulados con los medidos, principalmente en el periodo de deshielo, como es posible observar en la Figura 6.37. Para el caso de caudales máximos, se observa en la mayoría de los años una reducción en el sesgo (BiasFHV) en comparación a los años validados de manera independiente, exhibiendo sesgos siempre inferiores a ±25%, y que en su mayoría son mejores al obtenido para el periodo de calibración (BiasFHV=-21,2%). Con respecto a los caudales bajos, también se observa que en su mayoría se disminuye el sesgo (BiasFLV) y mejora el índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$), respecto a los años validados de manera independiente, sin embargo, estos siguen siendo peores a los obtenidos para el periodo de calibración. Para caudales medios mensuales, se tiene la misma tendencia observada para los casos anteriormente analizados, donde el desempeño mejora en comparación a escala diaria (ver Figura 6.39 y Tabla 6.20), principalmente por el mejor ajuste del coeficiente de correlación y Gamma, resultando en un mejor desempeño en términos de KGE'. En relación a los volúmenes de deshielo (ver Figura 6.38), se observa una mejora en comparación a los años validados de manera independiente, lo cual es consistente con la reducción del sesgo antes mencionada, sobrestimando el volumen en todos los años, con errores en su mayoría inferiores a 25% y que se asemejan a los obtenidos en el periodo de calibración. Cabe destacar que el modelo validado con el enfoque de simulación de años continuos y condición inicial no nula presenta claramente un mejor desempeño en comparación al modelo validado por años independientes. El análisis en detalle de los resultados se lleva a cabo en el capítulo 7 del presente documento.

Tabla 6.19. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	*PBIAS* [%]	*BiasFLV* [%]	*BiasFHV* [%]
2007-2008	0,60	0,76	1,08	1,31	0,65	-8,1	28,1	20,4
2008 -2009	0,77	0,87	1,19	1,03	0,79	-18,7	62,6	11,6
2009 - 2010	0,54	0,65	1,27	1,13	0,57	-27,1	184,3	12,8
2010 - 2011	0,46	0,47	1,00	1,09	0,50	-0,1	86,2	2,8
2011 – 2012	0,45	0,49	1,20	1,01	0,43	-19,9	-61,6	23,5
2012 – 2013	0,23	0,36	1,17	0,62	0,24	-16,8	-18,2	-24,6
2013 – 2014	0,47	0,55	1,26	1,04	0,47	-26,0	8,9	23,8
2014 - 2015	0,56	0,63	1,22	1,09	0,51	-22,0	18,6	8,3
2015 - 2016	0,54	0,74	1,39	0,94	0,54	-39,3	-61,4	4,0

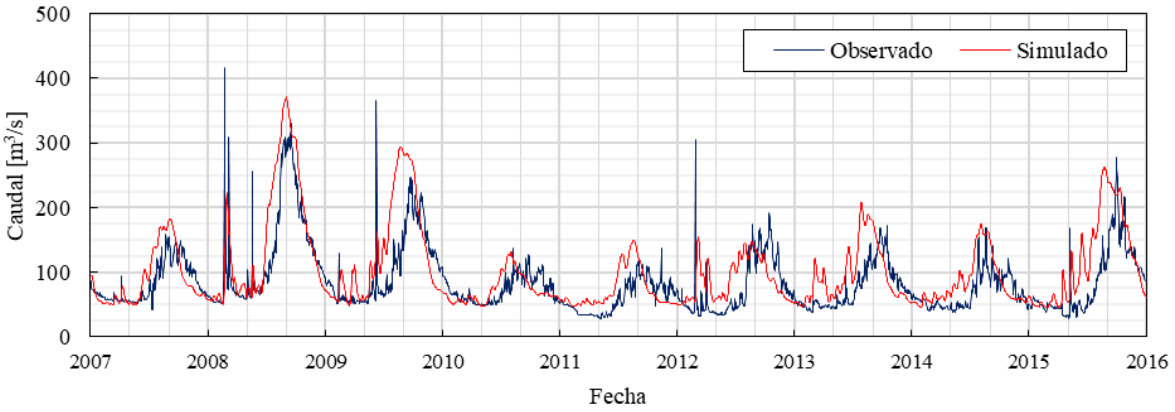


Figura 6.36. Caudales medios diarios observados y simulados para periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

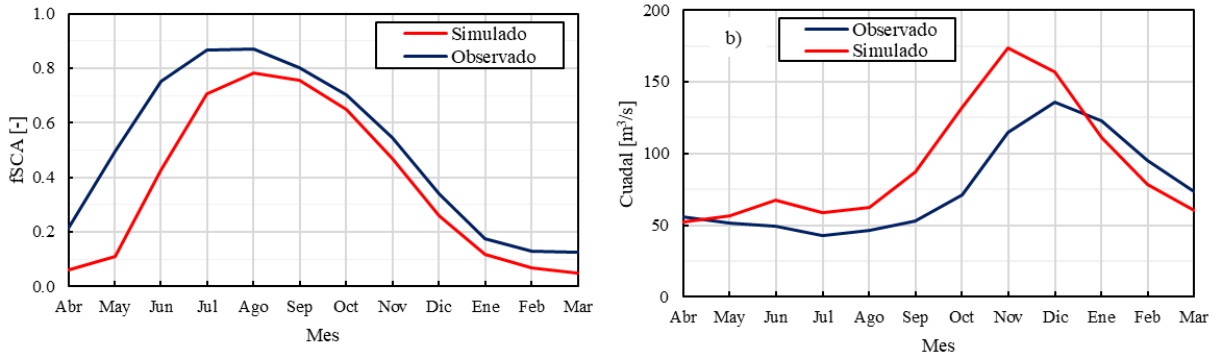


Figura 6.37. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años continuos de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios Fuente: Elaboración propia.

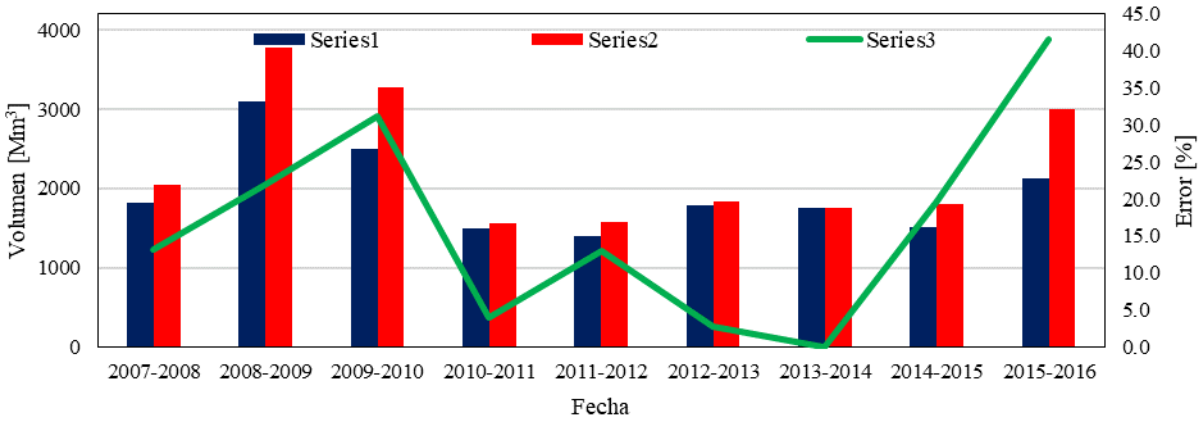


Figura 6.38. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.20. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
2007-2008	0,58	0,79	1,08	1,35
2008 -2009	0,78	0,94	1,19	1,10
2009 - 2010	0,56	0,72	1,27	1,20
2010 - 2011	0,53	0,56	1,00	1,18
2011 – 2012	0,50	0,55	1,20	1,07
2012 – 2013	0,31	0,44	1,16	0,62
2013 – 2014	0,52	0,60	1,26	1,02
2014 - 2015	0,59	0,73	1,22	1,22
2015 - 2016	0,56	0,82	1,39	0,96

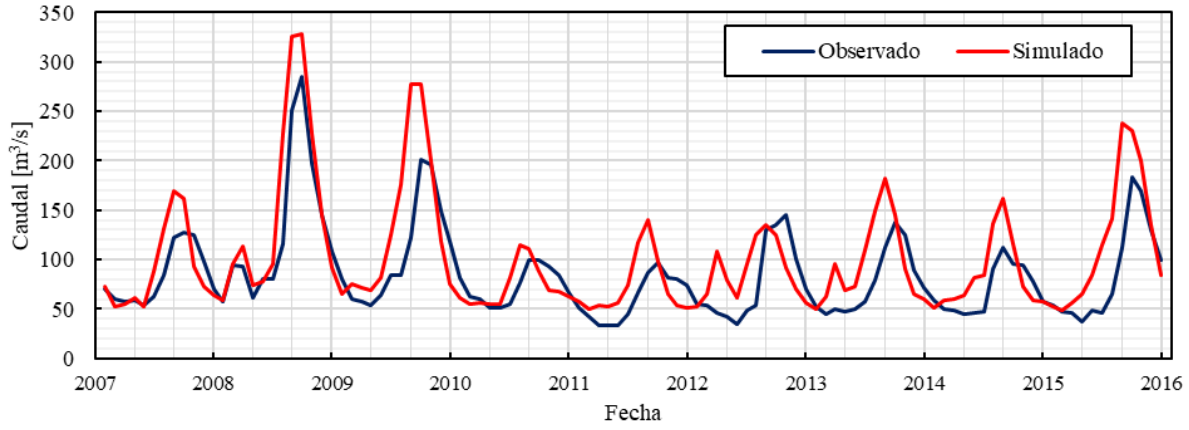


Figura 6.39. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años continuos – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Calibración cuenca Río Maipo en El Manzano (periodo 2000-2003)

Como se ha mencionado anteriormente, además de modelar la cuenca del Río Maipo para el periodo 2000-2016 (calibración y validación), se ha realizado la simulación hidrológica de la cuenca para un periodo más acotado, donde no se tomen en consideración los años de "mega sequía" que ha sufrido la zona central del país desde el año 2010 en adelante y que podrían afectar el desempeño del modelo. Este análisis para un periodo más húmedo se ve motivado por los resultados obtenidos en el capítulo anterior, donde se observa peor desempeño para los años más secos del periodo de calibración (2003-2004 y 2004-2005) en comparación al resto de años, y un claro mejor desempeño del año más húmedo (periodo 2008-2009) en comparación al resto de años en el periodo de validación.

El proceso de calibración es idéntico al realizado para el periodo 2000-2007, es decir, se realizan una serie de simulaciones iniciales, variando todos los parámetros del modelo, y posteriormente basando en los resultados del análisis de sensibilidad de la Figura 6.24 se continua el procedimiento de calibración variando únicamente los parámetros más sensibles. En la Tabla 6.21 presentan los valores para los parámetros del modelo obtenido de la calibración del periodo 2000-2003, mediante cobertura de nieve y caudales medios diarios, así mismo en la Figura 6.40 y Figura 6.41 se muestra la cobertura de nieve y los caudales medios diarios simulados por el modelo para el periodo de calibración respectivamente. Por otra parte, en la Tabla 6.22 se presentan los resultados de los índices de desempeño para los caudales medios diarios y cobertura de nieve simulados para el periodo de calibración.

Tabla 6.21. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Parametro	***Valor por QMD***	***Valor por fSCA***	***Unidades***
GRT	0,008	0,008	$[°C/m]$
FVI	0,14	0,1	Adimensional
CK	0,005	-	$[1/día]$
$FRAC$	0,81	-	Adimensional
$HMAX$	96,1	20	$[cm]$
$HSMAX$	268,4	-	$[cm]$
K_{MUS}	69,4	-	$[día]$
x_{MUS}	0,19	-	Adimensional

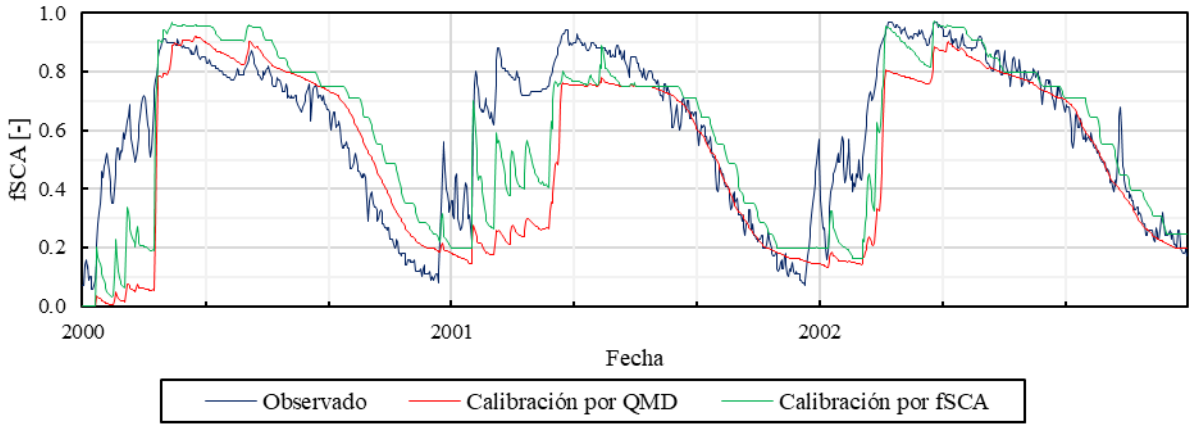


Figura 6.40. Cobertura de nieve observada y simulada, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

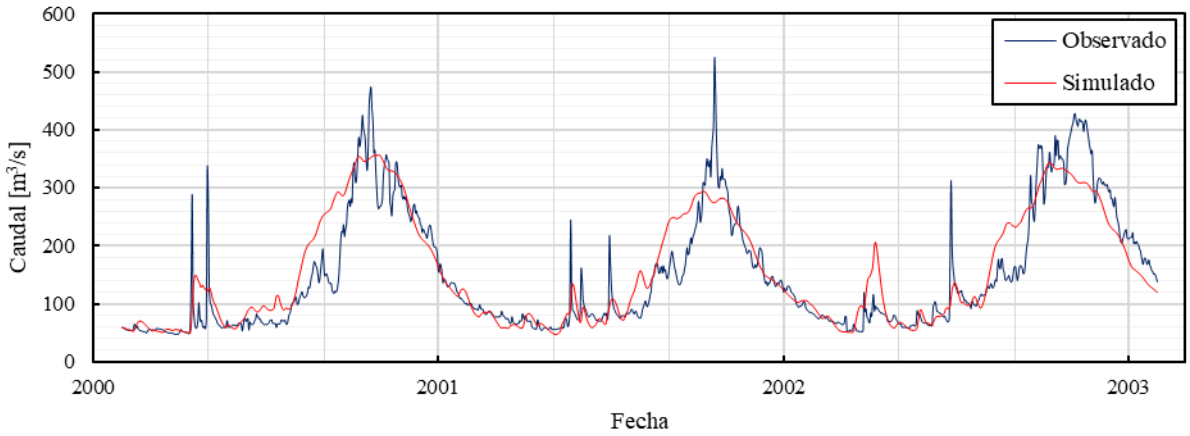


Figura 6.41. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

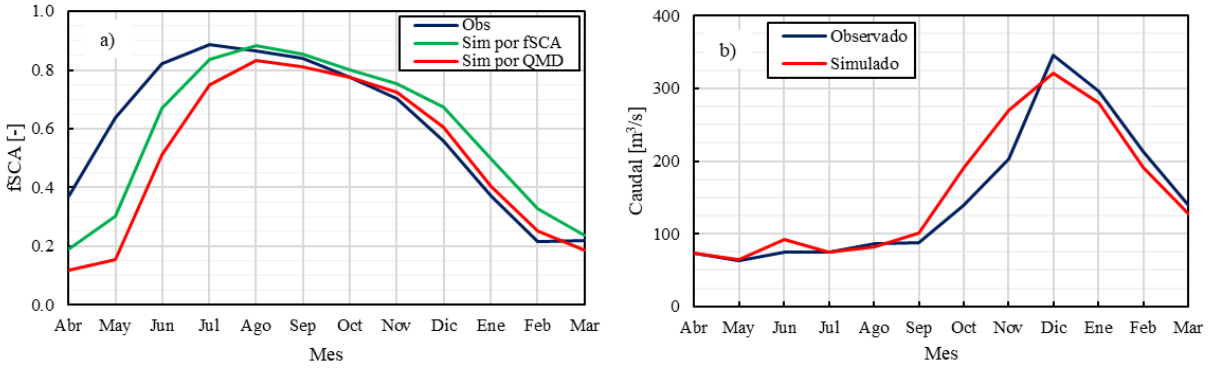


Figura 6.42. Curva de variación estacional promedio en el periodo de calibración de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diario. Fuente: Elaboración propia.

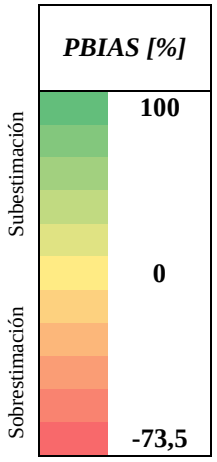
Tabla 6.22. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios y cobertura de nieve, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Índice	***Caudales Medios Diarios***	***fSCA (calibración por QMD)***	***fSCA (calibración por fSCA MODIS)***
KGE'	0,84	0,56	0,78
r	0,90	0,75	0,80
β	1,04	0,84	0,97
γ	0,89	1,33	1,11
$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	0,86	-	-
$PBIAS$ [%]	-4,1	-	-
BiasFLV [%]	5,77	-	-
$BiasFHV$ [%]	-18,3	-	-

De los resultados se observa que el modelo calibrado por caudales medios diarios logra un desempeño aceptable simulando la cobertura de nieve en la cuenca, consiguiendo un valor de KGE' equivalente a 0,54 y mostrando en general que este subestima la cobertura de nieve en la cuenca, tal como se evidencia en el parámetro Beta de KGE' inferior a 1 y en la curva de variación estacional promedio de la Figura 6.42. Por otro lado, se tiene que el modelo calibrado por cobertura de nieve (imágenes MODIS) presenta un mejor desempeño que el caso anterior (KGE>0,75), debido a la mismas razones planteadas para el modelo de la cuenca del Río Maipo en El Manzano en el periodo 2000-2016. De acuerdo a la Tabla 6.23, se observa que a nivel de cada banda el modelo calibrado por caudales medios diarios tiende a subestimar de manera importante la cobertura de nieve en las bandas inferiores, obteniendo un sesgo porcentual mensual promedio anual para el periodo de calibración de mayor que 80% en las bandas de menor altura (Banda 1 y 2). Para las bandas superiores a estas se observa una tendencia a la sobrestimación de la cobertura de nieve especialmente en los periodos de deshielo (septiembre a marzo), alcanzando un sesgo promedio de -30,1%. en la banda más elevada (Banda 6). Al igual que lo indicado para el modelo de la misma cuenca en el periodo 2000-2016, la subestimación de la cobertura de nieve a nivel global de la cuenca se debe principalmente a la nula cobertura en las bandas más bajas, que no logra ser compensada completamente por la excesiva cobertura nival simulada en las bandas más altas.

Tabla 6.23. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Mes	***Banda 1***	***Banda 2***	***Banda 3***	***Banda 4***	***Banda 5***	***Banda 6***
Abril	99,9	99,8	97,2	96,5	76,8	20,8
Mayo	100,0	99,5	96,1	93,1	72,0	25,2
Junio	99,2	85,5	38,9	37,4	25,9	5,5
Julio	97,9	59,9	8,4	7,1	1,0	-6,9
Agosto	98,9	47,2	-7,9	-6,4	-6,7	-8,0
Septiembre	99,4	57,2	-10,5	-6,1	-6,4	-8,0
Octubre	100,0	73,9	-17,8	-8,8	-6,9	-7,1
Noviembre	100,0	94,4	-10,4	-12,1	-8,4	-7,8
Diciembre	100,0	100,0	18,5	-15,0	-22,9	-12,1
Enero	100,0	100,0	74,5	23,2	-53,4	-32,4
Febrero	100,0	100,0	100,0	73,5	-55,3	-69,5
Marzo	100,0	100,0	99,9	99,7	21,1	-73,5
Promedio	99,6	84,8	40,6	31,8	3,1	-14,5



Al igual que para la modelación del periodo extenso (2000-2016), se tiene que el modelo presenta un buen desempeño en los caudales medios diarios simulados, con un valor de KGE' equivalente a 0,84 y un sesgo porcentual (PBIAS) de 4,1% clasificado como "muy bueno" (Moriasi, et al., 2006). En relación al ajuste temporal de la respuesta del modelo se observa un buen comportamiento con un coeficiente de correlación igual a 0,9 y observando, en general, coincidencia temporal del caudal máximo de deshielo simulado con el medido (ver Figura 6.42). Además, los resultados entregados por el índice BiasFLV de 5,8% y el índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) igual a 0,86, evidencian una buena respuesta del modelo en términos de los caudales bajos y flujo base a largo plazo. Con respecto a los caudales máximos se tiene que el modelo los subestima, con un sesgo (BiasFHV) del orden de 18%. Al igual que para el periodo extenso simulado (2000-2016), se tiene que el modelo tiende a sobrestimar los caudales en el periodo mayo-junio y septiembre – noviembre, mientras que subestima los caudales en la zona de recesión del hidrograma de deshielo (periodo diciembre – marzo), tal como se observa en la Figura 6.42. En términos de caudales medios mensuales de la Figura 6.43, se tiene el modelo mejora su desempeño en comparación a escala temporal diaria, presentando un KGE' equivalente a 0,89 (ver Tabla 6.24), con mejoras en el coeficiente de correlación y Gamma por las mimas razones expuestas para el modelo desarrollado para el periodo (2000-2016). Adicionalmente, tal como se observa en la Figura 6.44 el modelo presenta errores inferiores al 25% en los volúmenes de deshielo simulados con respecto a los medidos.

Tabla 6.24. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales, periodo de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Índice	***Valor***
KGE′	0,89
r	0,94
β	1,04
γ	0,92

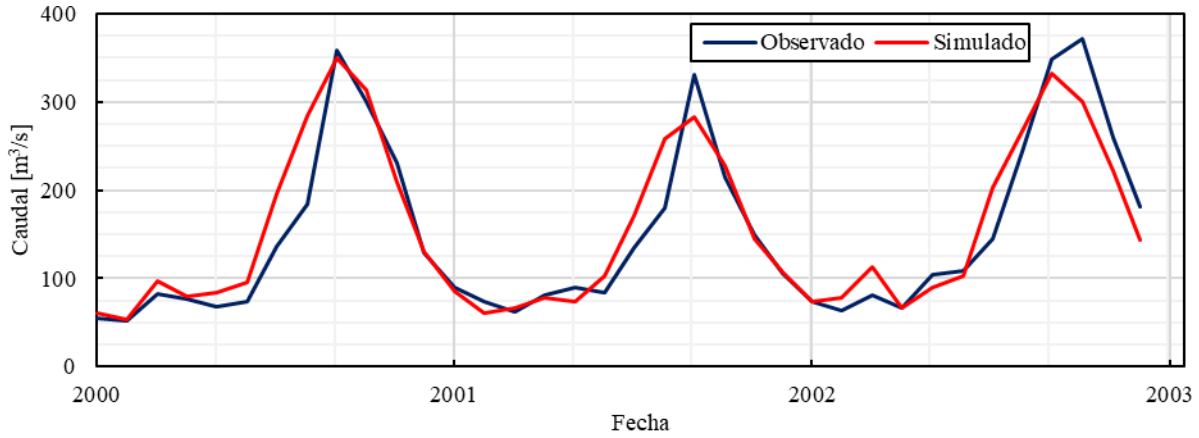


Figura 6.43. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de calibración (2000-2003) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

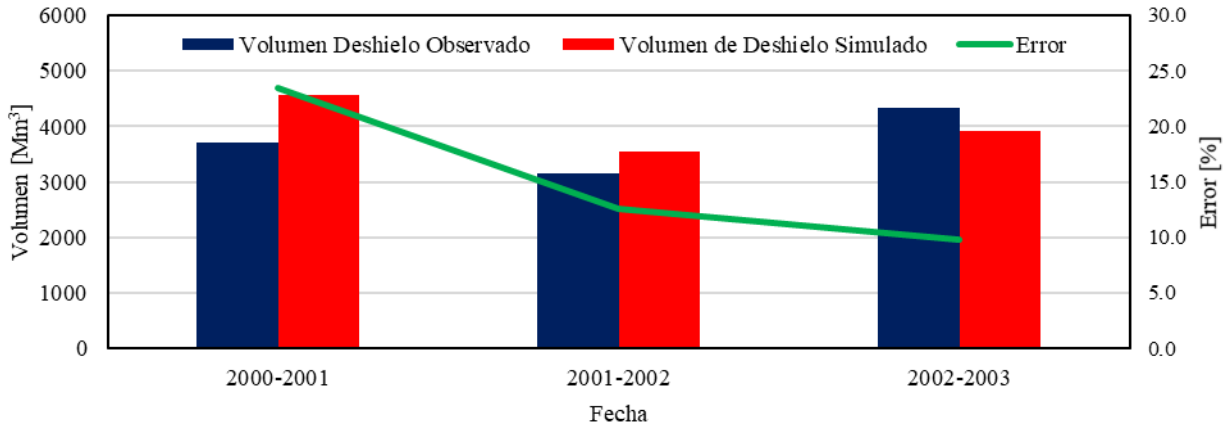


Figura 6.44. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de calibración (2000-2003) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca Río Maipo en El Manzano (periodo 2005-2009 – Simulación años independientes)

En la Figura 6.45 se muestra la cobertura de nieve simulada en el periodo de validación por el modelo calibrado por caudales medios diarios, mientras que en la Tabla 6.25 se muestran los índices de desempeño obtenidos por el modelo. De los resultados se observa que para los periodos 2005-2006 y 2008-2009 el modelo simula de forma adecuada la cobertura nival, con KGE' mayor a 0,5 y mostrando en general un desempeño muy similar al obtenido para el periodo de calibración, es decir, presentando un buen ajuste temporal (r > 0,8), subestimación de la cobertura nival con sesgos del orden de 20% (Beta cercano a 0,8) y sobrestimando la variabilidad entre un 30% y 40% aproximadamente. Por otra parte, para el periodo 2006-2007 se tiene una buena respuesta del modelo en relación a la evolución temporal del manto (r > 0,8), pero no así en términos del sesgo y de la variabilidad, donde se observa un desempeño muy pobre del modelo, subestimando en más de 30% la cobertura nival y sobrestimando la variabilidad en un 64%, lo cual se traduce en un valor de KGE' insatisfactorio de 0,27. Cabe destacar, tal como se ha mencionado para el periodo extenso de validación (2007-2016), que la condición inicial de cobertura nival nula genera un impacto negativo tanto en el parámetro Beta como en el parámetro Gamma del índice KGE', por lo cual es esperable que estos mejoren (y por ende KGE') si es que no se consideran los primeros meses de simulación, no obstante lo anterior, se tiene que el modelo de todas formas subestima la cobertura de nieve en el periodo de deshielo (ver Figura 6.47). A nivel de cobertura de nieve por banda, se observa un comportamiento similar al periodo de calibración, donde se subestima en promedio en 99,6% y 84,8% para la Banda 1 y Banda 2 respectivamente, mientras que para la banda más elevada (Banda 6) se observa que el modelo sobrestima la cobertura de nieve, especialmente en el periodo de deshielo (específicamente septiembre a enero) alcanzando en promedio un sesgo de -12,6 %.

Tabla 6.25. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años independientes (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	β	γ
2005 - 2006	0,53	0,84	0,78	1,39
2006 – 2007	0,27	0,89	0,68	1,64
2008 - 2009	0,63	0,85	0,82	1,29

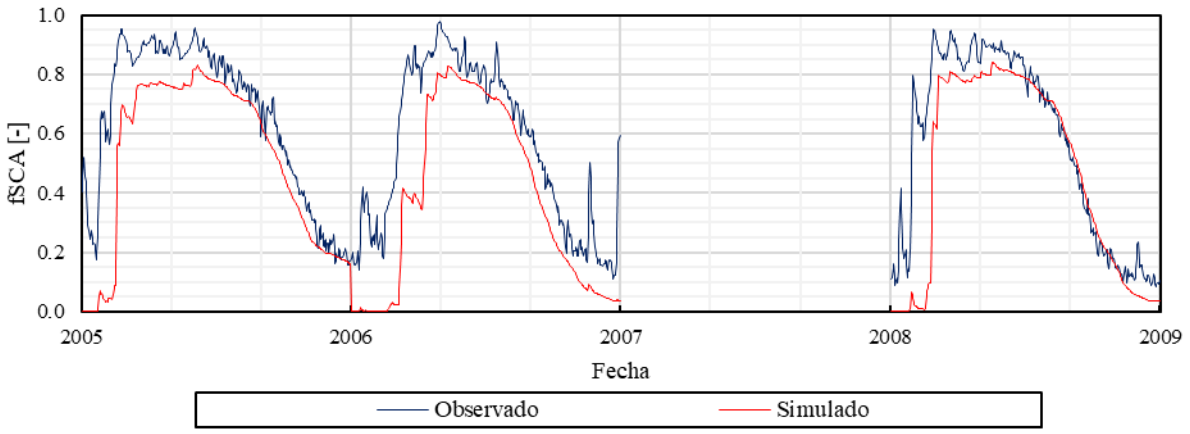
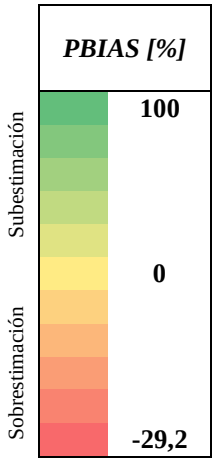


Figura 6.45. Cobertura de nieve observada y simulada en periodo de validación años independientes (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.26. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Mes	***Banda 1***	***Banda 2***	***Banda 3***	***Banda 4***	***Banda 5***	***Banda 6***
Abril	100,0	100,0	99,2	98,6	97,7	96,8
Mayo	97,8	99,5	83,0	79,6	76,7	66,5
Junio	99,0	85,5	41,3	34,3	24,3	4,1
Julio	99,5	59,9	11,0	7,1	2,3	-5,3
Agosto	99,6	47,2	-2,2	-3,5	-4,2	-6,2
Septiembre	99,9	57,2	-7,3	-3,0	-3,5	-5,0
Octubre	100,0	73,9	-0,7	-4,8	-3,4	-4,1
Noviembre	100,0	94,4	29,8	-1,0	-6,0	-5,2
Diciembre	100,0	100,0	77,7	34,0	-1,2	-10,0
Enero	100,0	100,0	99,2	80,0	15,1	-29,2
Febrero	100,0	100,0	100,0	99,6	53,8	-22,3
Marzo	100,0	100,0	100,0	100,0	72,1	-15,1
Promedio	99,6	84,8	52,6	43,4	27,0	5,4



En la Figura 6.46 se muestran los caudales medios diarios observados y simulados por el modelo para el periodo de validación, mientras que en la Tabla 6.27 se muestra el resultado en los índices de desempeño considerados. De los resultados se observa que el modelo tiene una respuesta bastante aceptable y claramente mejor a la obtenida para la validación en el periodo 2007-2016 expuesta anteriormente, puesto que todos los años simulados presentan un índice KGE' superior o igual a 0,5, alcanzando incluso para el periodo 2008-2009 un KGE' de 0,82.

De la descomposición del índice KGE' se observa en general que la serie simulada presenta menor variabilidad que la medida (Gamma < 1) al igual que el periodo de calibración, a excepción del periodo 2008-2009 donde se obtiene un Gamma casi perfecto de 1,01, en relación al ajuste temporal se observa un buen desempeño del modelo con coeficientes de correlación superiores a 0,75 en todo el periodo validado, sin embargo inferiores al obtenido para el periodo de calibración (r=0,9) lo cual también se puede evidenciar en el adelantamiento más pronunciado, en comparación al periodo de calibración, de los caudales máximos de deshielo (ver Figura 6.47).

En relación al sesgo de los caudales medios diarios (Beta y PBIAS) se obtienen resultados que, si bien son peores al obtenido para el periodo de calibración, pueden ser calificados desde "Satisfactorio" hasta "Muy bueno" de acuerdo Moriasi, et al. (2006), a excepción del periodo 2006-2007 donde se observa un sesgo calificado como "Insatisfactorio". En términos de caudales bajos se tiene un buen desempeño del modelo, con valores de los índices Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) y BiasFLV levemente inferiores a los obtenidos para el periodo de validación, a excepción del periodo 2006-2007 donde estos índices empeoran notoriamente obteniendo un Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) equivalente 0,5 y un sesgo (BiasFLV) mayor a 45%.

Para los caudales máximos se obtienen sesgos (BiasFHV) inferiores al obtenido para el periodo de calibración a excepción del periodo 2005-2006 donde se tiene subestimación de los máximos con un sesgo de 44%, sin embargo, como se ha mencionado antes se piensa que este periodo presenta un sesgo en la precipitación forzante que induce este elevado error. Estacionalmente se tiene que el modelo presenta un comportamiento similar al exhibido en el periodo de calibración, es decir, se sobrestiman de los caudales en el periodo de otoño-invierno y al inicio del periodo de deshielo, mientras que se subestiman los caudales entre los meses de diciembre y marzo. Al igual que todos los casos analizados anteriormente (validación y calibración) se tiene que el modelo mejora su desempeño con caudales medios mensuales (ver Figura 6.49 y Tabla 6.28), por las razones que ya han sido detalladas con anterioridad. Adicionalmente, se tiene que el modelo simula adecuadamente los volúmenes de agua en el deshielo (ver Figura 6.48), obteniendo errores del orden de aquellos conseguidos en el periodo de calibración (inferiores a 25%), a excepción del periodo 2006-2007 que sobrestima el volumen en 35% aproximadamente.

Tabla 6.27. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	KGE'	r	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	$PBIAS$ [%]	$BiasFLV$ [%]	$BiasFHV$ [%]
2005-2006	0,64	0,83	0,81	0,76	0,70	19,4	-13,9	-44,0
2006 -2007	0,50	0,77	1,37	0,76	0,50	-37,4	-47,2	4,5
2008 - 2009	0,82	0,84	1,09	1,01	0,82	-9,2	20,1	1,8

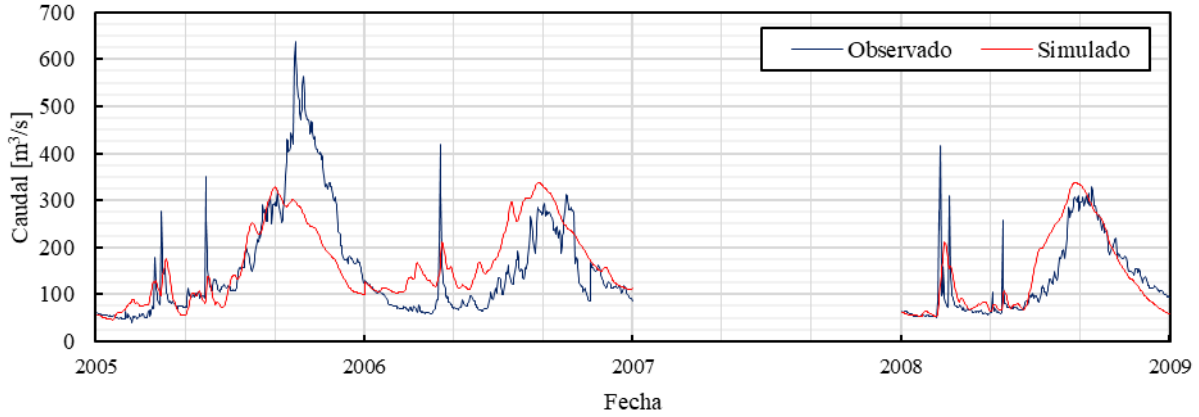


Figura 6.46. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de validación años independientes (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

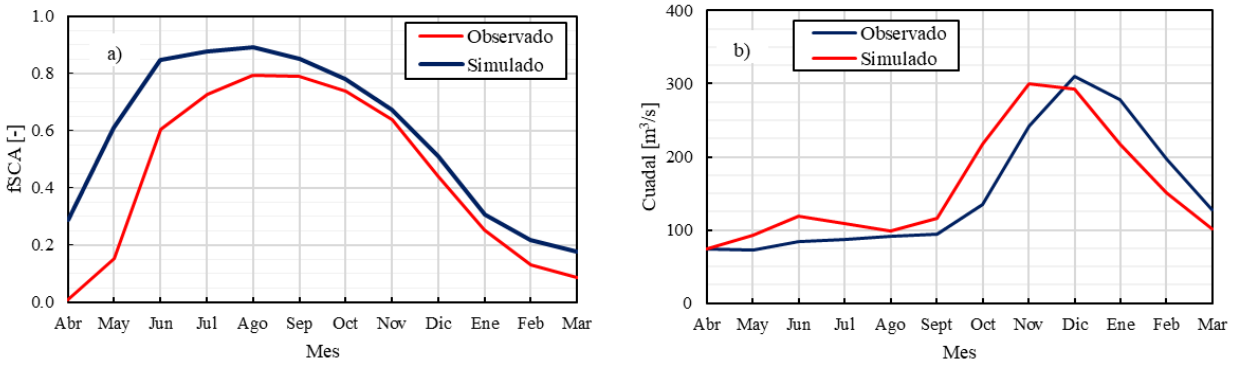


Figura 6.47. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años independientes (2005-2009) de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios. Fuente: Elaboración propia.

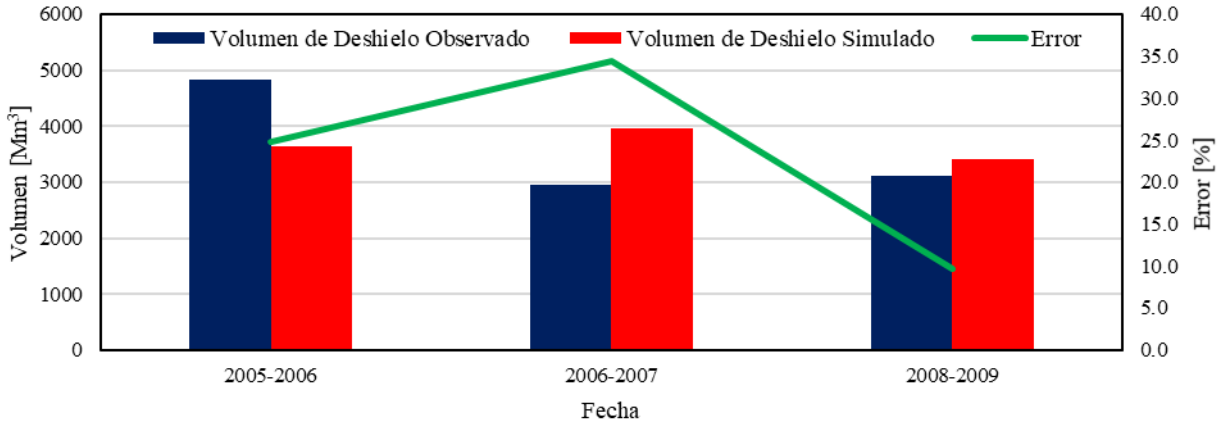


Figura 6.48. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.28. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años independientes (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
2005 - 2006	0,68	0,89	0,80	0,77
2006 – 2007	0,59	0,88	1,37	0,88
2008 - 2009	0,85	0,91	1,09	1,07

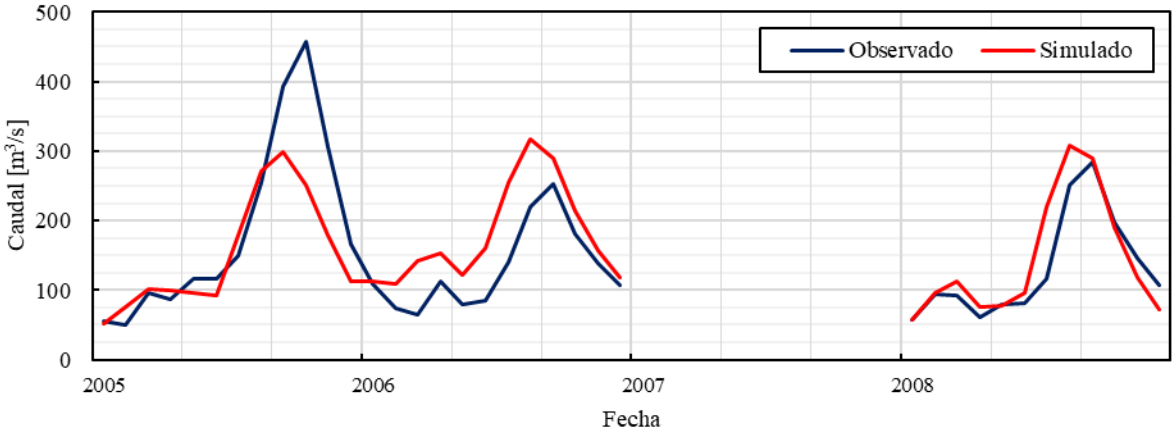


Figura 6.49. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años independientes (2005-2009) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca Río Maipo en El Manzano (periodo 2005-2009 – Simulación años continuos)

En la Figura 6.50 se muestra la cobertura de nieve simulada en el periodo de validación de años continuos, por el modelo calibrado por caudales medios diarios, mientras que en la Tabla 6.29 se muestran los índices de desempeño obtenidos por el modelo. De los resultados se observa que el modelo mejora el desempeño en la simulación de cobertura nival respecto a los años validados de manera independiente, obteniendo en todos los años un valor de KGE' superior a 0,5. De la descomposición de KGE', se observa una mejora en el desempeño de Beta y Gamma respecto a la validación de años independientes, que al igual que en el periodo de validación (2007-2016), se debe a que la condición inicial no nula de cobertura, permite la presencia de nieve al inicio del año hidrológico, lo cual reduce el sesgo y la variabilidad. No obstante, tal como se observa en la Figura 6.50 y Figura 6.52, el modelo subestima la cobertura nival a lo largo de todo el año hidrológico, a pesar de la cobertura inicial no nula, exhibiendo un valor de Beta inferior a 1 en todos los años validados. En relación a la evolución temporal del manto de nieve, se observa un buen desempeño del modelo, con valores del coeficientes de correlación superiores a 0,8 en todos los años validados, al igual que lo obtenido en la validación de años independientes. Adicionalmente, de la Tabla 6.30 es posible observar un comportamiento similar al obtenido en la validación por años independientes, es decir, subestimación de la cobertura nival por parte del modelo en todas las bandas a lo largo de todo el año hidrológico, a excepción de la Banda 5 y 6, obteniendo sesgos que incluso superan el 80% en promedio para las bandas más bajas (Banda 1 y 2). Además, es posible visualizar que la sobrestimación de la cobertura nival en la Banda 6 obtenida en la validación de años independientes (ver Tabla 6.26), se ve acentuada en la validación de años continuos, principalmente en los últimos meses del periodo de verano (febrero y marzo), lo cual se debe a que la condición inicial no nula, permite que al final de cada año hidrológico quede más cobertura nival en esta banda, respecto al caso de validación de años independientes. Cabe indicar que la sobrestimación de cobertura nival en la Banda 6 no logra compensar la subestimación existente en el resto de las bandas inferiores, provocando finalmente una subestimación en la cobertura de nieve a nivel global de la cuenca a lo largo de todo el año hidrológico.

Tabla 6.29. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve, periodo de validación años continuos (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	β	γ
2005 - 2006	0,60	0,86	0,79	1,31
2006 – 2007	0,52	0,90	0,73	1,38
2008 - 2009	0,67	0,86	0,83	1,25

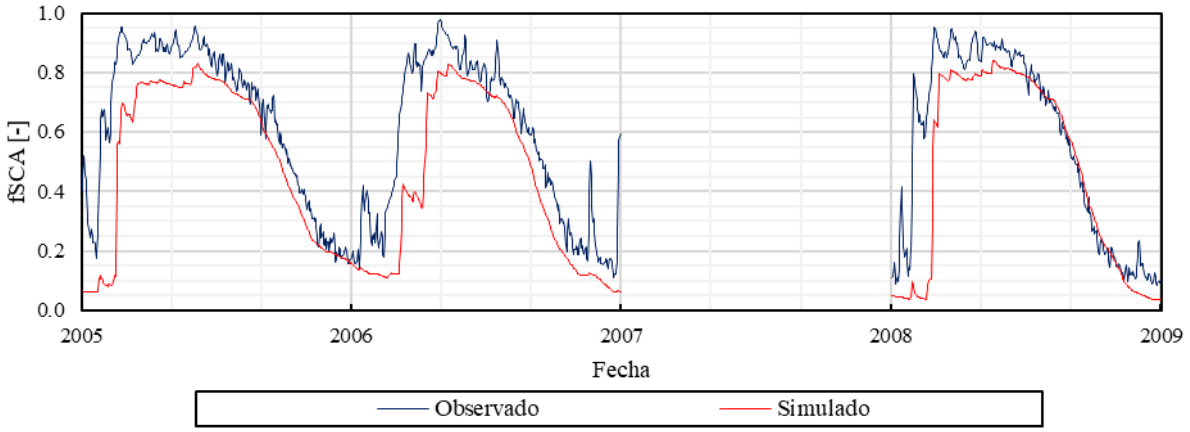
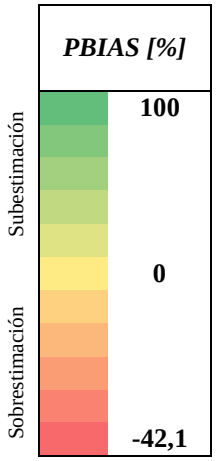


Figura 6.50. Cobertura de nieve observada y simulada en periodo de validación años continuos (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.30. Sesgo mensual promedio de cobertura de nieve en las bandas de altura definidas, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Mes	***Banda 1***	***Banda 2***	***Banda 3***	***Banda 4***	***Banda 5***	***Banda 6***
Abril	100,0	100,0	99,2	98,6	92,6	-1,2
Mayo	97,8	99,5	83,0	79,6	75,3	1,2
Junio	99,1	85,5	41,3	34,2	23,9	-3,4
Julio	99,4	59,9	11,0	7,1	2,2	-5,3
Agosto	99,6	47,2	-2,2	-3,5	-4,2	-6,2
Septiembre	99,9	57,2	-7,3	-3,0	-3,5	-5,0
Octubre	100,0	73,9	-0,7	-4,8	-3,4	-4,1
Noviembre	100,0	94,4	29,8	-1,1	-6,0	-5,2
Diciembre	100,0	100,0	77,7	33,9	-1,2	-10,0
Enero	100,0	100,0	99,2	80,1	14,6	-29,3
Febrero	100,0	100,0	100,0	99,6	53,7	-42,1
Marzo	100,0	100,0	100,0	100,0	72,1	-35,3
Promedio	99,6	84,8	52,6	43,4	26,3	-12,2



En la Figura 6.51 se muestran los caudales medios diarios observados y simulados en el periodo de validación de años continuos, mientras que en la Tabla 6.31 se muestra el resultado en los índices de desempeño considerados. Los resultados de KGE' muestran que el modelo tiene una buena respuesta, obteniendo valores superiores a 0,5 y muy similares a los obtenidos para en la validación por años independientes, a excepción del periodo 2006-2007, donde la simulación por años continuos presenta un notorio mejor desempeño, con un KGE' equivalente a 0,79. Se observa que esta mejora en el desempeño en el periodo 2006-2007, se debe a una disminución importante del sesgo y de la variabilidad de la serie simulada respecto a la observada, mientras que el coeficiente de correlación se mantiene prácticamente idéntico al obtenido en la validación de años independientes.

En relación a los caudales máximos se obtienen sesgos muy similares a los obtenidos en la validación por años independientes, con valores de BiasFHV inferiores a 5% y al obtenido para el periodo de calibración, a excepción del periodo 2005-2006, cuya razón ya ha sido abordada anteriormente. Con respecto a lo caudales bajos se obtiene un buen desempeño por parte del modelo, con valores del índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) superiores a 0,6 en todos los años validados y muy similares a los obtenidos para la validación de años independientes, a excepción del periodo 2006-2007 que presenta una mejora notoria en la validación por años continuos. A pesar de lo anterior, se observa un mayor sesgo en los caudales bajos en comparación a los años validados de manera independiente, obteniendo valores de BiasFLV superiores en su mayoría a 40%. Además, al igual que en los años validados de manera independiente, se tiene que el modelo tiende a sobreestimar los caudales en otoño-invierno y al inicio del periodo de deshielo, mientras que subestima los caudales en la zona de recesión del hidrograma de deshielo (periodo diciembre - marzo). De igual manera que todas las simulaciones presentadas con anterioridad (validación y calibración), se tiene que el modelo mejora su desempeño a escala mensual (ver Figura 6.54 y Tabla 6.32), por las razones que ya han sido detalladas anteriormente. Adicionalmente, se tiene que el modelo simula de manera adecuada los volúmenes de deshielo, con errores que no superan el 25% para todos los años validados.

En términos generales, es posible indicar que el modelo mejora el desempeño en la simulación de la cobertura nival cuando se consideran condiciones iniciales no nulas del Submodelo 1, ya que se reduce el sesgo y la variabilidad. Sin embargo, esto no se observa tan

claramente en la simulación de los caudales medios diarios, donde solamente un periodo presenta un desempeño mejor (periodo 2006-2007) en la validación de años continuos (condición inicial de cobertura nival no nula) respecto a la validación de años independientes. Lo anterior implica que la condición inicial de cobertura nival no nula podría no ser estrictamente la causante del mejor desempeño del modelo al simular caudales medios diarios, en comparación a la simulación por años independientes. Esto es analizado en detalle en el capítulo 7 de este estudio.

Por otro lado, los resultados obtenidos tanto para la validación por años independientes como continuos refuerzan la idea planteada con anterioridad, es decir, que el modelo logra un buen y mejor desempeño en la simulación de años húmedos en comparación con los años secos, sin embargo, se observa también que incorporar años secos en la calibración no afecta al desempeño del modelo en la validación, puesto que de la calibración de años húmedos (periodo 2000-2003) se obtienen valores de los parámetros muy similares a los obtenidos de la calibración del periodo 2000-2007 (ver Tabla 6.9 y Tabla 6.21), que contiene tanto años húmedos como secos. Este punto es analizado en mayor detalle en el capítulo 7.2.

Tabla 6.31. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	KGE'	r	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	$PBIAS$ [%]	$BiasFLV$ [%]	$BiasFHV$ [%]
2005-2006	0,64	0,83	0,83	0,73	0,67	17,2	-43,3	-39,1
2006 -2007	0,79	0,79	1,02	0,96	0,78	-2,4	-11,1	4,8
2008 - 2009	0,82	0,84	1,09	1,00	0,83	-8,8	57,8	0,8

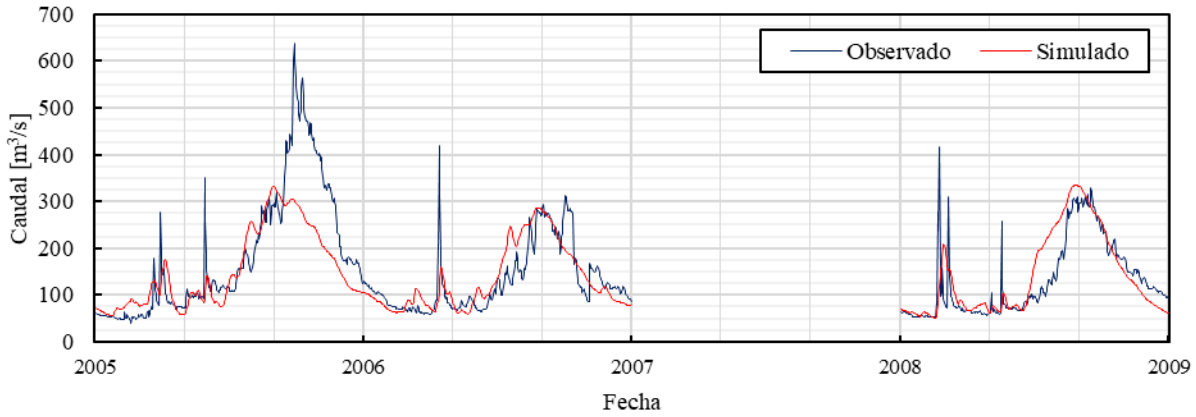


Figura 6.51. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de validación años continuos (2005-2009) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

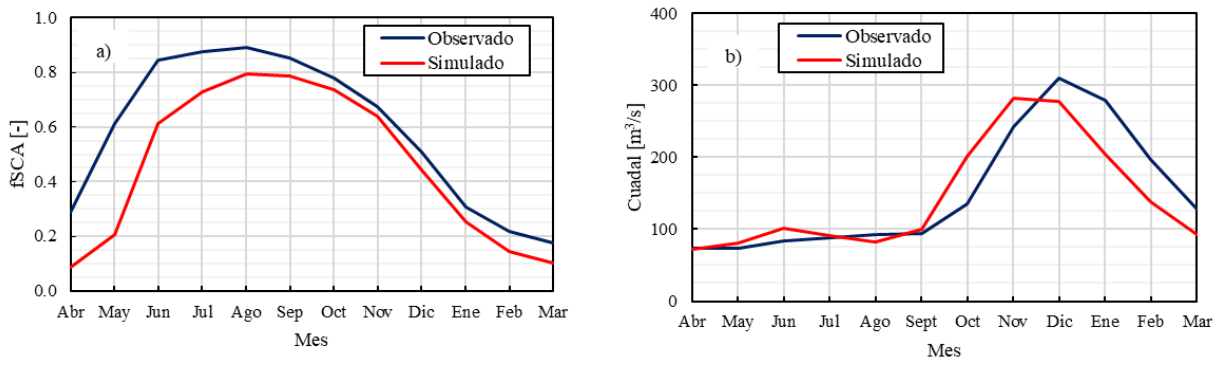


Figura 6.52. Curva de variación estacional promedio en periodo de validación años continuos (2005-2009) de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios. Fuente: Elaboración propia.

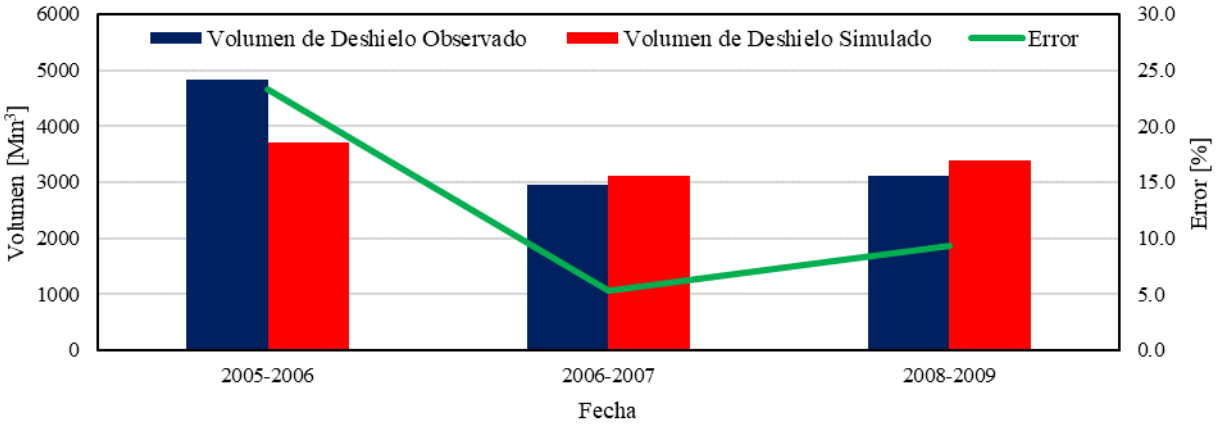


Figura 6.53. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.32. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales, periodo de validación años continuos (2005-2009) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
2005 - 2006	0,67	0,89	0,83	0,74
2006 – 2007	0,85	0,90	1,02	1,12
2008 - 2009	0,86	0,91	1,09	1,07

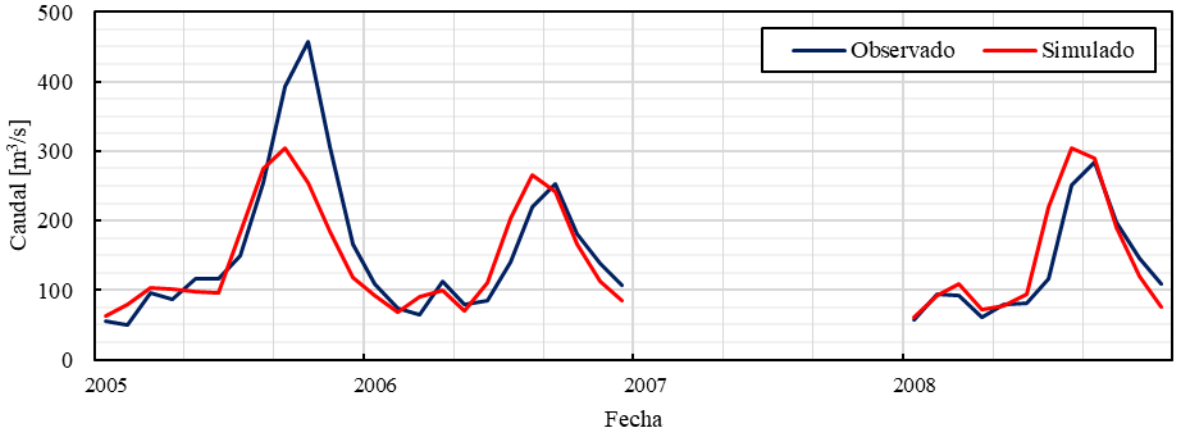


Figura 6.54. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación años continuos (2005-2009) – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Calibración cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito

Al igual que en el caso de la cuenca del Río Maipo, el proceso de calibración del modelo para la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito fue llevado a cabo mediante variadas iteraciones, considerando en la primera iteración la variación de todos los parámetros del modelo dentro de los rangos indicados en la Tabla 6.33 y en las siguientes iteraciones variando únicamente lo parámetros más sensibles del modelo de acuerdo a lo obtenido por el análisis de sensibilidad cuantitativo a través del método EET. Cabe indicar que para la modelación de la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito no se ha realizado un análisis de la respuesta del modelo en términos de cobertura nival, puesto que la disponibilidad de la información meteorológica para esta cuenca es anterior al periodo en la cual se tiene información de imágenes satelitales de cobertura de nieve (año 2000 en adelante).

La Figura 6.55 muestra los resultados del análisis de sensibilidad, donde se ven resultados muy similares a los obtenidos para la cuenca del Río Maipo, es decir, los parámetros menos sensibles corresponden a aquellos asociados a la propagación de la escorrentía superficial, mientras que los más sensibles estarían asociados a la escorrentía subterránea (CK, FRAC y HSMAX) y a la cobertura de nieve (FVI y HMAX). En virtud de lo anterior, en las siguientes iteraciones del proceso de calibración no se variaron los parámetros KMUS y XMUS del método de Muskingum. En la Tabla 6.34 se presenta los valores óptimos de los parámetros del modelo obtenidos del proceso de calibración. Cabe mencionar que al igual que en el modelo de la cuenca del Río Maipo,

se han considerado 25 trayectorias para el análisis de sensibilidad, por lo cual los resultados solo permiten distinguir los parámetros sensibles de los no sensibles, sin poder elaborar un ranking preciso de la sensibilidad (Vanuytrecht et al., 2014).

Tabla 6.33. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Rango***	***Unidades***
FVI	0,1 - 0,3	Adimensional
CK	0,0001 - 0,01	$[1/día]$
$FRAC$	0,6 – 0,95	Adimensional
$HMAX$	20 - 200	$[cm]$
$HSMAX$	100 - 300	$[cm]$
K_{MUS}	24 - 72	$[día]$
x_{MUS}	0,1 - 0,5	Adimensional

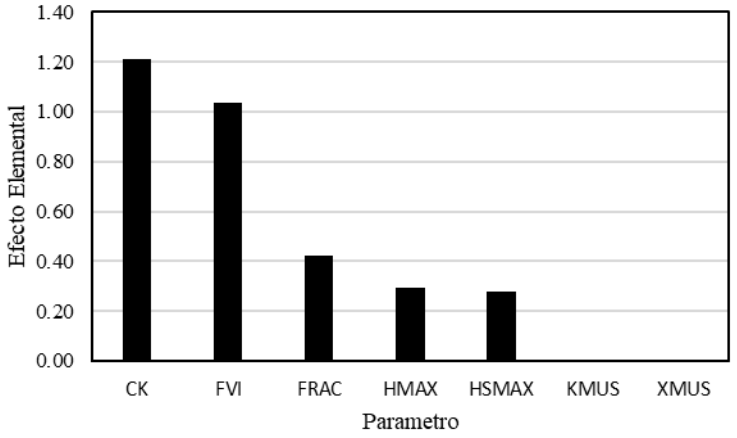


Figura 6.55.Resultado de análisis de sensibilidad método EET según caudales medios diarios – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.34. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Valor por QMD***	***Unidades***
FVI	0,24	Adimensional
CK	0,001	$[1/día]$
$FRAC$	0,75	Adimensional
$HMAX$	191,7	$[cm]$
$HSMAX$	232,7	$[cm]$
K_{MUS}	70,0	$[día]$
x_{MUS}	0,42	Adimensional

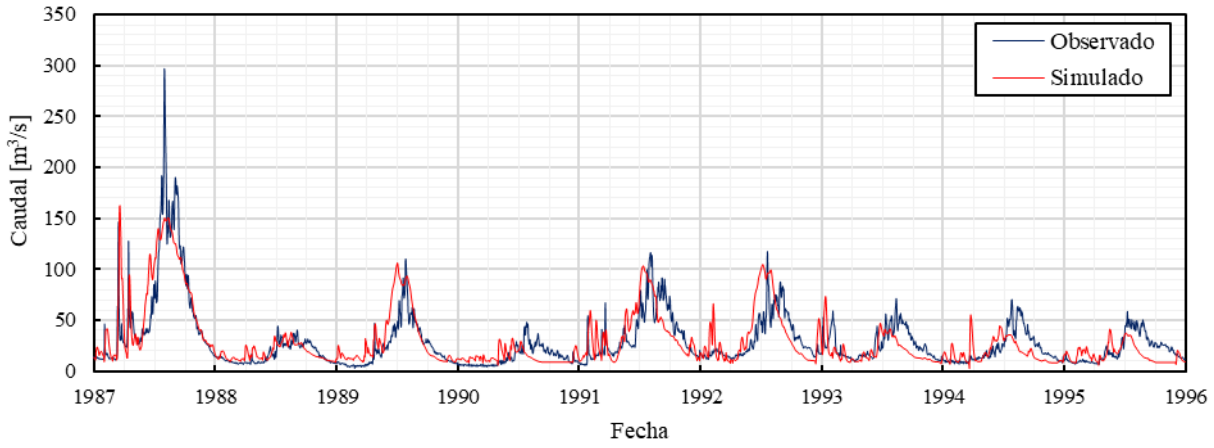


Figura 6.56. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

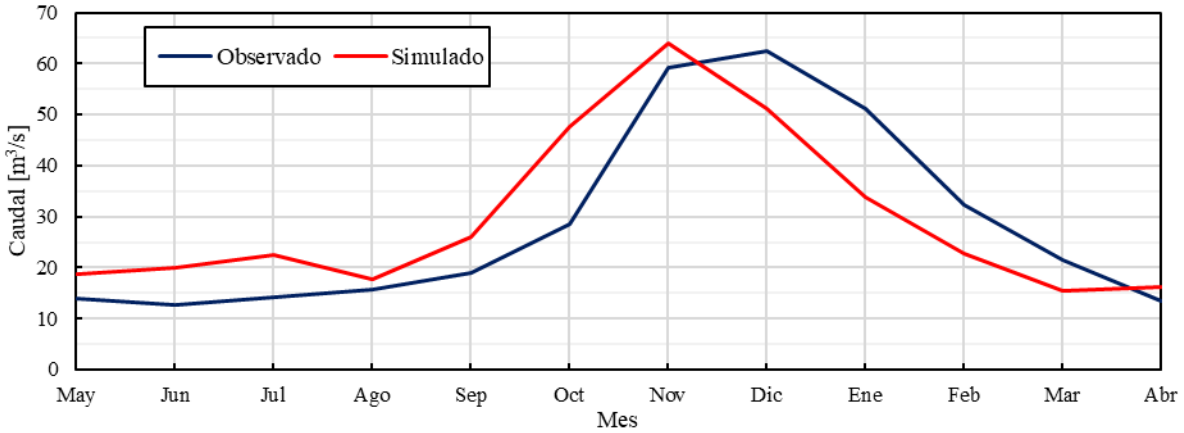


Figura 6.57. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios, periodo de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.35. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios, periodo de calibración– Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Indicador	***Caudales Medios Diarios***
KGE′	0,77
r	0,78
β	1,03
γ	0,93
$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	0,61
$PBIAS$ [%]	-3,4
$BiasFLV$ [%]	-3,3
$BiasFHV$ [%]	-17,2

En la Figura 6.56 se muestra el caudal medio diario observado y el simulado para el periodo de calibración, mientras que en la Tabla 6.35 se presentan los resultados obtenidos para los índices de desempeño considerados. Los resultados muestran un desempeño del modelo bastante satisfactorio, con un KGE equivalente a 0,77 y un sesgo inferior al ±5% (Beta =1 ,03) , catalogado como “Muy bueno” de acuerdo a Moriasi, et al. (2006).

De la descomposición de KGE’, es posible observar que el peor desempeño lo tiene el coeficiente de correlación, lo cual da cuenta que el modelo tendría problemas para ajustar temporalmente los caudales simulados con los medidos, tal como es posible evidenciar en el notorio adelantamiento de los caudales máximos de deshielo especialmente en los años más secos del periodo simulado (ver Figura 6.56 y Figura 6.57), pese a lo anterior, el coeficiente de correlación obtenido se considera bastante satisfactorio pues es levemente inferior a 0,8. En términos de los caudales bajos y flujo base se observa un desempeño satisfactorio con valores del índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) superior a 0,5 y un sesgo (BiasFLV) del orden de -3%. Con respecto a los caudales máximos se tiene que el modelo tiende a subestimar estos con un sesgo (BiasFHV) inferior a 20%. En la Figura 6.57 se observa que a nivel estacional el modelo tiende a sobrestimar los caudales entre los meses de mayo a noviembre y a subestimarlos en la zona de recesión del periodo de deshielo (diciembre - marzo). Con respecto a los volúmenes de deshielo se tienen errores relativos que van desde 0,16% a 35,46%, observando una tendencia a mayores errores (subestimación) en los años más secos del periodo de calibración tal como se aprecia en la Figura 6.58. Al igual como ocurre para los modelos calibrados y validados en la cuenca del Río Maipo, se tiene que, al pasar de escala diaria a escala mensual, mejoran los índices de desempeño, debido a las mismas razones detalladas para los otros casos.

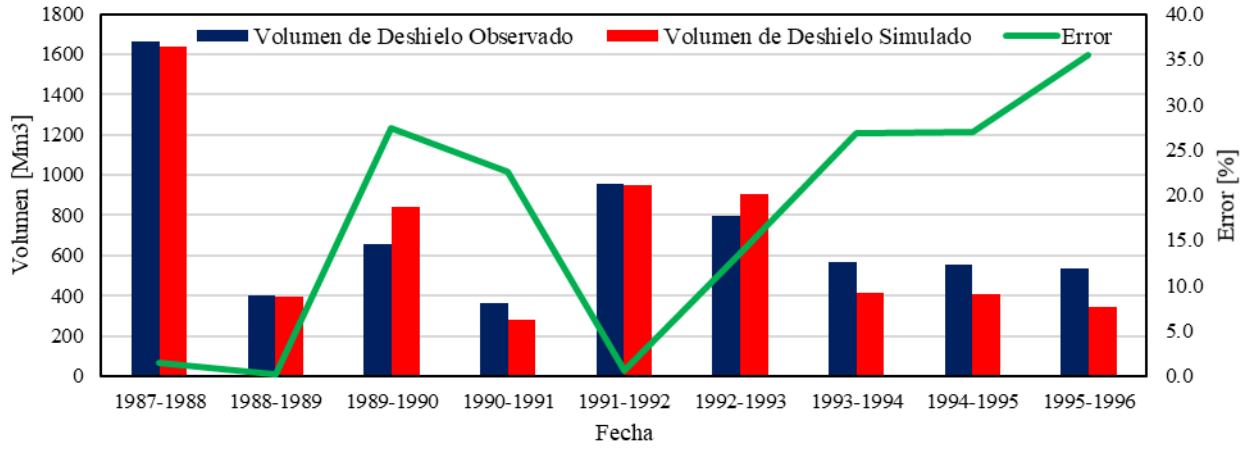


Figura 6.58. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.36. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales, periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Indicador	***Valor***
KGE′	0,86
r	0,87
β	1,03
γ	0,86

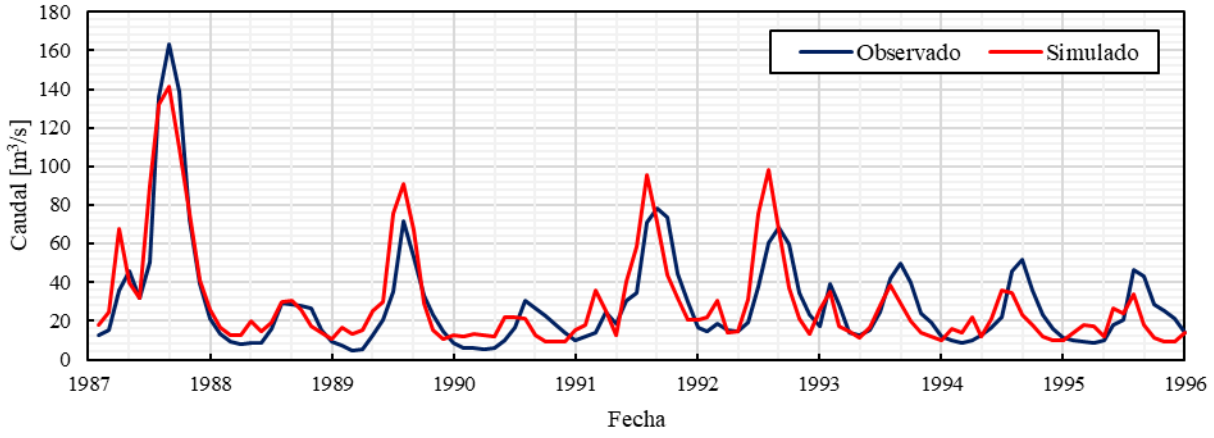


Figura 6.59. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito

En la Figura 6.60 se muestran los caudales medios diarios obtenidos para el periodo de validación y en la Tabla 6.37 se indican los resultados obtenidos por las métricas de desempeño consideradas. De los resultados se observa que el modelo en el periodo de validación empeora su desempeño (en términos de KGE') con respecto al periodo de calibración, sin embargo, exhibe resultados bastantes satisfactorios, con todos los años presentando un KGE' superior a 0,5, e inclusive para el periodo 2000-2001 alcanzando un KGE' equivalente a 0,71 (cercano al del periodo de calibración).

De la descomposición de KGE' se observa que para todo los años validados el peor desempeño lo muestra el coeficiente de correlación, con valores inferiores a 0,75 y evidenciando un problema en el ajuste temporal de la serie simulada con respecto a la medida especialmente en los caudales máximos del periodo de deshielo (ver Figura 6.61) al igual que para el periodo de calibración. Por otro lado, se observa que el modelo subestima los caudales medios diarios en todo el periodo de validación (Beta inferior a 1), obteniendo en algunos periodos sesgos superiores al exhibido en el periodo de calibración y en otros inferiores, que de todas maneras corresponden a sesgos que pueden ser calificados desde "Satisfactorio" a "Muy bueno" de acuerdo a Moriasi, et al. (2006). En términos de los caudales bajos, se observa un buen desempeño del modelo, obteniendo valores del índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) superiores a 0,5 en todos los periodos, alcanzando para los periodos 1999-2000 y 2000-2001 valores incluso mejores al obtenido para el periodo de calibración. Para el caso del flujo base a largo plazo se observan sesgos superiores al obtenido para el periodo de calibración con sesgos entre ±16 y ±29%. Adicionalmente, se observa al igual que para el periodo de calibración, subestimación de los caudales máximos con sesgos (BiasFHV) superiores al 25% en todos los años, a excepción del año 1999-2000 donde se sobrestiman los caudales máximos en 29% aproximadamente.

A nivel estacional se observa un comportamiento muy similar al visto para el periodo de calibración, es decir, el modelo tiende a sobrestimar los caudales en otoño-invierno y al inicio del periodo de deshielo, mientras que subestima los caudales para los meses comprendidos entre diciembre y marzo, tal como se evidencia en la Figura 6.61. En relación a la simulación de los volúmenes de deshielo (ver Figura 6.62), se tiene que el modelo presenta errores entre el 5% y 30%, que van del orden de aquellos obtenidos para el periodo de calibración. Finalmente, al igual

que para el periodo de calibración y para los modelos desarrollados para la cuenca del Río Maipo, se tiene que el modelo presenta un mejor desempeño simulando los caudales a escala mensual en comparación a escala diaria tal como se observa en la Figura 6.63 y Tabla 6.38, debido a las mismas razones expuestas para los modelos anteriormente descritos.

Tabla 6.37. Resultados índices de desempeño para caudales medios simulados, periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	KGE'	r	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	$PBIAS$ [%]	$BiasFLV$ [%]	$BiasFHV$ [%]
1997-1998	0,51	0,66	0,79	0,71	0,60	20,7	-16,0	-42
1999 -2000	0,64	0,69	0,99	1,17	0,63	0,7	29,3	28,7
2000 - 2001	0,71	0,74	0,91	0,91	0,75	9,3	-25,4	-32,2

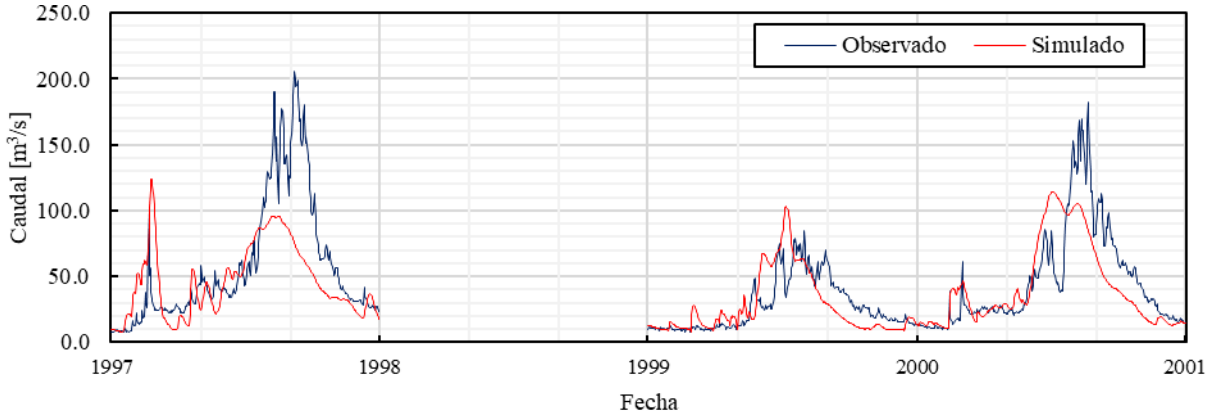


Figura 6.60. Caudales medios diarios observados y simulados, periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

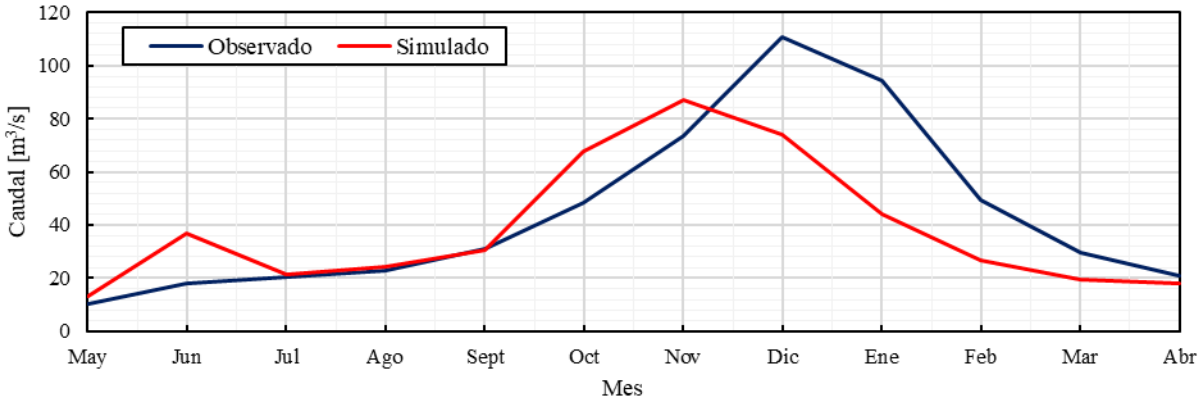


Figura 6.61. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios, periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

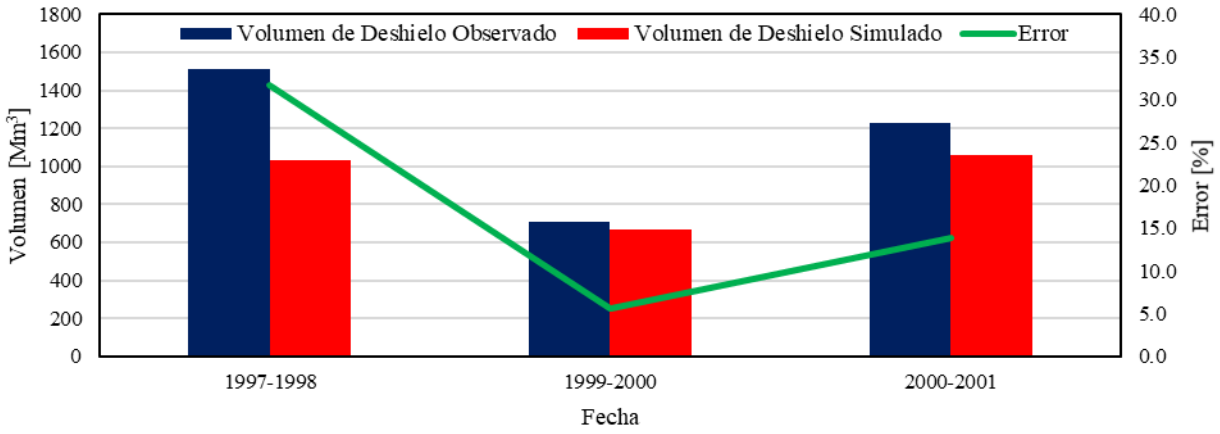


Figura 6.62. Volumen de deshielo observado y simulado, periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.38. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales, periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
1997-1998	0,52	0,72	0,79	0,68
1999 -2000	0,71	0,82	0,99	1,23
2000 - 2001	0,78	0,81	0,91	0,96

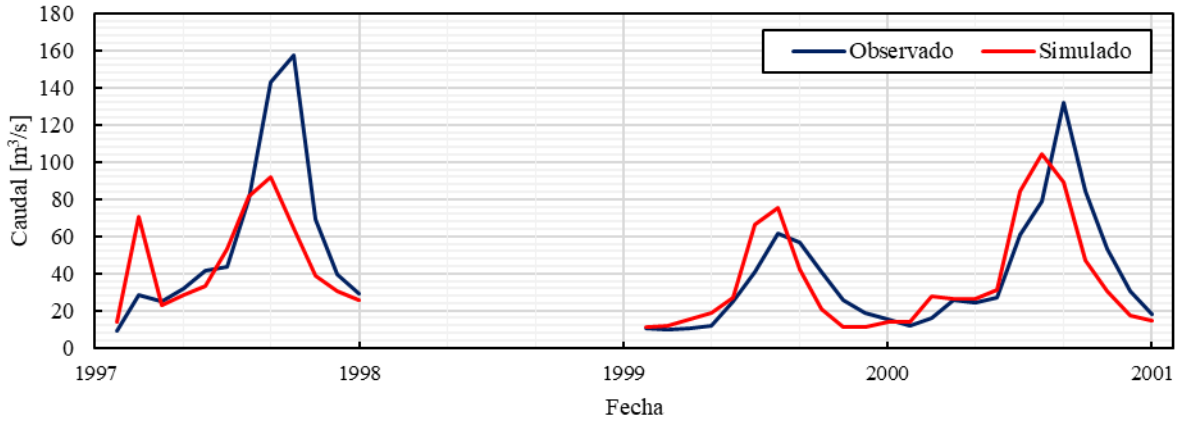


Figura 6.63. Caudales medios mensuales observados y simulados, periodo de Validación – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

6.4.2. Versión modelo distribuido de nieve

Calibración cuenca Río Maipo en El Manzano (Periodo 2000-2003)

Tal como se expone en el capítulo 5.2, se calibra el modelo variando todos los parámetros de este de acuerdo a los rangos establecidos en la Tabla 6.39, sin distinguir entre los parámetros sensibles y no sensibles debido a la demanda computacional que implica aplicar análisis de sensibilidad a esta versión del modelo. En la Tabla 6.40 se muestran los parámetros óptimos del modelo obtenidos mediante calibración por cobertura de nieve total en la cuenca (imágenes MODIS) y caudales medios diarios, así mismo en la Figura 6.64 y Figura 6.65 se presenta la cobertura de nieve y caudales medios diarios simulados respectivamente para el periodo. Por otra parte, en la Tabla 6.41 se presentan los resultados de los índices de desempeño considerados para cobertura de nieve y caudales medios diarios.

Tabla 6.39. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo (versión submodelo de nieve distribuido) – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Rango***	***Unidades***
FVI	0,1 - 0,3	Adimensional
CK	0,001 - 0,006	$[1/día]$
$FRAC$	0,75 – 0,85	Adimensional
$HMAX$	20 - 250	$[cm]$
$HSMAX$	150 - 350	$[cm]$
K_{MUS}	24 - 72	$[día]$
x_{MUS}	0,1 - 0,5	Adimensional

Tabla 6.40. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración (versión submodelo de nieve distribuido) – cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Valor por QMD***	***Valor por fSCA***	***Unidades***
FVI	0,15	0,1	Adimensional
CK	0,0058	-	$[1/día]$
$FRAC$	0,79	-	Adimensional
$HMAX$	175,5	20	$[cm]$
$HSMAX$	275,6	-	$[cm]$
K_{MUS}	72	-	$[día]$
x_{MUS}	0,11	-	Adimensional

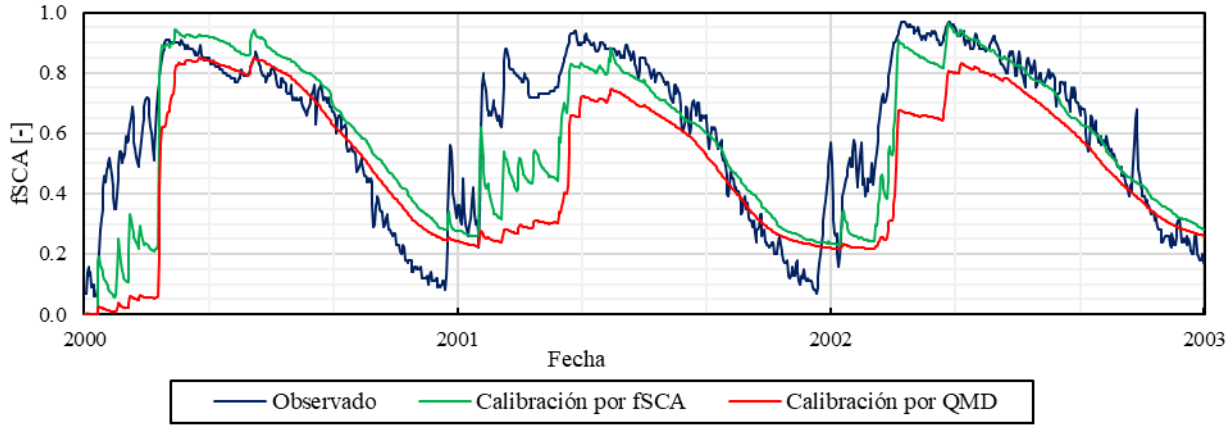


Figura 6.64. Cobertura nival diaria observada y simulada (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

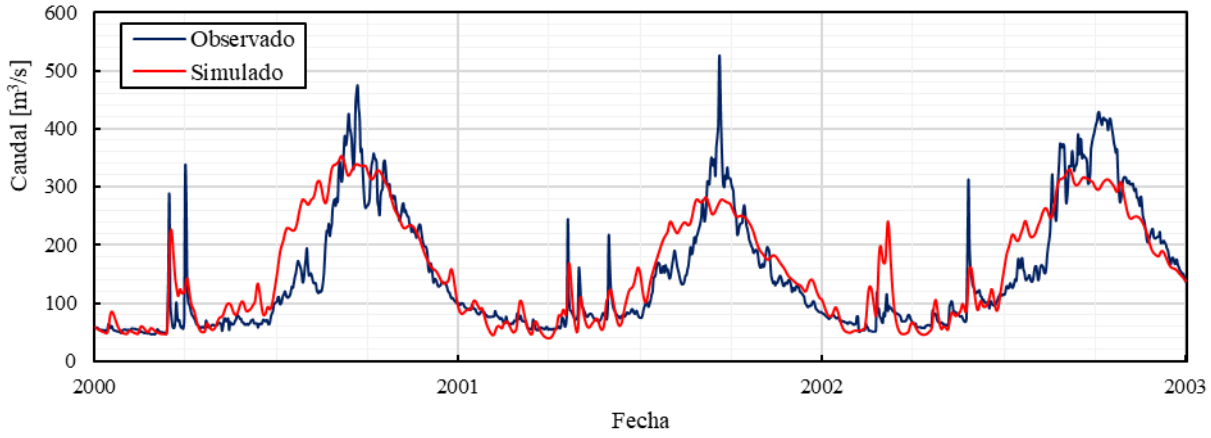


Figura 6.65. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

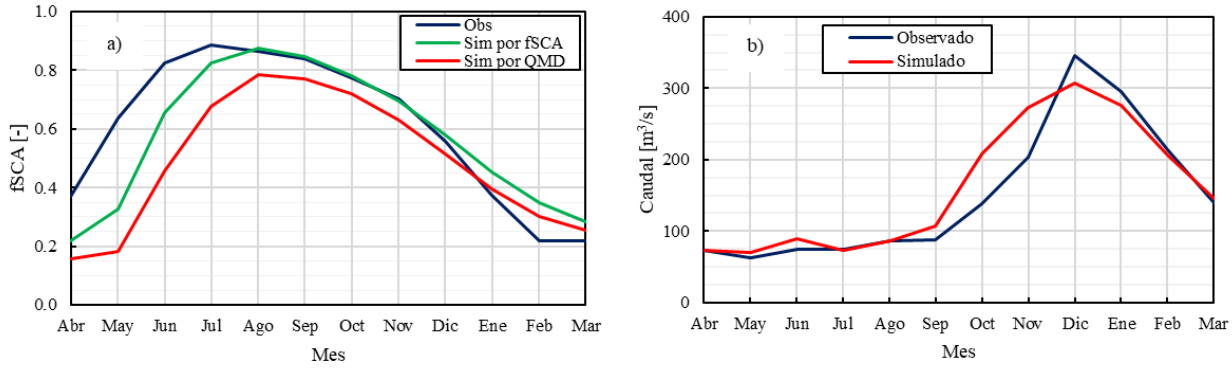


Figura 6.66. Curva de variación estacional promedio en periodo de calibración de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.41. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios y cobertura de nieve (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Indicador	***Caudales Medios Diarios***	***fSCA (calibración por QMD)***	***fSCA (calibración por fSCA MODIS)***
KGE'	0,80	0,62	0,82
r	0,88	0,72	0,83
β	1,07	0,80	0,95
γ	0,86	1,17	1,03
$Promedio\ KGE'(Q), KGE'\left(\frac{1}{Q}\right)$	0,82	-	-
$PBIAS$ [%]	-6,6	-	-
BiasFLV [%]	5,9	-	-
$BiasFHV$ [%]	-20,8	-	-

De los resultados se observa que el modelo calibrado por caudales medios diarios logra un desempeño aceptable simulando la cobertura de nieve en la cuenca, obteniendo un KGE superior a 0,5 y mostrando una clara tendencia a la subestimación de la cobertura en la mayoría del periodo simulado, tal como se evidencia en el parámetro Beta de KGE' inferior a 1 y en la curva de variación estacional promedio de la Figura 6.66. Por otro lado, se tiene que el modelo calibrado por cobertura de nieve (imágenes MODIS) presenta un mejor desempeño que el caso anterior (KGE > 0,75), debido a las mismas razones expuestas para el modelo en su versión distribuida, es decir, el modelo calibrado por cobertura nival simula más cobertura de nieve en todo el periodo en relación al modelo calibrado por caudales medios diarios, lo cual produce una mejora sustancial en todos los componentes de KGE'. De la Figura 6.67, se tiene que a nivel distribuido por pixeles el modelo calibrado por caudales medios diarios en general no logra simular de forma adecuada la cobertura de nieve, exhibiendo valores de KGE' inferiores a 0,5 para el 95% de los pixeles y alcanzando inclusive valores negativos de este. Se observa un desempeño diverso en términos del coeficiente de correlación, presentando valores desde 0,1 hasta 0,8, obteniendo la mayor cantidad de pixeles (58%) con valores del coeficiente entre 0,5 y 0,75. En relación al sesgo (parámetro Beta) se tiene también un comportamiento variado, presentado sesgos iguales o inferiores al ±25% en el 42% de los pixeles simulados, mostrando además una tendencia del modelo a subestimar la cobertura en las zonas bajas de la cuenca (Beta < 1) y a sobrestimación en las zonas más elevadas (Beta > 1), tal como se observó para la versión semidistribuida del modelo. Para el caso de la variabilidad se tiene un desempeño muy pobre por parte del modelo, pues se observa que más del 50% de los pixeles sobrestima la variabilidad de la cobertura nival observada en más de un 50%

(Gamma > 1,5), mostrando una tendencia a sobrestimar la variabilidad en las zonas bajas y a subestimar en la zonas altas de la cuenca. En relación a la distribución espacial del desempeño se observa que el modelo tiende a mejores valores de KGE' en la zonas más elevadas de la cuenca y a peores índices en las zonas más bajas, lo cual cobra sentido tomando en consideración que el modelo genera muy poca cobertura de nieve (y por ende cobertura nival) en las zonas bajas, que se traduce en valores muy bajos de Beta y provocando que cualquier aumento de cobertura impacte de forma importante la dispersión incrementado así la variabilidad de forma desmedida. Es importante destacar que los bajos valores de KGE' se deben en gran medida al pobre desempeño del modelo en términos de la representación de la variabilidad, puesto que para Beta y r se obtienen resultados bastante aceptables (valores superiores a 0,5) para la mayoría de los pixeles. Adicionalmente, se debe indicar que la diferencia en el desempeño del modelo a nivel global en la cuenca en comparación de los pixeles se debe a que la cobertura excesiva en los pixeles de las zonas más elevadas compensa la baja cobertura de los pixeles en las zonas bajas, reduciendo así el sesgo y variabilidad de la cobertura de nieve simulada.

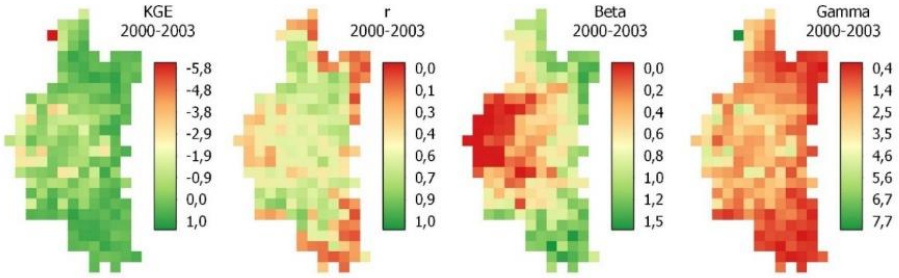


Figura 6.67. Ráster de KGE' y sus componentes obtenidos de la simulación de cobertura nival para periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

En términos de caudales medios diarios se observa en general un buen desempeño del modelo, con un valor de KGE' equivalente a 0,80, y un sesgo porcentual (PBIAS) de -6,6% catalogado como "muy bueno" (Moriasi, et al., 2006). En relación al ajuste temporal de la respuesta del modelo se observa un buen comportamiento con un coeficiente de correlación (r) igual a 0,88, y teniendo una buena concordancia temporal de los caudales máximos de deshielo (ambos ocurriendo en diciembre de acuerdo a Figura 6.66). Además, los resultados entregados por BiasFLV y Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) de 5,9% y 0,82 respectivamente, indican una buena respuesta del modelo en relación a caudales bajos y flujo base a largo plazo. Con respecto a los caudales máximos se tiene que el modelo los subestima tanto en el periodo invernal como en el periodo de deshielo.

A nivel estacional se tiene que el modelo tiende a sobrestimar los caudales en la zona de ascenso del hidrograma de deshielo (septiembre – noviembre) y a subestimarlos en menor medida en parte de la zona de recesión de este (diciembre - febrero), tal como se observa en la curva de variación estacional de la Figura 6.66. En relación a los volúmenes de deshielo (periodo septiembre – marzo), se tienen errores que van desde 3% al 16% (ver Figura 6.69) sin observar una tendencia clara a la subestimación o sobrestimación de estos. De la misma forma que los otros modelos desarrollados (cuenca Río Maipo y Río Aconcagua), se observa que el modelo mejora el desempeño en la simulación de los caudales al pasar desde escala diaria a mensual (ver Figura 6.68 y Tabla 6.42), producto de las mismas razones ya expuestas para los otros modelos.

Tabla 6.42. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Indicador	***Valor***
KGE'	0,84
r	0,92
β	1,07
γ	0,87

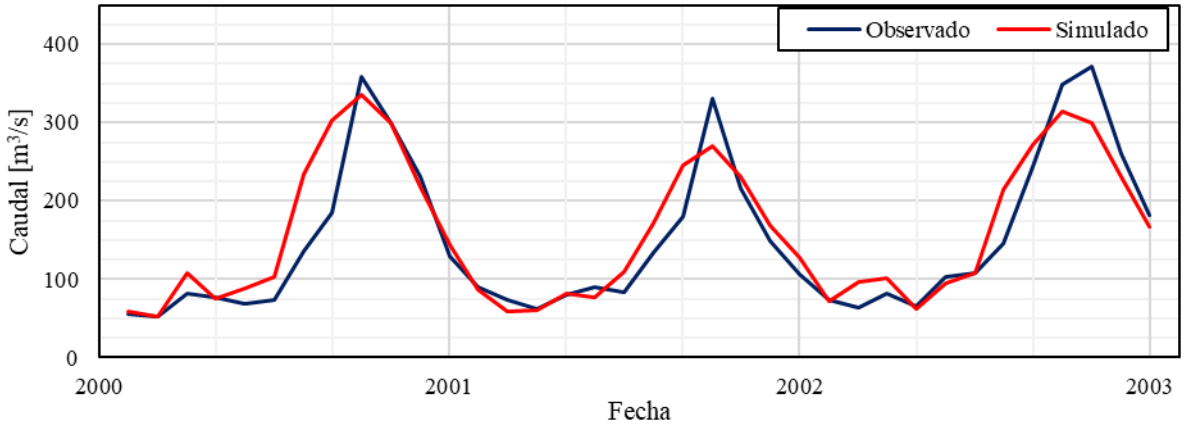


Figura 6.68. Caudales medios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

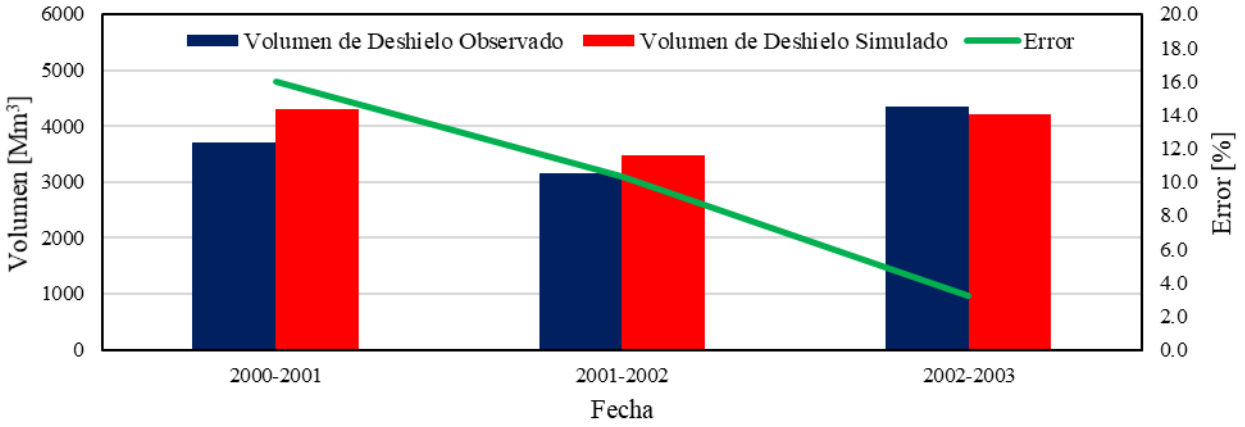


Figura 6.69. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca Río Maipo en El Manzano (Periodo 2005-2009 – Simulación años independientes)

En la Figura 6.70 se muestra la cobertura de nieve simulada para el periodo de validación de años independientes por el modelo calibrado según caudales medios diarios, mientras que en la Tabla 6.43 se muestran los resultados obtenidos por los índices de desempeño considerados. Los resultados muestran en general un desempeño aceptable del modelo, obteniendo valores de KGE' cercanos al obtenido en el periodo de calibración y superiores a 0,5, a excepción del periodo 2006-2007 donde se obtiene un KGE' deficiente equivalente a 0,42. De la descomposición de KGE', es posible notar que el modelo logra simular de manera adecuada la evolución temporal del manto, consiguiendo valores del coeficiente de correlación iguales o superiores a los obtenidos para el periodo de calibración (r=0,72), mientras que en términos del sesgo y variabilidad el modelo muestra la misma tendencia que en el periodo de calibración, subestimando la cobertura de nieve (Beta <1) y sobrestimando la variabilidad de esta en relación a la observada (Gamma > 1), con desempeños similares o levemente peores al obtenido en la calibración, a excepción del periodo 2006-2007, donde se tiene que el modelo subestima la cobertura y sobrestima la variabilidad en exceso, debido principalmente a que en este periodo a diferencia de los otros el modelo se demora más en formar cobertura nival en el periodo de otoño-invierno. Cabe destacar que, al igual que para el modelo semidistribuido, la condición inicial de cobertura nival nula tiene un impacto negativo sobre Beta y Gamma, por lo cual se esperaría una mejora en estos parámetros (y por ende en KGE') si no se consideran estos primeros meses de simulación en la estimación del desempeño. A nivel

general se observa que el modelo subestima la cobertura de nieve a lo largo de todo el año, tal como se puede apreciar en la Figura 6.73.

La Figura 6.71 muestra que para el periodo de validación la cobertura nival simulada por pixel presenta un comportamiento similar al obtenido para el periodo de calibración, presentando en la mayoría de los pixeles (más del 50%) índices KGE' inferior a 0,5 e inclusive alcanzando en algunos casos valores negativos de este índice. En términos del ajuste temporal se observa un desempeño muy similar al periodo de calibración con coeficientes de correlación muy variados a lo largo de la cuenca, y teniendo la mayor concentración de pixeles en valores de r entre 0,5 y 0,75, a excepción del periodo 2008-2009 donde se tienen la mayor concentración de pixeles en valores de r mayor a 0,75. Con respecto al sesgo y variabilidad los resultados son muy similares a los obtenidos para el periodo de calibración, presentando subestimación de la cobertura y sobrestimación de la variabilidad en las zonas más bajas de la cuenca y sobrestimación de la cobertura y subestimación de la variabilidad en las zonas más altas. De la misma forma que en el periodo de calibración, gran parte del mal desempeño del modelo simulando la cobertura nival por pixel se debe a la inadecuada representación de la variabilidad, presentando en la mayoría de los pixeles valores de Gamma muy alejados del ideal (igual a 1), que fuerzan a valores bajos de KGE', puesto que más de la mitad de los pixeles presentan un desempeño aceptable en términos del sesgo y del coeficiente de correlación, además al igual que para la cobertura de nieve total, a escala de pixeles también se tiene un efecto negativo en las componentes de KGE' la condición inicial de cobertura nula.

Tabla 6.43. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años independientes– Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	*β*	*γ*
2005 - 2006	0,56	0,73	0,72	1,22
2006 – 2007	0,42	0,81	0,65	1,42
2008 - 2009	0,67	0,80	0,78	1,14

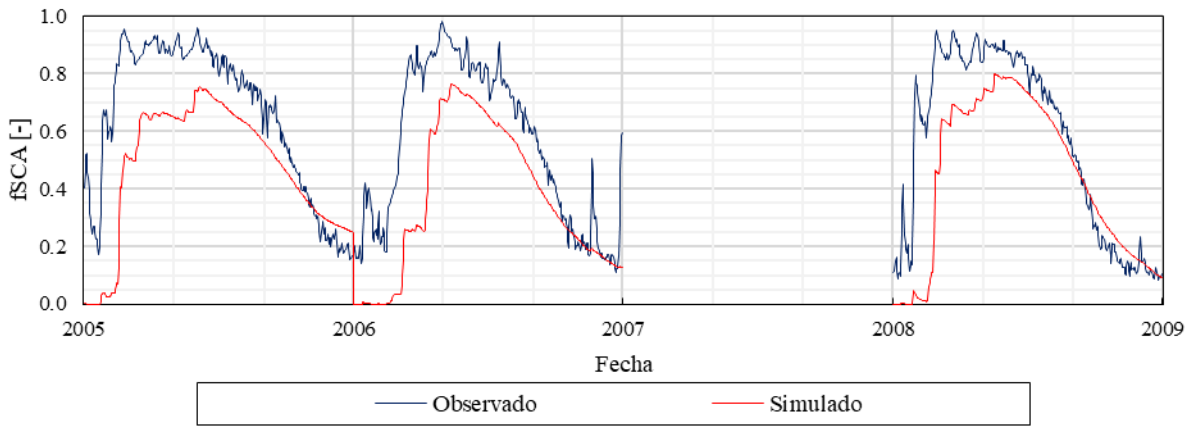


Figura 6.70. Cobertura de nieve observada y simulada (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

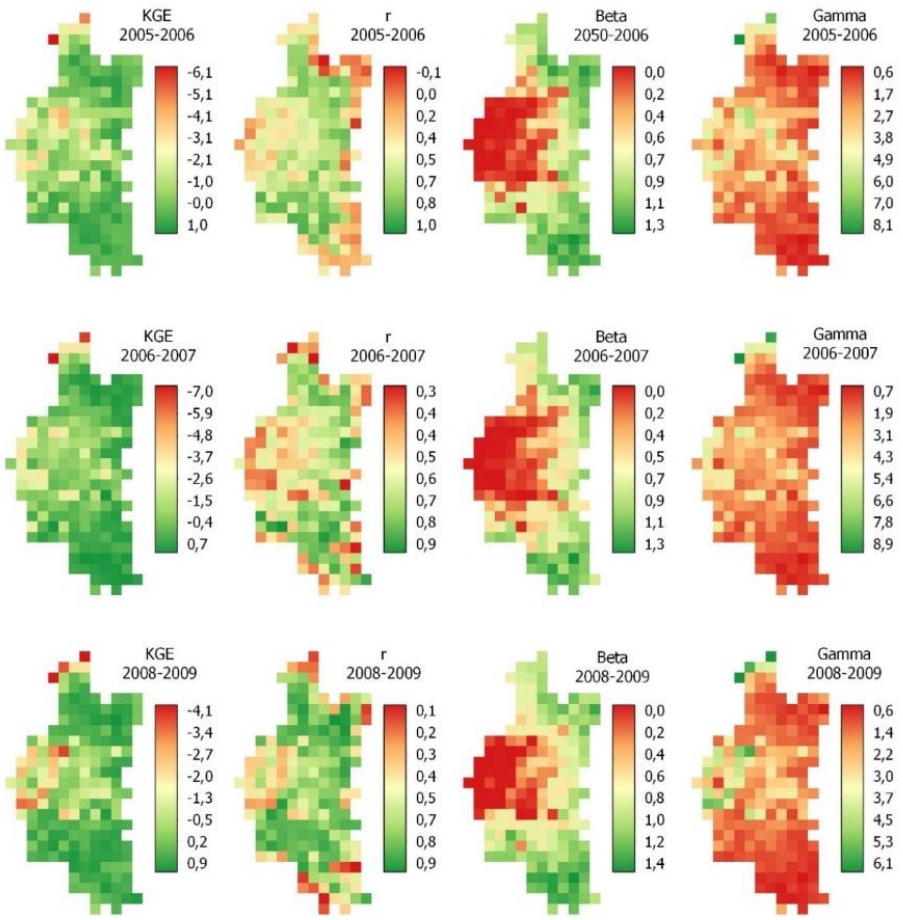


Figura 6.71. Ráster de KGE' y sus componentes obtenidos de la simulación de cobertura nival para periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 6.72 se muestran los caudales simulados para el periodo de validación de años independientes, mientras que en la Tabla 6.44 se presentan los resultados obtenidos por los índices de desempeño considerados, donde se observa que el modelo presenta un general un desempeño aceptable con todo los años presentando un valor de KGE' inferior al obtenido para el periodo de calibración, pero cercano o superior a 0,5. De la descomposición del índice KGE' se observa que todos los años validados presentan un buen ajuste temporal, con coeficientes de correlación superiores o iguales a 0,8 e inclusive obteniendo para el periodo 2005-2006 un coeficiente de correlación mayor al obtenido para el periodo de calibración. Se observa además un empeoramiento del sesgo en relación al periodo de calibración (PBIAS=-7%, Beta=1,07), que de todas maneras puede ser calificado como "Satisfactorio" según Moriasi, et al. (2006.), a excepción del periodo 2006-2007 donde se sobrestiman los caudales en un 41% aproximadamente (calificado como "Insatisfactorio"), lo que contribuye en gran medida al bajo KGE' obtenido para ese periodo. Respecto a los caudales bajos se observa un desempeño bastante aceptable, en que todos los años presentan un índice promedio Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) superior a 0,5, no así para el flujo base a largo plazo, donde se tienen sesgos (BiasFLV) superiores a ±30%, a excepción del periodo 2005-2006 donde se tiene un sesgo de -10% aproximadamente. En relación a los caudales máximos se tienen sesgos (BiasFHV) bastantes satisfactorios inclusive menores al obtenido para el periodo de calibración (-21%), a excepción del periodo 2005-2006 donde se tiene un sesgo mucho mayor equivalente a -46,4%, sin embargo, tal como ha sido mencionado anteriormente se presume que para este año hidrológico la precipitación forzante esta subestimada, lo que favorece la subestimación de los caudales particularmente para el periodo de deshielo. A nivel estacional se observa un comportamiento muy similar al visto para el periodo de calibración, es decir, el modelo tiende a sobrestimar los caudales en otoño-invierno y al inicio del periodo de deshielo, mientras que subestima los caudales para los meses comprendidos entre diciembre y marzo, tal como se evidencia en la Figura 6.73. Por otra parte, se visualiza en la Figura 6.74 que el modelo logra simular de forma adecuada el volumen de deshielo con un error cercano a lo obtenido para el periodo de calibración, a excepción del periodo 2006-2007 donde se tiene que el modelo sobrestima el volumen en 40% aproximadamente, alejándose completamente de los errores obtenidos en el periodo de calibración. De la misma forma que los otros modelos desarrollados (cuenca Río Maipo y Río Aconcagua), se observa que el modelo mejora el desempeño en la simulación de los caudales

al pasar desde escala diaria a mensual (ver Figura 6.75 y Tabla 6.45), producto de las mismas razones ya expuestas para los otros modelos.

Tabla 6.44. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*r*	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	*PBIAS* [%]	*BiasFLV* [%]	*BiasFHV* [%]
2005-2006	0,69	0,90	0,85	0,75	0,75	15,2	-9,8	-46,4
2006 -2007	0,48	0,81	1,41	0,72	0,52	-40,8	-31,3	0,9
2008 - 2009	0,79	0,80	1,15	0,92	0,80	-15,2	40,8	-1,9

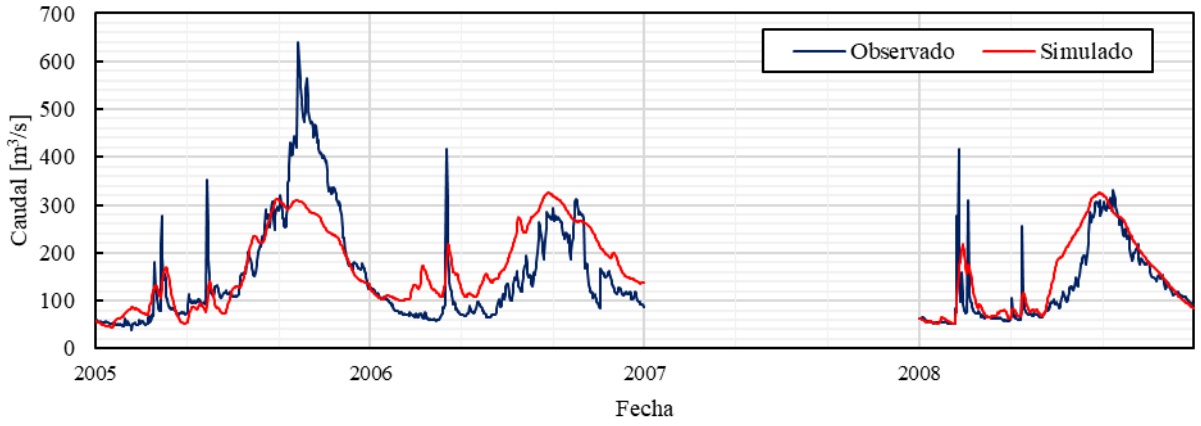


Figura 6.72. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

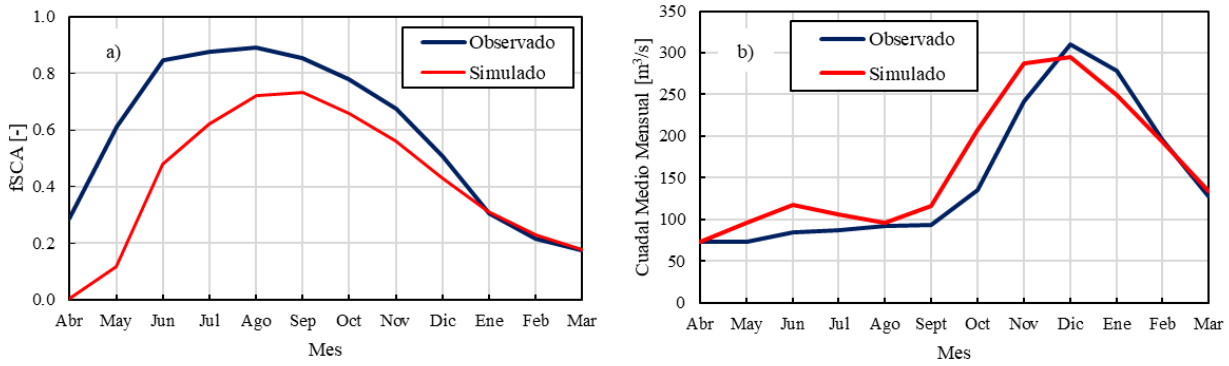


Figura 6.73. Curva de variación estacional promedio en el periodo de validación años independientes de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

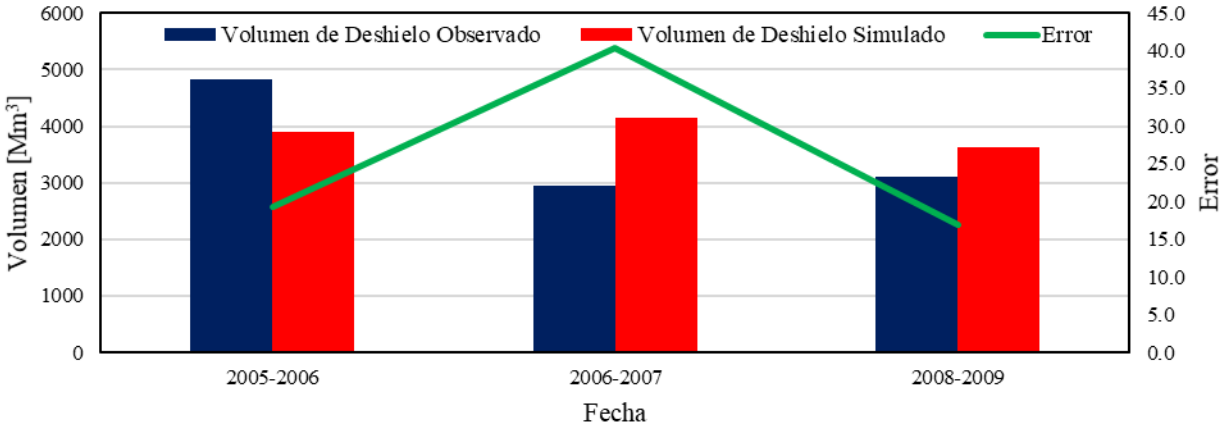


Figura 6.74. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.45. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales para periodo de validación años independientes (versión submodelo de nieve distribuido) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	*KGE'*	*R*	β	γ
2005 - 2006	0,72	0,95	0,85	0,77
2006 – 2007	0,56	0,93	1,41	0,84
2008 - 2009	0,84	0,94	1,15	0,98

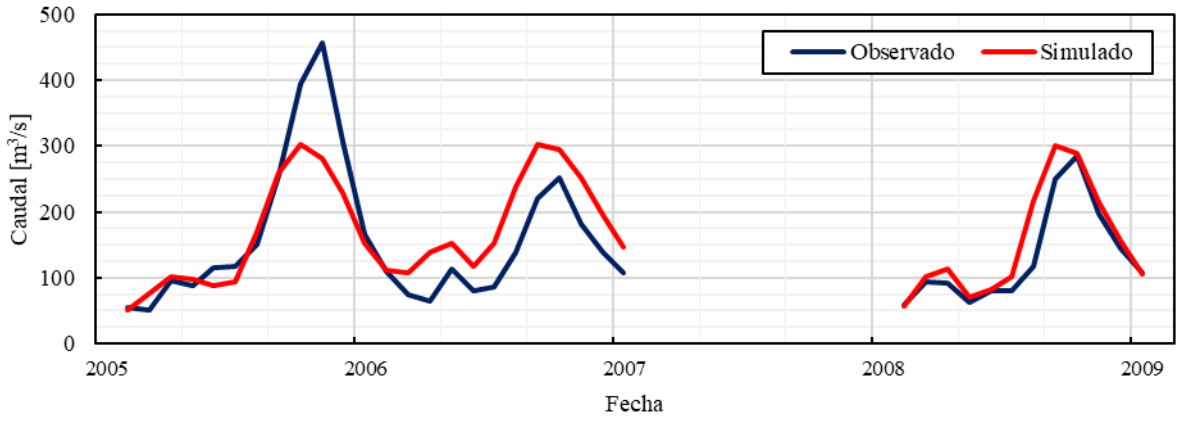


Figura 6.75. Caudales medios diarios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años independientes – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca Río Maipo en El Manzano (Periodo 2005-2009 – Simulación años continuos)

En la Figura 6.76 se presenta la cobertura de nieve simulada para el periodo de validación de años continuos por el modelo calibrado según caudales medios diarios, mientras que en la Tabla 6.46 se muestran los resultados obtenidos por los índices de desempeño considerados. Los resultados muestran que el modelo mejora el desempeño en la simulación de cobertura nival, en comparación a la validación por años independientes, consiguiendo valores de KGE' iguales o superiores a 0,7 en todos los años validados. De la descomposición de KGE' se observa que la mejora en el desempeño viene asociado a una disminución en el sesgo (Beta) y en la variabilidad (Gamma). Al igual que el caso del modelo semidistribuido, esta disminución en Beta y Gamma se debe a que, al considerar condición inicial no nula de cobertura nival, se logra la presencia de nieve al inicio del año hidrológico. Sin embargo, y al igual que lo observado en el modelo semidistribuido, se tiene que el modelo de todas maneras subestima la cobertura nival a lo largo de todo el año en la cuenca a excepción de los últimos meses del año donde se sobrestima levemente, tal como se evidencia en la Figura 6.76, Figura 6.79 y en el valor de Beta siempre inferior a 1 presentado en la Tabla 6.46. En términos de la evolución temporal del manto nival, se observa un buen desempeño del modelo, similar a lo obtenido en la validación de años independientes, con valores del coeficiente de correlación superiores a 0,8 en todos los años.

De acuerdo a la Figura 6.77, los resultados de cobertura nival a escala de pixel son muy similares a los obtenidos en la validación de años independientes, teniendo en más del 50% de los pixeles un KGE' inferior a 0,5, debido principalmente al mal ajuste de la variabilidad en prácticamente todos los pixeles. En términos de la evolución temporal (dado por r) y del sesgo (dado por Beta) de la cobertura nival, se observa un buen desempeño al igual que en la validación por años independientes, con la mayoría de los pixeles en valores superiores a 0,5 en ambos parámetros. Además, se observa la misma tendencia obtenida en la validación de años independientes, es decir, subestimación de la cobertura y sobrestimación de la variabilidad en las zonas más bajas de la cuenca, y sobrestimación de la cobertura y subestimación de la variabilidad en las zonas más altas. Cabe indicar que la diferencia más notoria respecto a la validación de años independientes es el aumento del sesgo (Beta) y la disminución de la variabilidad (Gamma) en los pixeles con mayor elevación, lo cual está asociado a la condición inicial no nula, que permite al

modelo generar mayor cobertura nival al final del año hidrológico en las zonas más altas de la cuenca. Si bien esto genera un peor ajuste de Beta y Gamma a nivel rasterizado, permite que a nivel global de la cuenca se tenga un mejor desempeño en términos de KGE' en comparación con la validación de años separados, puesto que el aumento del sesgo y la disminución de la variabilidad de la cobertura nival en los pixeles de mayor altura, compensan en mayor medida la subestimación de la cobertura nival y elevada variabilidad en los pixeles de menor elevación. Cabe indicar que la condición inicial no nula, provoca que algunos pixeles ubicados en altas elevaciones presenten cobertura nival de 100% a lo largo de todo el año hidrológico, provocando que el coeficiente de variabilidad sea nulo (Gamma = 0) y por tanto indefiniendo el coeficiente de correlación, por esta razón hay algunos pixeles que no presentan un valor válido de KGE' en la Figura 6.77.

Tabla 6.46. Resultados de KGE' y sus componentes para simulación de cobertura de nieve (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	***KGE'***	*r*	*β*	*γ*
2005 - 2006	0,68	0,80	0,75	0,99
2006 – 2007	0,70	0,84	0,75	0,93
2008 - 2009	0,76	0,85	0,82	0,94

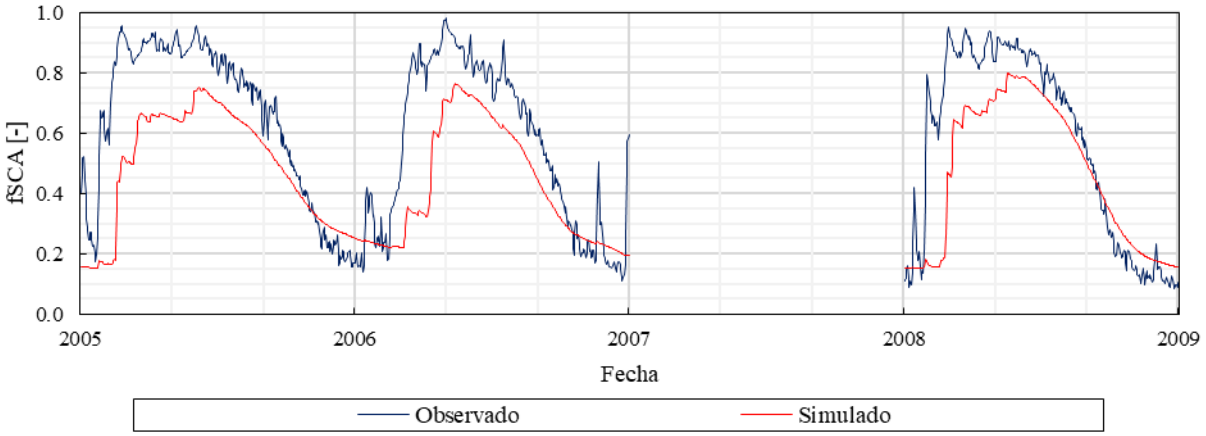


Figura 6.76. Cobertura de nieve observada y simulada (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos– Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

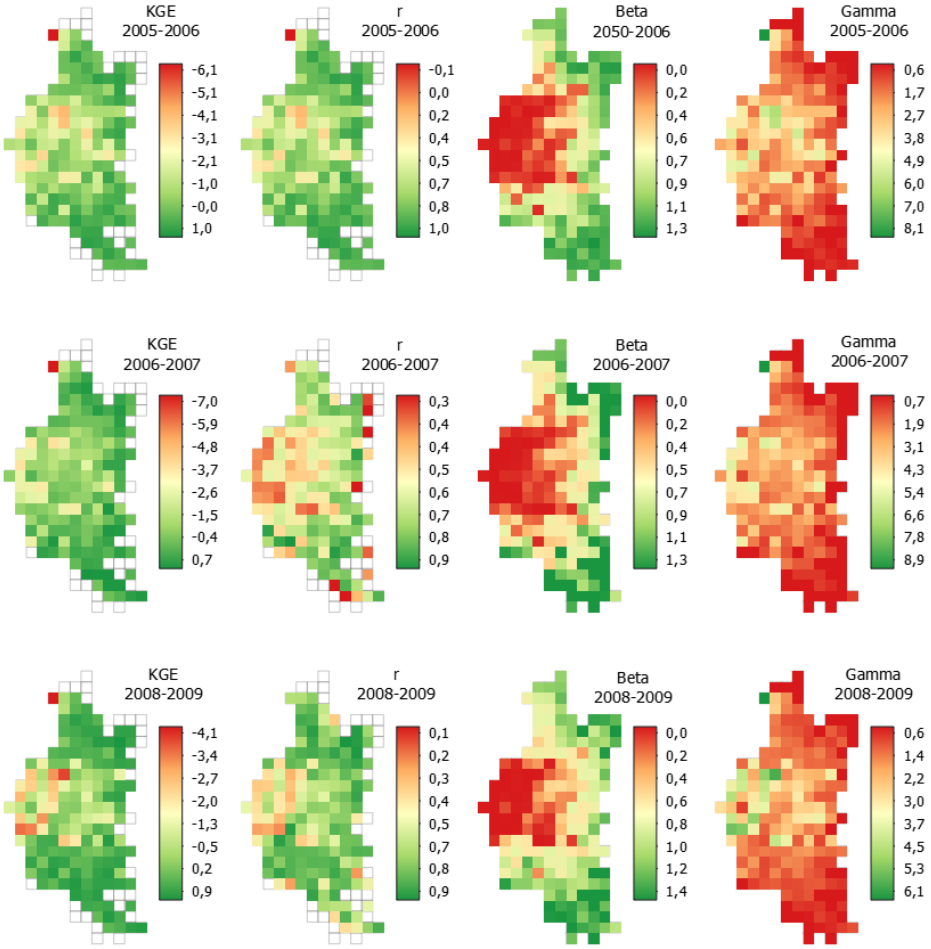


Figura 6.77. Ráster de KGE' y sus componentes obtenidos de la simulación de cobertura nival para periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 6.78 se muestran los caudales simulados para el periodo de validación de años independientes, mientras que en la Tabla 6.47 se presentan los resultados obtenidos por los índices de desempeño considerados. Los resultados muestran en general un buen desempeño del modelo, con un valor de KGE' cercano o superior a 0,7 en todos los años validados, similar a lo obtenido en la validación de años independientes, a excepción del periodo 2006-2007, donde en este caso se obtiene un mejor rendimiento. De la descomposición de KGE' es posible notar que la mejora en el desempeño del periodo 2006-2007 respecto a la validación de años independientes, radica en la mejora del índice Beta, obteniendo un sesgo de 14% aproximadamente, lo cual es calificado de "Satisfactorio" según la clasificación de Moriasi, et al. (2006). En relación a la evolución temporal del manto y la variabilidad de este, se observa un buen desempeño con valores superiores a 0,8 para el coeficiente de correlación y superiores a 0,7 para Gamma, comportamiento similar al

obtenido también en la validación de años independientes (ver Tabla 6.44). En relación a los caudales máximos y mínimos, se observa un desempeño muy similar al obtenido en la validación de años individuales, obteniendo un sesgo BiasFHV inferior al conseguido en la calibración (a excepción de periodo 2005-2006 que se considera presenta un sesgo en la precipitación), valores del índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) siempre superiores a 0,5, y BiasFLV peores a los conseguidos en el periodo de calibración. Estacionalmente, se observa nuevamente el mismo comportamiento al visualizado en la validación de años independientes (ver Figura 6.73), con la tendencia del modelo a sobrestimar los caudales en otoño-invierno y al inicio del periodo de deshielo, mientras que subestima los caudales para los meses comprendidos entre diciembre y marzo, tal como se aprecia en la Figura 6.85. Con respecto a los volúmenes de deshielo (ver Figura 6.86), se tiene nuevamente errores muy similares a los obtenidos en la validación de años independientes, a excepción del periodo 2006-2007 que tiene una notoria disminución del error (error equivalente a 18% aproximadamente), lo cual es consistente con la disminución del sesgo antes mencionada. De la misma forma que los modelos desarrollados anteriormente, se tiene que a escala mensual el modelo mejora su desempeño, tal como se observa en la Figura 6.87y en la Tabla 6.48.

Al igual que lo indicado para el modelo en su versión semidistribuida, se observa que el establecer una condición inicial no nula de cobertura nival, mejora el desempeño del modelo en la simulación de esta variable, ya que permite que al final del año hidrológico la cuenca siga presentando nieve, específicamente en las zonas más elevadas. No obstante, nuevamente se observa que, desde el punto de vista de los caudales medios diarios, el modelo con condición inicial no nula solo mejora su desempeño en uno de los tres años validados (periodo 2006-2007), mientras que en el resto de los años validados (2005-2006 y 2008-2009), el desempeño es muy similar entre el modelo validado en años independientes (condición inicial de cobertura nival nula) y el validado en años continuos (condición inicial de cobertura nival no nula). Lo anterior estaría indicando que la mejora en el desempeño del periodo 2006-2007 no se deba especialmente a la condición inicial, puesto que de ser así se esperaba que todos los años presenten una variación de esa magnitud en el desempeño, lo cual no sucede. En el capítulo 7.2 de este estudio, se analiza en mayor detalle este comportamiento.

Tabla 6.47. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	***KGE'***	r	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	$PBIAS$ [%]	$BiasFLV$ [%]	$BiasFHV$ [%]
2005-2006	0,68	0,90	0,88	0,70	0,68	11,7	-20,3	-45,7
2006 -2007	0,74	0,84	1,14	0,85	0,75	-13,9	47,9	-12,0
2008 - 2009	0,74	0,88	1,19	0,87	0,77	-18,6	53,7	-1,4

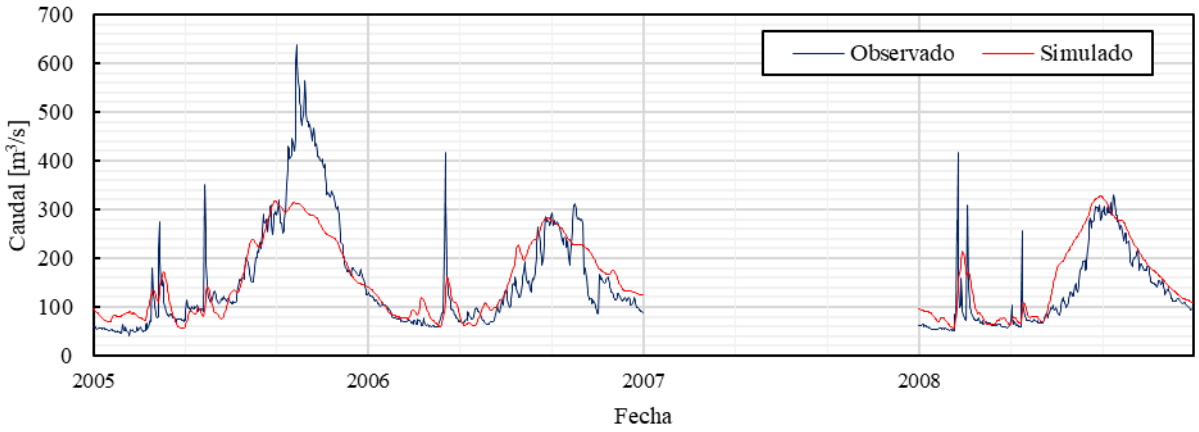


Figura 6.78. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

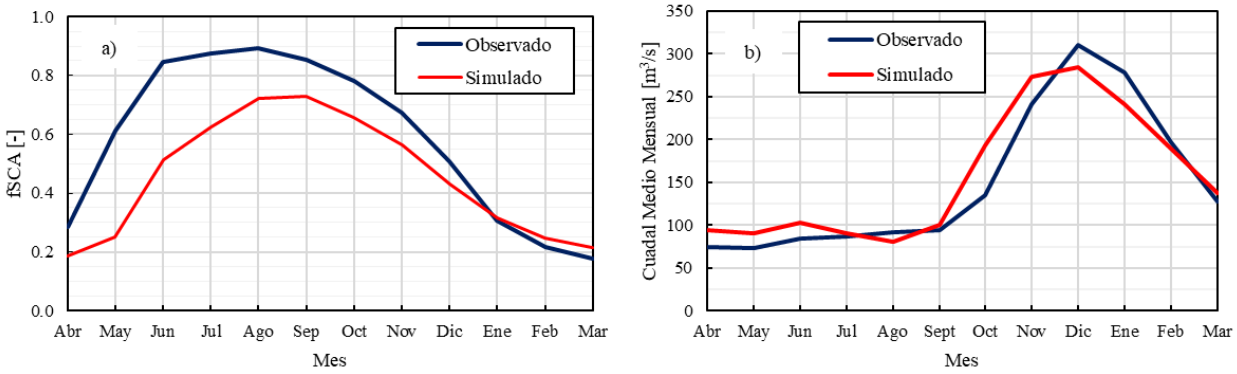


Figura 6.79. Curva de variación estacional promedio en el periodo de validación años continuos de a) cobertura de nieve y b) Caudales medios diarios – Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

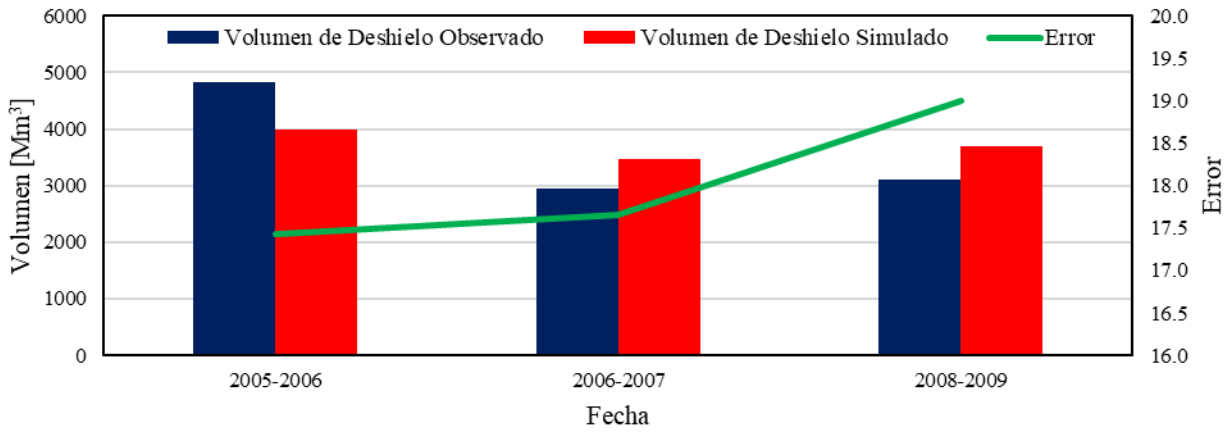


Figura 6.80. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de validación años continuos - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.48. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales para periodo de validación años continuos (versión submodelo de nieve distribuido) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	***KGE'***	*r*	*β*	*γ*
2005 - 2006	0,69	0,95	0,88	0,72
2006 – 2007	0,85	0,96	1,14	0,98
2008 - 2009	0,79	0,95	1,19	0,92

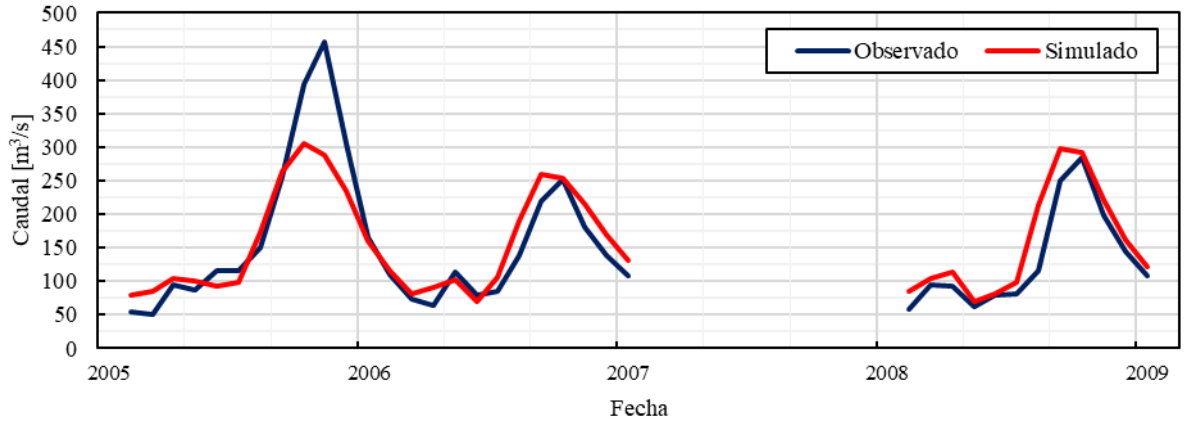


Figura 6.81. Caudales medios diarios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación años continuos – Cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Calibración cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito

Siguiendo el procedimiento desarrollado para el modelo de la cuenca del Río Maipo en la versión distribuida, se calibra el modelo variando todos los parámetros en todas las iteraciones hasta alcanzar los valores óptimos de cada uno. En la Tabla 6.49 se muestra el rango de valores probados para los parámetros del modelo en el proceso de calibración, cabe indicar que al igual que para el modelo semidistribuido, no se realiza calibración ni análisis desde el punto de vista de la cobertura de nieve, puesto que para los periodos de simulaciones no se poseen imágenes MODIS de cobertura de nieve.

Tabla 6.49. Rango de valores considerados para los parámetros del modelo (versión submodelo de nieve distribuido) – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Rango***	***Unidades***
FVI	0,1 - 0,3	Adimensional
CK	0,0001 - 0,006	$[1/día]$
$FRAC$	0,75 – 0,85	Adimensional
$HMAX$	50 - 250	$[cm]$
$HSMAX$	150 - 350	$[cm]$
K_{MUS}	24 - 72	$[día]$
x_{MUS}	0,1 - 0,5	Adimensional

En la Tabla 6.50 se presenta los valores óptimos de los parámetros del modelo obtenidos del proceso de calibración, mientras que en la Tabla 6.51 y Figura 6.82 se muestran los resultados de los índices de desempeño considerados y la serie de caudales medios diarios observados y simulados para el periodo de calibración respectivamente.

Tabla 6.50. Valores óptimos de los parámetros del modelo derivados del proceso de calibración (versión submodelo de nieve distribuido) – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Parámetro	***Valor por QMD***	***Unidades***
FVI	0,24	Adimensional
CK	0,003	$[1/día]$
$FRAC$	0,75	Adimensional
$HMAX$	196,3	$[cm]$
$HSMAX$	313,2	$[cm]$
K_{MUS}	72	$[día]$
x_{MUS}	0,42	Adimensional

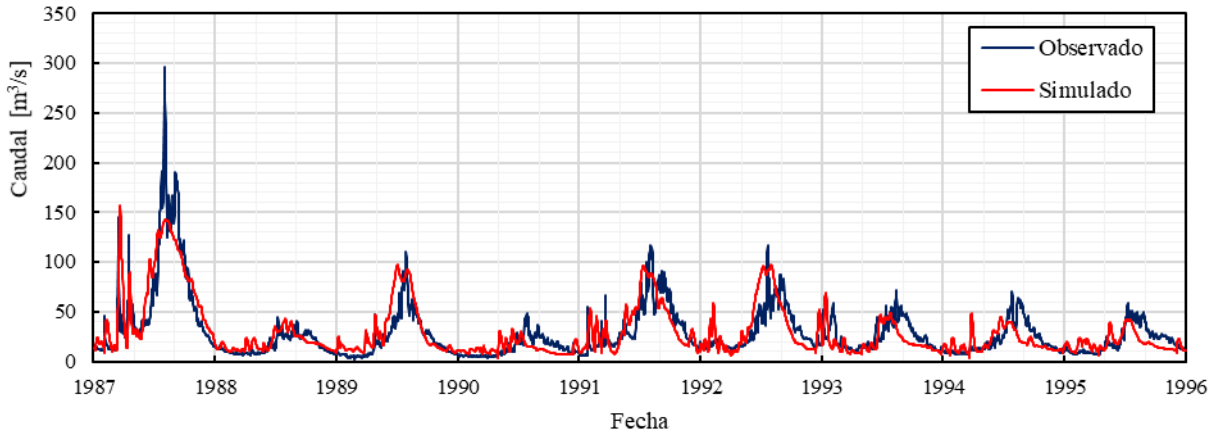


Figura 6.82. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido, periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

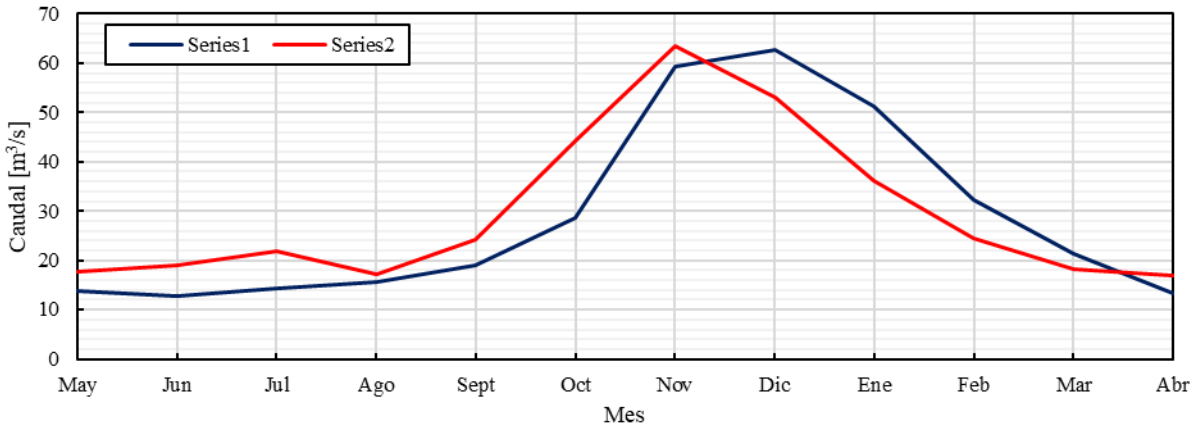


Figura 6.83. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios para el periodo de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.51. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Indicador	***Caudales Medios Diarios***
KGE'	0,77
r	0,80
β	1,04
γ	0,90
$Promedio\ KGE'(Q), KGE'\left(\frac{1}{Q}\right)$	0,60
$PBIAS$ [%]	-3,5
$BiasFLV$ [%]	-0,5
$BiasFHV$ [%]	-20,8

De los resultados se observa que el modelo en el periodo de calibración presenta un desempeño bastante satisfactorio, obteniendo un índice KGE' de 0,77 y un sesgo porcentual de 3,5% (Beta = 1,4) catalogado como "muy bueno" de acuerdo a Moriasi, et al. (2006). De la descomposición de KGE', es posible observar que el peor ajuste lo tiene el coeficiente de correlación, lo cual da cuenta que el modelo tendría problemas para ajustar temporalmente los caudales simulados con los medidos especialmente en el periodo de deshielo, donde se tiene un desfase (adelantamiento) notorio de los caudales máximos de deshielo, acentuado además en los años más secos del periodo simulado. No obstante, el coeficiente de correlación equivalente a 0,8 se considera bastante satisfactorio. En términos de los caudales bajos y flujo base a largo plazo se observa un desempeño satisfactorio con valores del índice Prom(KGEQ,KGE1/Q) superior a 0,5 y un sesgo (BiasFLV) inferior al ±1%. Con respecto a los caudales máximos se tiene que el modelo los subestima con un sesgo (BiasFHV) del orden de 20%, provocado principalmente en peaks pluviales (e.g.,1993-1994) y nivales (e.g.,1997-1998) que no logra simular adecuadamente el modelo. De la Figura 6.83 se tiene que a nivel estacional el modelo en general sobrestima la escorrentía entre los meses de mayo – noviembre y a subestimarlos en la zona de recesión del hidrograma de deshielo (diciembre – marzo). En relación a los volúmenes de deshielo (ver Figura 6.84) se tienen errores cercanos o inferiores al 25%, observando además una tendencia del modelo a presentar mayores errores para los años más secos del periodo simulado. Finalmente, al igual que en los otros modelos desarrollados y descritos anteriormente, se tiene que existe una mejora del desempeño al pasar de escala diaria a mensual (ver Tabla 6.52 y Figura 6.85), por las mismas razones planteadas en los casos anteriores.

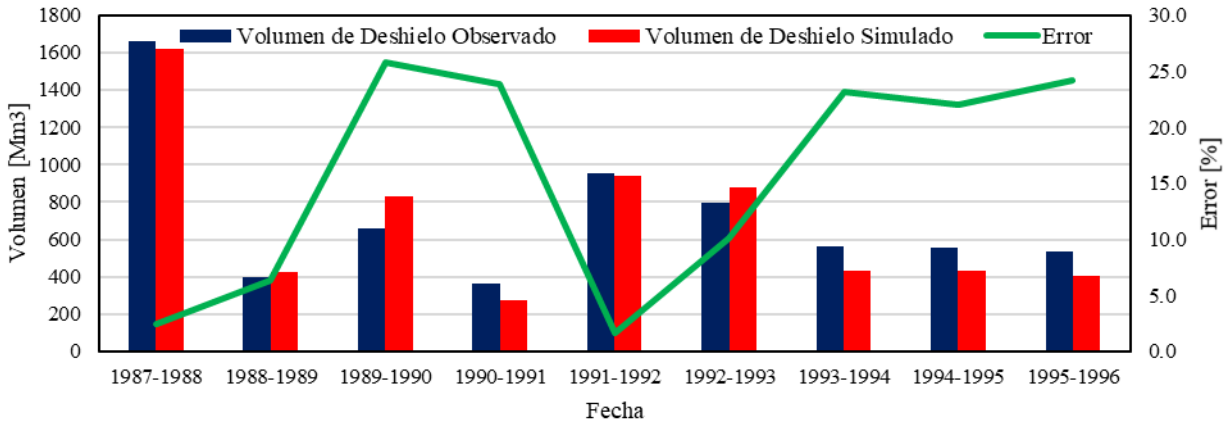


Figura 6.84. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.52. Resultados índices de desempeño para caudales medios mensuales simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Indicador	***Valor***
KGE′	0,88
r	0,89
β	1,04
γ	0,93

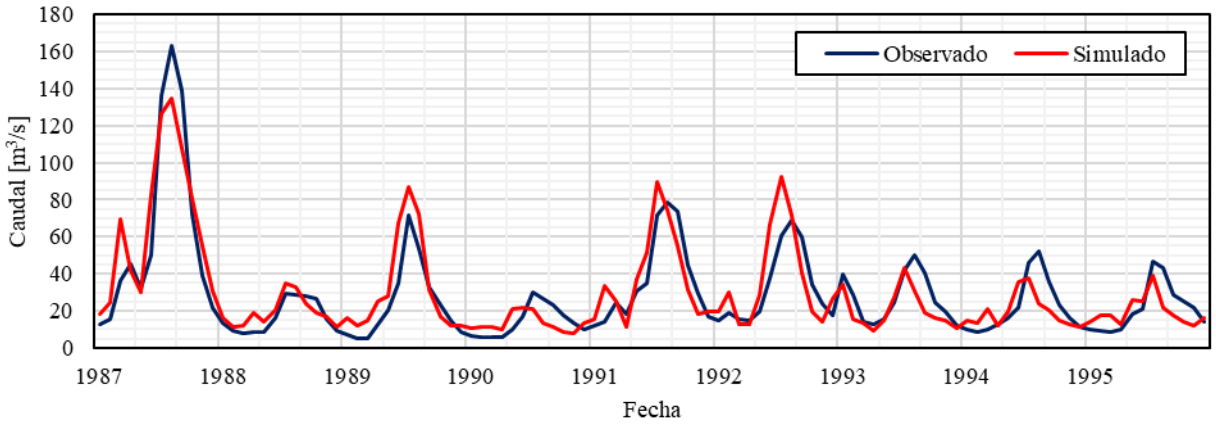


Figura 6.85. Caudales medios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de calibración – Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Validación cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito

En la Figura 6.86 se muestran los caudales medios diarios obtenidos para el periodo de validación y en la Tabla 6.53 se indican los resultados obtenidos por las métricas de desempeño consideradas. De los resultados se observa que el modelo en general empeora su desempeño (en términos de KGE') con respecto al periodo de calibración, sin embargo, los resultados pueden considerarse satisfactorios, ya que todos los años validados presentan un KGE' mayor a 0,5 e inclusive consiguiendo para el periodo 2000-2001 un KGE igual al de la calibración.

De la descomposición de KGE' es posible notar que el peor desempeño en general lo presenta el coeficiente de correlación, lo cual evidencia que al modelo le costaría ajustar temporalmente los caudales máximos especialmente en el periodo de deshielo, tal como se observa en la curva de variación estacional (ver Figura 6.87). Para el caso particular del periodo 1997-1998 se tiene que todos los componentes de KGE' presentan un valor bastante similar, siendo Gamma el de peor ajuste, lo cual se puede adjudicar al hecho que el modelo no logra alcanzar los caudales máximos en el periodo de deshielo. Además, se observa que el modelo subestima los caudales en todo el periodo de validación (Beta < 1) exhibiendo sesgos mejores o peores (dependiendo del año) al obtenido para el periodo de calibración, que pueden ser calificados desde "Satisfactorio" a "Muy Bueno" de acuerdo a Moriasi, et al. (2006).

En relación a los caudales bajos, se observan desempeños similares o mejores al periodo de calibración desde el punto de vista del índice Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) (≥0,6 en todos los años validados), pero sesgos (BiasFLV) superiores al ±10%. Para el caso de los caudales máximos, se tienen sesgos superiores a lo obtenido para el periodo de calibración, teniendo que el modelo los subestima (1997-1998 y 2000-2001) y sobrestima (1999-2000) principalmente en el periodo de deshielo. A nivel estacional se observa un comportamiento muy similar al visto para el periodo de calibración, es decir, el modelo tiende a sobrestimar los caudales en otoño-invierno y al inicio del periodo de deshielo, mientras que subestima los caudales para los meses comprendidos entre diciembre y marzo, tal como se evidencia en la Figura 6.87. En relación a la simulación de los volúmenes de deshielo (Figura 6.88), se tiene que el modelo presenta errores entre el 5% y 30%, que van del orden de aquellos obtenidos para el periodo de calibración. Finalmente, al igual que para el periodo de calibración y para los modelos desarrollados anteriormente, el modelo presenta un mejor desempeño simulando los caudales a escala mensual en comparación a escala diaria tal

como se observa en la Figura 6.89 y Tabla 6.54, debido a las mismas razones expuestas para los modelos anteriormente descritos.

Tabla 6.53. Resultados índices de desempeño para caudales medios diarios simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	***KGE'***	***r***	β	γ	$Prom\left(KGE'_Q, KGE'_{\frac{1}{Q}}\right)$	$PBIAS$ [%]	$BiasFLV$ [%]	$BiasFHV$ [%]
1997-1998	0,53	0,73	0,76	0,69	0,60	23,8	-22,3	-44,8
1999 -2000	0,72	0,74	0,99	1,12	0,69	0,6	42,2	21,6
2000 - 2001	0,77	0,81	0,90	0,86	0,77	10,3	-12,5	-39,3

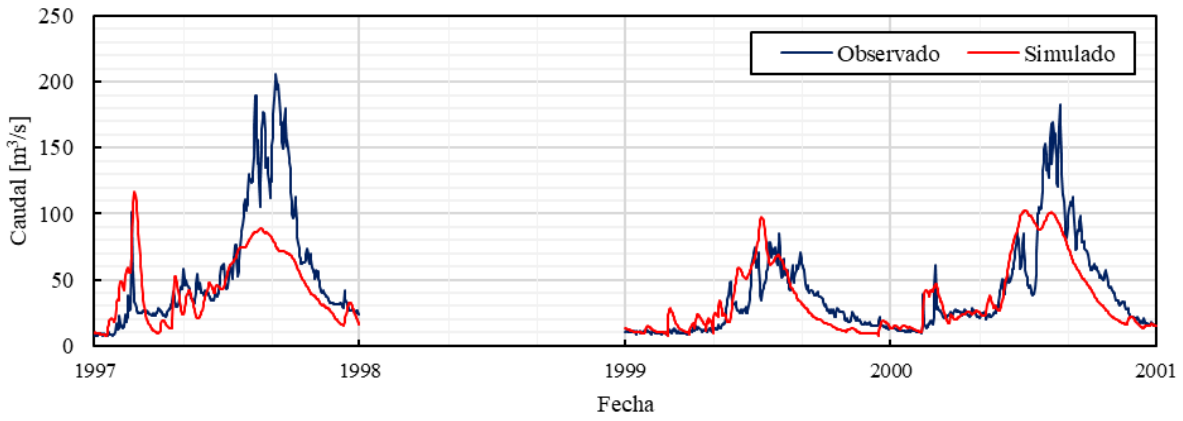


Figura 6.86. Caudales medios diarios observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

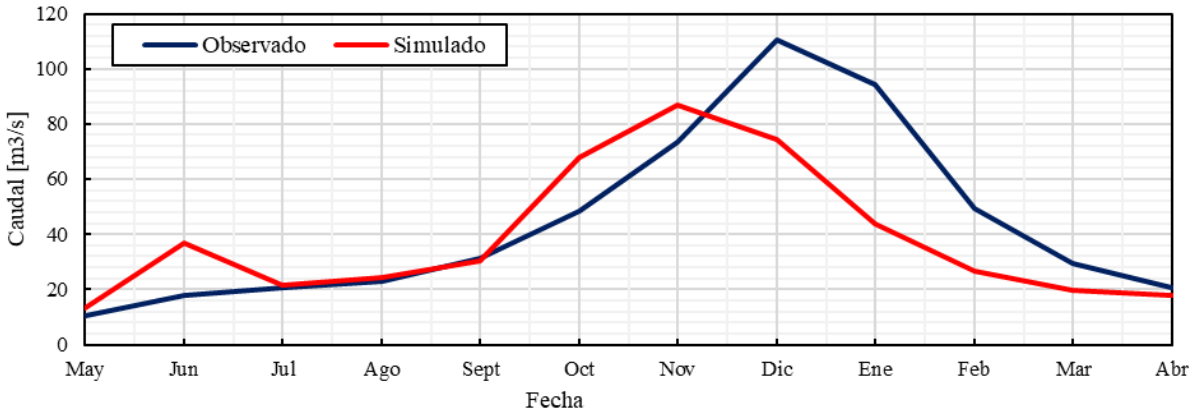


Figura 6.87. Curva de variación estacional promedio de caudales medios diarios para periodo de validación – Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

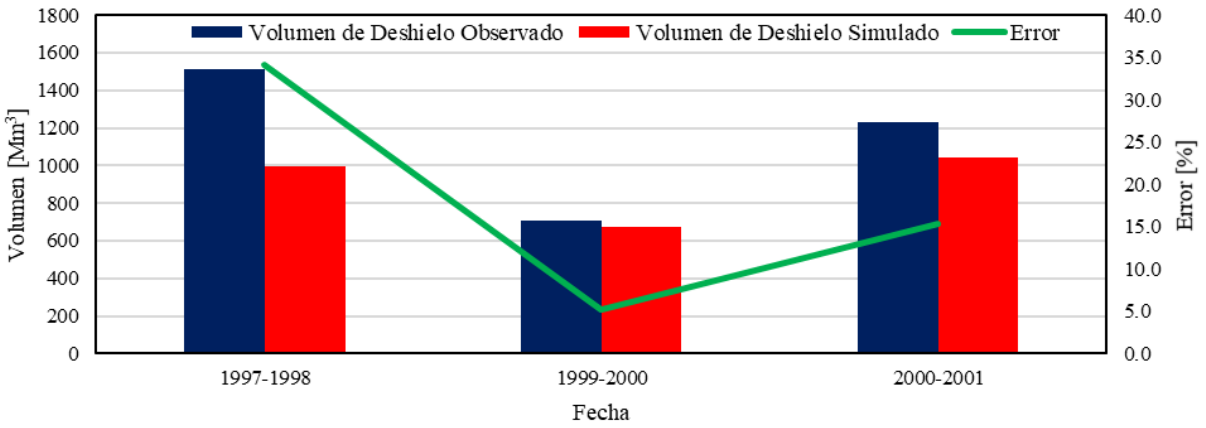


Figura 6.88. Volumen de deshielo observado y simulado (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 6.54. Resultados de KGE' y sus componentes para caudales medios mensuales simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación - Cuenca Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	***KGE'***	***r***	*β*	*γ*
1997-1998	0,54	0,80	0,76	0,66
1999 -2000	0,78	0,87	0,99	1,18
2000 - 2001	0,81	0,88	0,90	0,90

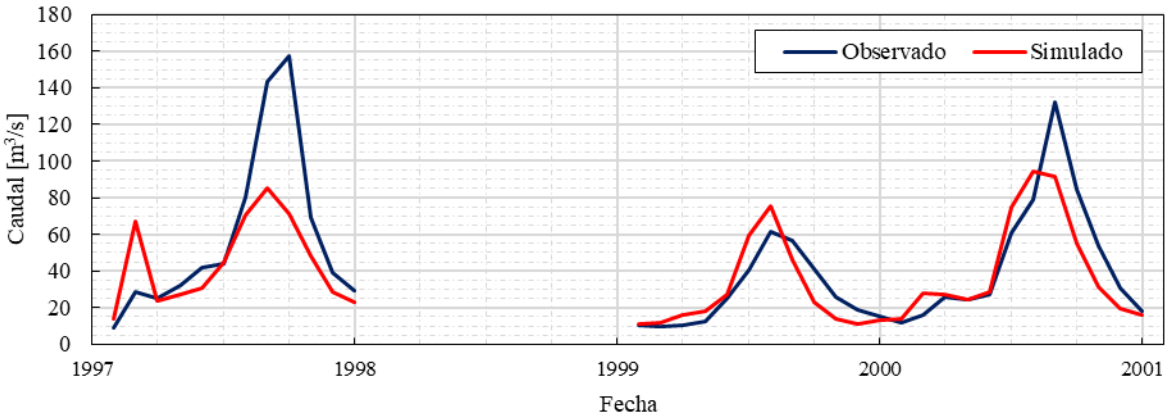


Figura 6.89. Caudales medios mensuales observados y simulados (versión submodelo de nieve distribuido), periodo de validación– Cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito. Fuente: Elaboración propia.

7. DISCUSIÓN

7.1. Cobertura nival

La cobertura nival simulada por el modelo (versión semidistribuida y distribuida) para la cuenca del Río Maipo en El Manzano, siempre subestima a la cobertura observada de imágenes MODIS tanto para el modelo calibrado por caudales medios diarios como por cobertura nival, tal como se describió en el capítulo 6.4. En relación a lo anterior, se debe indicar que, durante la calibración por cobertura nival, el modelo (en ambas versiones) exhibía la tendencia a reducir el sesgo a través de la disminución del parámetro HMAX (ver ec. (77)) y FVI (↓ FVI ⇒ $\downarrow u_{ref}$ que provoca un mayor espesor del manto por la precipitación sólida caída, ver ec. (61) y ec.(62)) por debajo del rango establecido para la calibración, tal como se observa en el comportamiento de Beta en la calibración del modelo (semidistribuido) por cobertura nival (ver Figura 7.1). Sin embargo, no se procedió en esa dirección ya que las posteriores iteraciones en el proceso de calibración estaban enfocadas en la búsqueda del set de parámetro óptimos del modelo para la simulación de caudales medios diarios, cuyo desempeño empeoraba al reducir esos parámetros del submodelo de nieves (HMAX y FVI).

El mal desempeño del modelo al reducir HMAX y FVI en términos de caudales medios diarios, se debe a que a medida que decrecen estos parámetros, los caudales simulados empiezan sobreestimar los medidos, tal como se observa en la Figura 7.1, con Beta incrementando por sobre 1 a medida que se disminuyen estos parámetros del modelo. Lo anterior se traduce en que el modelo en ningún caso podrá mediante un único set de parámetros simular de forma óptima el caudal medio diario y la cobertura. Este comportamiento se debe a la prácticamente nula cobertura de nieve simulada por el modelo en las bandas más bajas (banda 1 y 2) en conjunto con la sobrestimación de la cobertura en las bandas más altas (ver Tabla 6.11, Tabla 6.14,Tabla 6.18, Tabla 6.23, Tabla 6.26 y Tabla 6.30) en todos los periodos simulados, y como los parámetros que caracterizan la cobertura nival en la cuenca funcionan de manera agregada, el incremento de la cobertura nival en la cuenca conlleva un aumento simultáneo de esta en todas las bandas, que si bien permiten aumentar la cobertura en las bandas bajas también favorecen una mayor sobrestimación de esta en las bandas más altas (banda 5 y 6 especialmente). Tomando en consideración que la mayor parte de la escorrentía de deshielo simulada por el modelo proviene de las últimas bandas (mayor al 50% para las bandas 5 y 6 de acuerdo a Figura 7.2), cualquier aumento en la cobertura de estas producirá

un incremento importante en los caudales en ese periodo, lo cual explicaría por qué un mejor ajuste de la cobertura nival (a nivel global) simulada provocaría una sobrestimación de los caudales medios diarios.

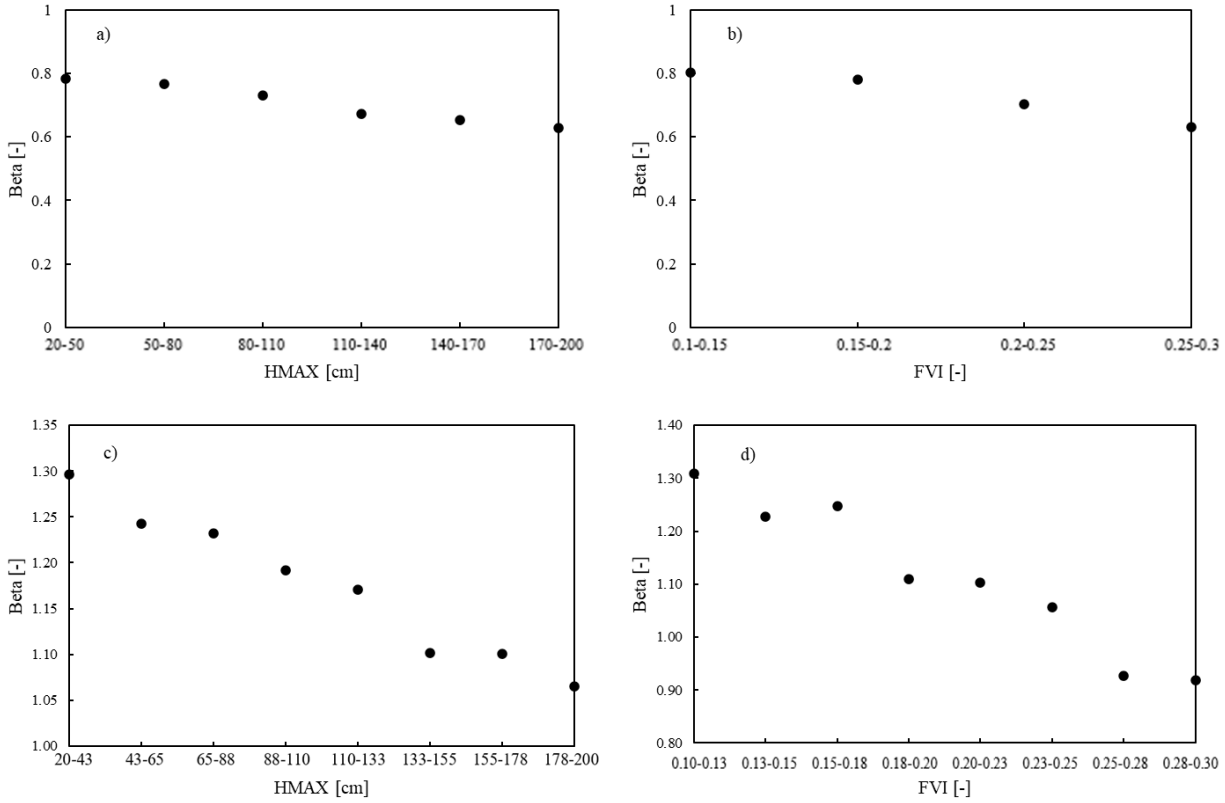


Figura 7.1. Sensibilidad con respecto a Beta del parámetro a) HMAX (calibración por cobertura nival), b) FVI(calibración por cobertura nival), c) HMAX(calibración por caudales medios diarios), d) FVI(calibración por caudales medios diarios). Fuente: Elaboración propia.

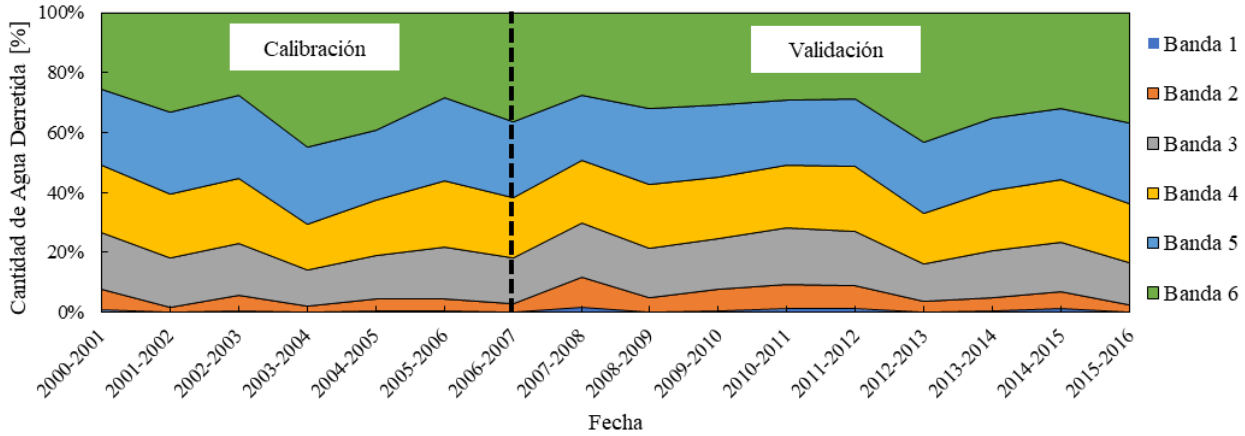


Figura 7.2. Cantidad de agua derretida simulada por el modelo (versión modelo semidistribuido), Periodo de calibración (2000-2007) y validación años independientes (2007-2016) - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

La subestimación de la cobertura de nieves en las bandas más bajas podría ser atribuido a que la temperatura de los productos CR2MET sería demasiado elevada en el periodo de otoño-invierno en las primeras bandas, provocando que muy poca de la precipitación caída se convierta en sólida, tal como es posible observar en la Figura 7.3. Otra causante de este problema podría estar asociada a la agrupación en bandas de los productos CR2MET de temperatura y precipitación, puesto que el promedio podría no ser representativo del grupo de pixeles que la conformen debido a una alta variabilidad, sin embargo esto podría ser descartado con un alto grado de certeza tomando en consideración lo que se observa en la Figura 6.57, donde a nivel rasterizado utilizando los productos grillados, sin ningún postproceso más allá de la distribución horaria de estos, se tiene que la cobertura es subestimada de forma importante en las zonas bajas de la cuenca. Además de los sesgos en las forzantes meteorológicas, el problema podría estar asociado al modelo, ya que este no tiene considerado dentro de su estructura el transporte eólico de la nieve a lo largo de la cuenca, el cual corresponde a un mecanismo fundamental en la distribución espacial de la nieve en la cuenca (Mott, et al. 2010). Otra causante de este problema podría estar asociada a la temperatura umbral que considera el modelo para decidir entre precipitación liquida o solida (ver ec (48) y (49)), la cual podría ser planteada como un parámetro de calibración de tal manera que se ajuste a las condiciones existentes en la zona de estudio en particular.

Los resultados obtenidos, dan cuenta que no sería posible obtener un buen desempeño del modelo en la simulación de caudales medios diarios utilizando los parámetros del submodelo de nieves calibrado por cobertura nival, e incluso tampoco sería conveniente intentar obtener un rango de valores más acotado para estos parámetros mediante una calibración previa por cobertura de nieve, ya que los parámetros tienden a valores óptimos en direcciones completamente opuestas. Una posible solución a este problema es que se distribuyan los parámetros HMAX y FVI en bandas (o pixeles), de tal manera que el posible sesgo en las forzantes o problemas en la estructura del modelo puedan ser compensada mediante estos parámetros, por ejemplo, tener un HMAX y FVI muy bajos para las bandas más bajas sin tener que incrementar la cobertura en las bandas más altas. Si bien esto implicaría un aumento importante en la cantidad de parámetros del modelo (dependiendo del número de bandas o pixeles), se debe considerar que es posible descartar el gradiente térmico y XMUS como parámetro calibrable, pues prácticamente estos no tienen efecto alguno en la respuesta del modelo en el rango de valores teóricos posibles, tanto en términos de

cobertura nival como caudales medios diarios, de acuerdo a los resultados de análisis de sensibilidad presentados en el capítulo 6.4.

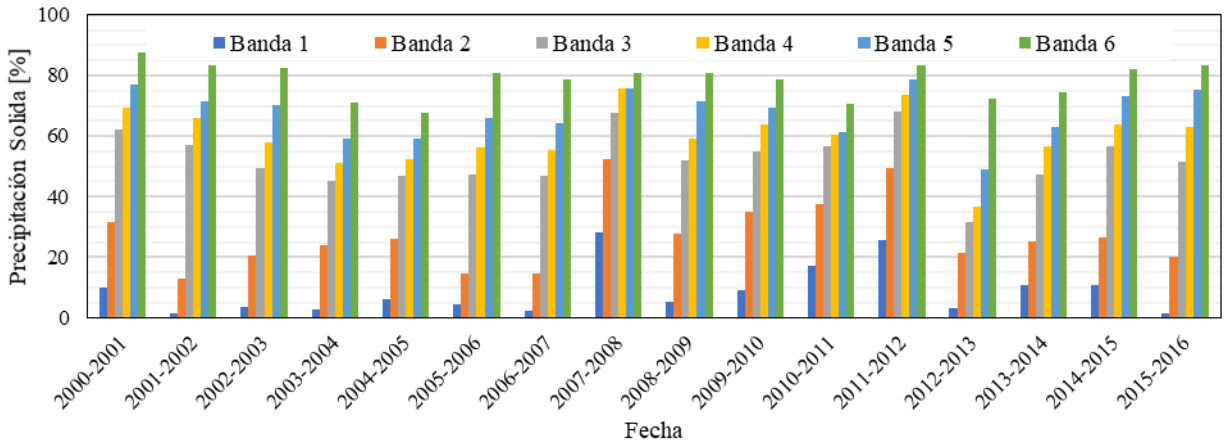


Figura 7.3. Porcentaje de precipitación solida simulada por el modelo con respecto al total de precipitación caída en cada banda, modelo semidistribuido, cuenca del Río Maipo en El Manzano, periodo de calibración (2000-2007) y periodo de validación (2007-2016). Fuente: Elaboración propia.

7.2. Desempeño en caudales medios diarios - modelo semidistribuido - Río Maipo en El Manzano - periodo de validación años independientes (2007-2016).

Como fue descrito en el capítulo 6.4, los caudales medios diarios simulados para la cuenca del Río Maipo en El Manzano por el modelo semidistribuido en el periodo de validación 2007-2016 de años independientes mostró un desempeño bastante pobre, presentando en la mayoría de los años simulados un valor de KGE' menor a 0,5. En relación a lo anterior, se tiene que el modelo en esos años presenta un comportamiento bastante anómalo en relación al índice Beta, exhibiendo sobrestimación de los caudales con sesgo mucho mayores al periodo de calibración. Lo anterior se debe a que el modelo está sobrestimando de manera importante la escorrentía subterránea, ya que se observa también un sesgo importante en los periodos de caudales bajos (otoño – invierno), tal como se muestra en la curva de variación estacional de la Figura 6.32.

La determinación de la escorrentía subterránea por parte del modelo está fuertemente dominada por la condición inicial del submodelo de escorrentía, correspondiente al caudal medio diario al día anterior del inicio de la simulación (Q_0). Lo anterior se debe a que el sistema de embalses lineales subterráneos propaga la descarga inicial EZ_0 ($Q_0 \cdot FRAC$) por las distintas

bandas, disminuyéndola en cada paso de tiempo en una proporción muy pequeña mientras suma la recarga en la misma proporción (proporción dependiente del parámetro CK). Para visualizar lo recién descrito en la Figura 7.4 se muestra la escorrentía subterránea simulada por el modelo para el periodo de calibración (2000-2007), mientras que en la Tabla 7.1 se muestra la variabilidad en la escorrentía subterránea con respecto a distintas condiciones iniciales aplicadas al modelo calibrado para el mismo periodo, donde se ve que el promedio de la escorrentía en todo el periodo simulado es prácticamente idéntica a la condición inicial y además presenta una variabilidad casi nula (desviación estándar muy baja) a lo largo del tiempo, lo cual evidencia lo dominante de la condición de inicial en la escorrentía subterránea.

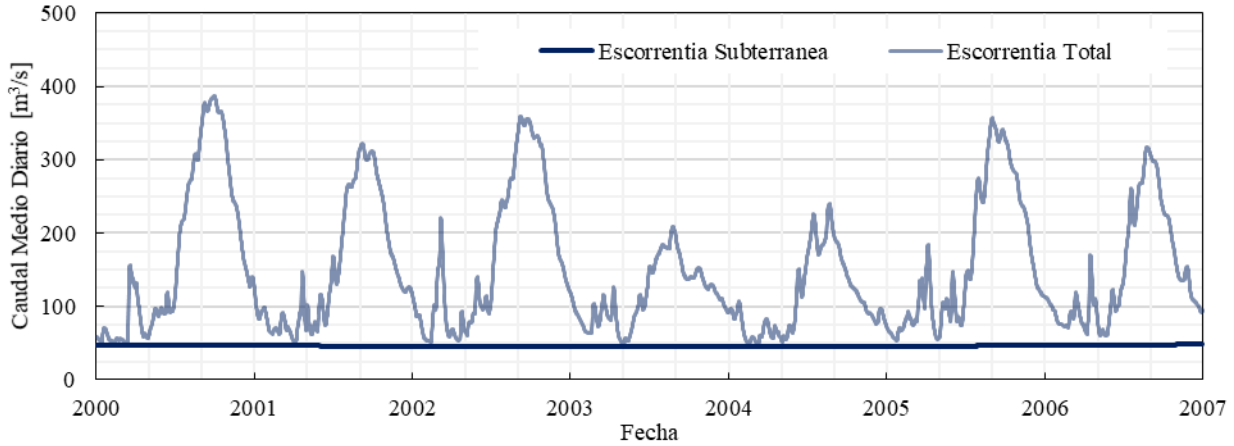


Figura 7.4. Caudales medios diarios y escorrentía subterránea simulada por el modelo para el periodo de calibración (2000-2007) - Cuenca Río Maipo En El Manzano Fuente: Elaboración propia.

Tabla 7.1. Variabilidad de la escorrentía subterránea simulada por el modelo semidistribuido para distintas condiciones iniciales de escorrentía (Q0), cuenca Rio Maipo en El Manzano, Periodo calibración (2000-2007). Fuente: Elaboración propia.

Q_0 [m³/s]	$Q_0 \cdot FRAC$ [m³/s]	Promedio Esc. Subt. [m³/s]	Desv. Estándar Esc. Subt.
59	46.9	45.9	0.8
88.5	70.4	67.8	0.8
73.8	58.6	56.9	0.8
103.3	82.1	78.8	0.8

El sesgo que evidencia la escorrentía subterránea para la mayoría de los años del periodo de validación de años independientes (2007-2016), se debe a que en la mayoría de los años validados Q_0 corresponde a un caudal de la zona de recesión del hidrograma de deshielo, tal como

se observa en los cuadrados amarillos de la Figura 7.5. Estos caudales son bastante superiores en algunos casos a los caudales bajos de cada año hidrológico y por lo tanto no serían adecuados para simular la escorrentía subterránea, que precisamente debe ajustarse a ese periodo. Para corregir este error proveniente de la condición inicial, se simularon nuevamente todos los años del periodo 2007-2016, pero esta vez tomando como fecha inicial de simulación el 1 de mayo, puesto que como se observa en la Figura 7.5 para ese periodo ya habría terminado el hidrograma de deshielo y se estaría en el periodo de caudales bajos. Los índices de desempeño obtenidos para estos años revalidados se presentan en la Tabla 7.2, mientras que los caudales diarios observados y simulados se presentan en la Figura 7.6. Esta nueva validación, desplazando temporalmente el inicio de la simulación, permite obtener un mejor desempeño del modelo, ya que el sesgo se reduce en todos los años de forma notoria permitiendo mejorar el índice KGE'. De esta manera más del 50% de los años validados presentan un KGE' igual o superior a 0,5. con sesgos que pueden ser calificados desde "Muy Bueno" a "Satisfactorio" (Moriasi et al., 2006). Cabe destacar que la validación del año hidrológico 2006-2007 para los modelos calibrados en el periodo 2000-2003 (versión distribuida y semidistribuida del submodelo de nieves), también presenta la condición inicial del 31 de marzo en la zona de recesión del hidrograma de deshielo, por lo cual, al desplazar el inicio de la simulación al 1 de mayo, es muy probable que mejore su desempeño tomando en consideración que el peor parámetro de ajuste en ese periodo es Beta (para ambos modelos, ver Tabla 6.27 y Tabla 6.44).

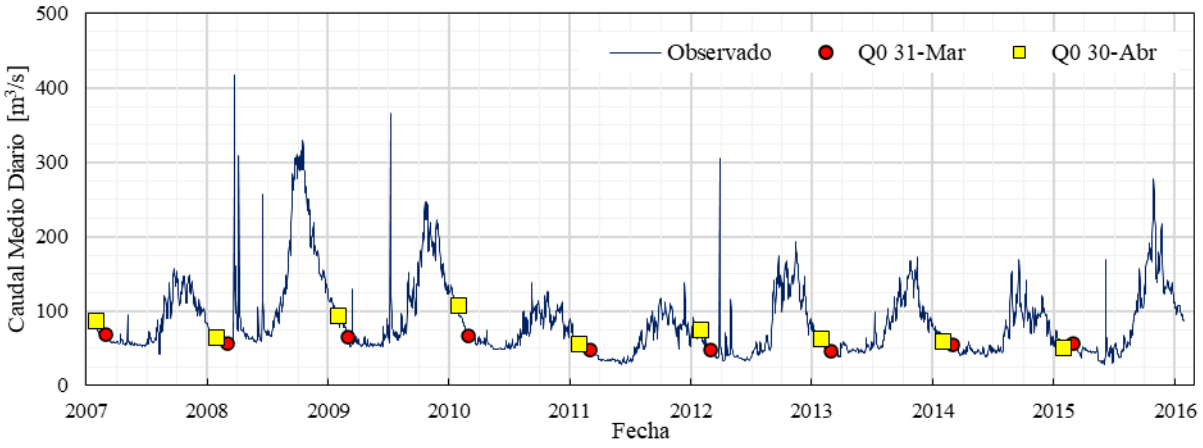


Figura 7.5. Ubicación temporal de la condición inicial del submodelo de escorrentía para la simulación de los caudales medios diarios en periodo de validación 2007-2016 para la cuenca del Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 7.2. Índices de desempeño para caudales medios diarios simulados con inicio de simulación el 01 de mayo, periodo de validación - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Periodo	***KGE'(Abr)***	***r(Abr)***	***β(Abr)***	***γ(Abr)***	***KGE'(May)***	***r(May)***	***β(May)***	***γ(May)***
2007-2008	0,50	0,71	1,40	1,08	0,72	0,72	1,21	1,22
2008 -2009	0,75	0,87	1,21	1,02	0,77	0,86	1,15	1,09
2009 - 2010	0,38	0,64	1,50	0,98	0,51	0,64	1,29	1,14
2010 - 2011	0,07	0,38	1,64	0,74	0,43	0,46	1,17	1,01
2011 – 2012	0,39	0,44	1,22	1,05	0,39	0,42	1,11	1,17
2012 – 2013	0,16	0,35	1,33	0,57	0,26	0,31	1,02	0,74
2013 – 2014	0,45	0,52	1,25	1,10	0,44	0,51	1,12	1,25
2014 - 2015	0,53	0,62	1,26	1,11	0,55	0,62	1,20	1,15
2015 - 2016	0,57	0,73	1,33	1,00	0,50	0,60	1,28	0,89

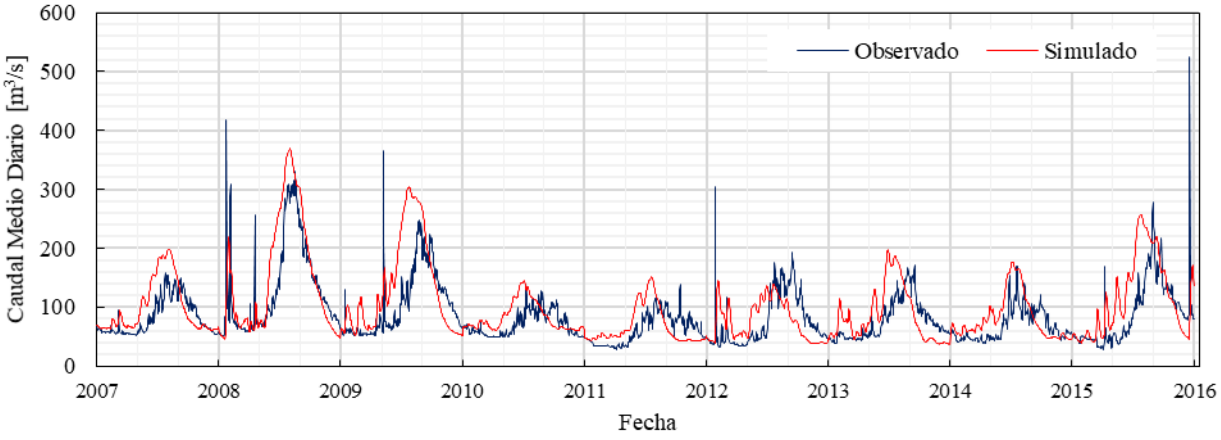


Figura 7.6. Caudales medios diarios observados y simulados con inicio de simulación el 01 de mayo, periodo de validación años independientes - Cuenca Río Maipo en El Manzano. Fuente: Elaboración propia.

Si bien mejora el desempeño del modelo desplazando la fecha de inicio de la simulación, de todas maneras, se tienen sobrestimación en todos los años en su mayoría del orden de 20% (superior al periodo de calibración). Esto en parte se puede deber a que, como se mencionó anteriormente, durante la calibración de los parámetros en el periodo 2000-2006, el modelo tendió a incrementar el sesgo (parámetro Beta por sobre 1) con el objetivo de reducir la variabilidad inducida por los elevados caudales de deshielo del periodo 2005-2006. Además de lo anterior, se tiene que los periodos con peor desempeño presentan un coeficiente de correlación bastante deficiente independiente de la condición inicial, presentando valores en general inferiores a 0,5. El análisis de este comportamiento se lleva a cabo más adelante en este capítulo.

Por otra parte, cabe indicar que los variados resultados en el desempeño del modelo en términos del sesgo de la porción de menores caudales de la curva de duración (BiasFLV), se debe a que la escorrentía subterránea simulada es tan poco variable a lo largo de toda la simulación por las razones mencionadas anteriormente, que el modelo no es capaz de representar de manera adecuada la distribución de los caudales bajos, por ejemplo, si se tienen caudales medidos de menor magnitud que la condición inicial en los periodos de baja escorrentía, el modelo será incapaz de alcanzarlos. Lo más posible es que aquellos periodos simulados que presentan un bajo BiasFLV, se deba a que los caudales observados en los periodos de baja escorrentía no exhiben mucha variabilidad. Además, los buenos resultados que en general muestra Prom(KGE_Q,$KGE_{1/Q}$) a diferencia de BiasFLV, podría deberse a que en el primero al considerarse todos los caudales (tantos bajos como altos) exista una compensación del sesgo.

Los argumentos planteados anteriormente explican la razón por la cual el modelo validado por años continuos (condición inicial de cobertura nival nula) presenta mejor desempeño que aquel validado por años independientes, tanto en el modelo semidistribuido como distribuido. Esto se debe a que el modelo validado de manera continua presenta la escorrentía subterránea que deriva del caudal del día anterior al inicio del periodo de calibración, cuyo valor se asemeja a los caudales bajos exhibidos en el periodo de validación (periodo 2007-2016 y periodo 2005-2009). No obstante, sigue persistiendo el problema de baja variabilidad en la escorrentía subterránea simulada, lo que puede ser evidenciado en el variado desempeño de BiasFLV y por ejemplo en los resultados obtenidos en la validación de años continuos para el periodo 2011–2016, donde se observa una tendencia a la disminución del flujo base en los caudales observados, mientras que el modelo simula de manera bastante constante los caudales bajos a lo largo de todo el periodo de validación, lo cual genera particularmente sobrestimación de los caudales bajos (periodo otoño-invierno), tal como se observa en la Figura 7.7. Lo anterior, también explica porque el modelo validado por años continuos en el periodo 2005-2009 tanto en la versión semidistribuida como distribuida, presenta un mejor desempeño únicamente en el periodo 2006-2007 respecto al modelo validado por años independientes, ya que en la validación de años continuos, la escorrentía subterránea inicial (proveniente del caudal del día anterior al inicio del periodo de calibración) se asemeja a los caudales bajos en todos los años del periodo de validación (2005-2009), a diferencia del modelo validado en años independientes, donde la escorrentía subterránea inicial del periodo 2006-2007 proveniente del caudal del día anterior a la simulación (31-marzo-2006) corresponde a un valor

mucho más elevado que los caudales bajos observados para ese periodo, a diferencia del resto de años (2005-2006 y 2008-2009) donde el caudal en el día anterior se asemeja a los caudales bajos observados.

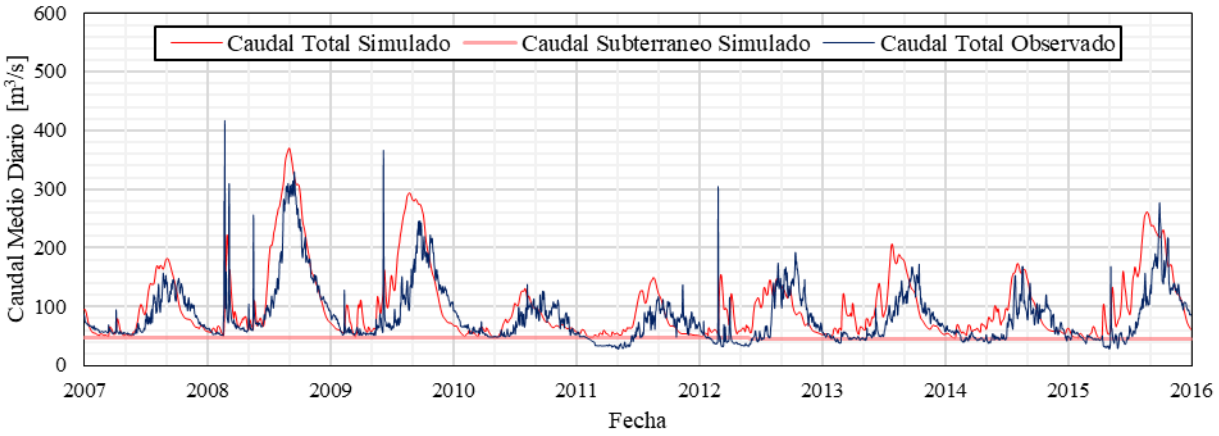


Figura 7.7. Caudales medios diarios simulados y observados, y escorrentía subterránea simulada por el modelo para el periodo de validación de años continuos (2007-2016) - Cuenca Río Maipo En El Manzano Fuente: Elaboración propia.

Dado lo anterior, es que la condición inicial no nula de cobertura nival no es la principal responsable del mejor desempeño del modelo en términos de caudales medios diarios, en comparación a la validación por años independientes, más bien la condición inicial del submodelo de escorrentía es quien tiene mayor relevancia en el desempeño. Esto se debe a que el modelo a pesar de considerar cobertura nival no nula al inicio de los años validados, de todas maneras, alcanza al final del año hidrológico cobertura nula en todas las bandas de altura (o pixeles), a excepción de la banda 6 o pixeles de mayor elevación, donde queda un remanente de manto nival que no se derrite, generando una condición al inicio del siguiente año hidrológico similar a considerar cobertura nival nula.

Cabe indicar que este comportamiento del modelo en relación a la escorrentía subterránea, que repercute de manera importante en el desempeño del modelo, podría estar fuertemente inducido por la condición inicial de cobertura nival nula establecida en el modelo en el periodo de calibración, ya que el modelo no considera recarga inicial proveniente del agua líquida contenida en el manto nival, entregando mayor relevancia al caudal del día anterior al momento de calibrar. Debido a lo anterior, se considera que se podría conseguir un mejor desempeño del modelo, al considerar condiciones iniciales en el submodelo 1 (cobertura nival, cantidad de agua en el manto,

etc.) al momento de calibrar, lo cual se podría conseguir utilizando un periodo de warm-up o spin-up al modelo.

7.3. Comportamiento estacional del modelo

Periodo primavera - verano (deshielo)

Tal como se ha observado en las curvas de variación estacional presentadas para todas las simulaciones (calibración y validación) realizadas tanto para la cuenca del Río Maipo en El Manzano como en la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito, el modelo sistemáticamente tiende a sobrestimar la escorrentía en la zona de ascenso del hidrograma de deshielo y subestimarla en la zona de recesión. Este comportamiento en el modelo ya ha sido evidenciado por Flores (2017) para la cuenca del Río Juncal en Juncal y por Migueles (1994) para la cuenca del Río Maipo en El Manzano (solo se indica subestimación en verano). La sobreestimación de los caudales simulados con respecto a los medidos en gran parte de la primavera (septiembre – diciembre) posiblemente se deba que el modelo está generando derretimiento en exceso del manto, lo cual a su vez implica que las fuentes de calor que inciden en este (y producen derretimiento de este) estarían siendo sobrestimadas. En la Figura 7.8 se muestra la cantidad de energía de derretimiento simulada (modelo versión semidistribuida) mensual promedio para el periodo de calibración (2000-2007) y validación (2007-2016) de la cuenca del Río Maipo en El Manzano.

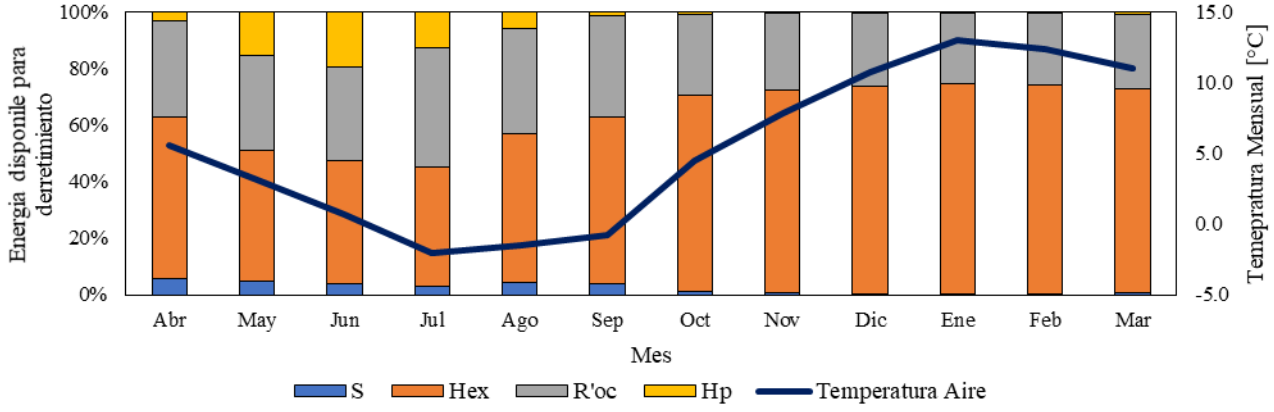


Figura 7.8. Energía disponible para el derretimiento mensual promedio para el periodo 2000-2016 simulada por el modelo semidistribuido de la cuenca del Río Maipo en El Manzano (validación años independientes). Fuente: Elaboración propia.

De la figura anterior se observa que en los periodos de otoño-invierno las fuente de calor de derretimiento predominante corresponden a la radiación de onda corta que incide directamente al manto (R'oc) y al exceso de energía (Hex), mientras que para el periodo de deshielo (septiembre – marzo) se observa que, con el aumento de la temperatura del aire, incrementa la contribución de Hex de forma notoria por sobre los otros flujos de energía, siendo del orden del 70% del calor total disponible para el derretimiento. Lo anterior indicaría que la sobrestimación del derretimiento en el periodo septiembre – noviembre se debe a un exceso en la estimación de Hex por parte del modelo. El exceso en este flujo de calor podría estar asociado a demasiada radiación neta incidiendo sobre el manto, puesto que de todas los flujos energéticos que participan en el balance de la interfase aire-nieve el de mayor contribución corresponde a la radiacion neta, incrementado inclusive su importancia con la altura respecto a los otros flujos (Hock, 2005). Es posible que el exceso de radiación neta simulada por el modelo se deba a un sesgo en las forzantes de temperatura y/o nubosidad, considerando que para esta última se tomó un valor único en la cuenca (valor del explorador solar en el centroide de la cuenca), sin tomar en consideración su distribución espacial, que podría ser un factor determinante en la cantidad de radiación de onda corta y larga incidente en el manto (Sumargo & Cayan, 2017). Además, parte del problema producido en el balance energético, podría deberse a que muchos de los parámetros que participan de este proceso presentan valores fijos dentro del modelo (temperatura del suelo, espesor del estrato del suelo, espesor de la capa activa, entre otros) y fórmulas empíricas (p. ej. albedo de la nieve en ecuación (16) y fracción de absorción de radiacion de onda corta ecuaciones (4) y (5)), los cuales han sido obtenidos de calibraciones realizadas por otros autores en estudios anteriores, en condiciones climáticas y físicas no necesariamente similares a las presentes en las cuencas en estudio. Finalmente, es posible que en el caso de la cuenca del río Maipo en El Manzano, la presión de vapor real este siendo sobrestimada por la aproximación de presión de vapor saturado a temperatura mínima diaria (principalmente en periodos más cálidos), lo cual podría generar sobrestimación de la radiación neta y flujo de calor sensible incidente a la capa activa, sin embargo, se considera que la presión de vapor no tiene un efecto tan importante en comparación a las otras forzantes antes mencionadas (nubosidad y temperatura).

Por otra parte, el excesivo derretimiento del manto en el periodo de septiembre – noviembre podría estar generando un agotamiento acelerado del manto, que se traduciría en una subestimación de los caudales en los meses de verano por falta de nieve en la cuenca. A pesar de lo anterior, si es

que se lograra que el modelo no derrita en exceso el manto nival en el periodo de septiembre – noviembre, de todas maneras, se esperaría que este subestime los caudales en los meses de diciembre a marzo, principalmente por la presencia de glaciares en la cuenca los cuales no son considerados dentro de la estructura del modelo y que recién comienzan a contribuir a la escorrentía de deshielo en los meses estivales, a medida que la nieve se va derritiendo generando exposición de estas masas de hielo (Klok & Roelofsma, 1999). La escorrentía glaciar es fundamental en las cuencas modeladas, pues para la cuenca del Río Maipo puede llegar a contribuir 81% del caudal total de verano en un año muy seco, 44% en un año normal y 21% en un año muy húmedo (Castillos, 2015), mientras que en la cabecera de la cuenca del Río Aconcagua el aporte de escorrentía glaciar en verano puede llegar a alcanzar hasta un 34% del caudal total (CR2, 2020).

Dado que el modelo no considera un módulo glaciar, es razonable pensar que un adecuado funcionamiento este solo reproduzca la escorrentía del derretimiento nival, provocando así una subestimación de los caudales en todo el periodo de verano (diciembre – marzo), como lo evidenciado por Dionizis (2018) para algunas subcuencas de la cuenca del Río Maipo en El Manzano. Sin embargo, se observa que el modelo en algunos periodos simulados iguala e incluso supera los caudales máximos de deshielo, como por ejemplo el caso del periodo de calibración 2000-2007 de la cuenca del Río Maipo en El Manzano. Este comportamiento podría explicar por qué el modelo sistemáticamente sobrestima la cobertura nival en las bandas más altas (ver Tabla 6.11, Tabla 6.14,Tabla 6.19 y Tabla 6.22), ya que estaría intentando alcanzar los caudales máximos de deshielo compuesto por escorrentía nival y glaciar, únicamente con la componente nival. Lo anterior, puede ser muy perjudicial para el modelo, ya que, podría estar introduciendo sesgos indeseables en los parámetros de este (principalmente los que controlan la escorrentía de deshielo) puesto que estaría intentando simular la dinámica glaciar y nival solo con la componente nival, siendo que estos dos procesos en la teoría son muy disímiles (p. ej. albedo, capacidad de retención, etc. Hock (2005)), generando errores adicionales en la simulación de años con condiciones glaciares muy distintas a las del periodo de calibración. Este tipo de problema podría corregirse si es que se sustrajera la escorrentía glaciar de la serie de caudales medios diarios observado previo al proceso de calibración y validación.

Cabe mencionar que la predominante contribución glaciar en los caudales de deshielo en los años secos (DGA, 2011) podría explicar el desfase (adelantamiento) de los caudales máximos

simulados por los modelos (semidistribuido y distribuido) tanto en la cuenca del Río Aconcagua como en la del Maipo en este tipo de años (ver Figura 6.26, Figura 6.31, Figura 6.36, Figura 6.56, Figura 6.60, Figura 6.82, Figura 6.86 y Figura 7.6), que decantan en un mal desempeño del coeficiente de correlación y por ende de KGE'. Por otro lado, el buen desempeño en términos de caudales medios diarios mostrado por el modelo en los años húmedos se debe a que en este tipo años la contribución glaciar es menor, permitiendo un mejor ajuste temporal de los caudales máximos de deshielo (mejor ajuste del coeficiente de correlación). En base a lo anterior, se tiene que el modelo no logra resultados satisfactorios en términos de caudales medios diarios para periodos secos en cuenca con superficie glaciar no despreciable, a menos que se incorpore sobre este un módulo glaciar que permita estimar los aportes de escorrentía proveniente de estos.

Debido a la explicación anterior, es que no se detecta que el modelo vea afectado de manera negativa la calibración de los parámetros al incorporar años más secos (ver Tabla 6.9 y Tabla 6.21), y es que el peor desempeño viene asociado principalmente al notorio desfase en los caudales de deshielo, los cuales pueden ser corregidos mediante disminución de la temperatura del aire o incremento de la nubosidad, sin embargo ninguno de los parámetros del modelo utilizado en este estudio interviene en estas forzantes meteorológicas. Es por esto que, en el periodo de calibración 2000-2007 (incluye años secos) se obtienen parámetros óptimos similares a los conseguidos en el periodo de calibración 2000-2003 tanto en la versión semidistribuida como distribuida del submodelo 1.

Periodo otoño-invierno

Para el periodo otoño-invierno, el modelo (versión semidistribuida y distribuida) tanto para la cuenca del Río Aconcagua como la del Maipo muestra sistemáticamente subestimación de los caudales máximos pluviales y simulando en general un hidrograma pluvial más prolongado en el tiempo que el observado, como se puede observar en las figuras de caudales medios simulados para los periodos de calibración y validación del capítulo 6.4. Este comportamiento en la respuesta del modelo viene dado por el valor calibrado del parámetro KMUS del método de Muskingum para la propagación de la escorrentía superficial. El parámetro de KMUS se encarga de desfasar temporalmente la escorrentía superficial (ver capítulo 3.2.2), por lo tanto, a medida que incrementa este parámetro mayor será el desfase en el tiempo, específicamente en términos de los caudales pluviales, en que un valor elevado de KMUS atenúa la escorrentía provocada por una lluvia

precipitada en un instante t, para luego transferir parte de ella al instante t+1. Esto explicaría la subestimación de los caudales máximos pluviales y la prolongación temporal del hidrograma en ese mismo periodo, considerando que el modelo en todas sus versiones y en todas las cuencas determinó un valor óptimo muy cercano al valor máximo teórico (KMUS=72 horas). Además, cabe indicar que las precipitaciones líquidas caídas en bandas más elevadas generan un efecto de mayor prolongación temporal del hidrograma, ya que se irá desfasando temporalmente la escorrentía pluvial en cada banda. En la Figura 7.9 se muestra el efecto sobre los caudales medios diarios simulado en el periodo pluvial al variar el parámetro KMUS.

La razón por la cual el modelo siempre encuentra el óptimo de KMUS cercano al valor máximo (o en el valor máximo) de 72, es porque a medida que aumenta KMUS mejora el desempeño del coeficiente de correlación y por consiguiente a medida que disminuye KMUS el coeficiente también disminuye su desempeño, tal como se observa en la Figura 7.10. El mejor desempeño en el coeficiente de correlación a medida que crece KMUS, se debe principalmente al efecto de “suavizado” en el hidrograma de deshielo, que mejora el ajuste en la “forma” del hidrograma simulado con respecto al medido, en comparación a un KMUS más bajo donde la variabilidad interdiaria de los caudales simulados generan una desmejora en el coeficiente de correlación, al no corresponder exactamente en el tiempo con lo medido. Cabe indicar que, si bien al disminuir KMUS empeora el ajuste de r, por otra parte, mejora el desempeño de Gamma, lo cual es lógico dado que se genera mayor variabilidad de la serie simulada con un KMUS menor, sin embargo, la calibración tiende a preferir el ajuste del coeficiente de correlación por sobre Gamma, ya que el primero es más sensible con respecto al último frente a la variación de KMUS (ver Tabla 7.3). La dominancia de r en el índice KGE’ se podría deber a que Gamma puede alcanzar su valor ideal de forma más fácil compensando la variabilidad a lo largo del periodo simulado, mientras que r es imposible que llegue al valor ideal a excepción de que la serie simulada sea idéntica a la observada (Gupta. et. al., 2009). En la Figura 7.10 se muestra el comportamiento de KGE’, r y Gamma frente a la variación de KMUS para el modelo (versión semidistribuida) calibrado en el periodo 2000-2007 en la cuenca del Río Maipo en El Manzano.

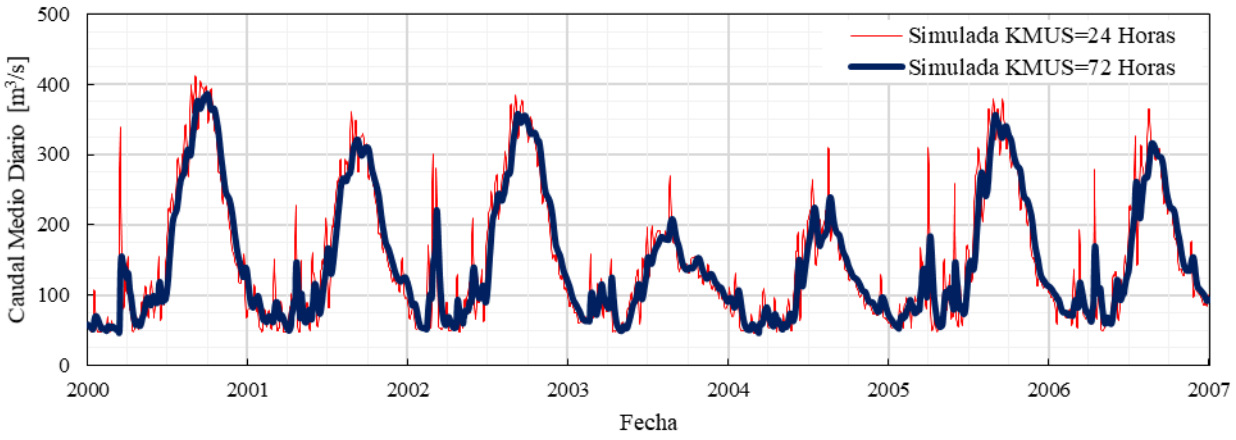


Figura 7.9. Caudal medio diario simulado por el modelo semidistribuido calibrado en el periodo 2000-2007 en la cuenca del Río Maipo considerando distintos KMUS. Fuente: Elaboración propia.

Con respecto a lo anterior, es posible entonces deducir que el modelo calibrado mediante el índice de eficiencia KGE' difícilmente favorezca el ajuste de los caudales máximos pluviales (tanto en magnitud como en forma), ya que al ocurrir en un periodo de tiempo tan acotado tienen muy poca incidencia en el desempeño de KGE', contrario a lo ocurrido para los caudales de deshielo. Dicho esto, si se quiere que el modelo presente un mejor desempeño en relación a la simulación de los caudales pluviales, se podría utilizar una versión ponderada de KGE' como función objetivo para la calibración, donde se incremente la importancia de Gamma por sobre las otras componentes (Mizukami et al., 2019) o aplicar un esquema de calibración multiobjetivo donde se incorporen índices que favorezcan el ajuste de escorrentía pluvial (Gupta, Sorooshian & Yapo, 1998).

Por otra parte, cabe indicar que de acuerdo a lo que exhiben las curvas de variación estacional para los periodos de calibración y validación en la cuencas del Río Maipo y Río Aconcagua (ver capítulo 6.4) el modelo tanto en su versión semidistribuida como distribuida estaría sobrestimando de forma importante los caudales en el periodo otoño-invierno. Esto se atribuye a un exceso de precipitación líquida en las zonas bajas de las cuencas, lo cual se corrobora por la poca nieve precipitada en las bandas bajas que generan una subestimación de la cobertura nival, tal como fue detallado anteriormente.

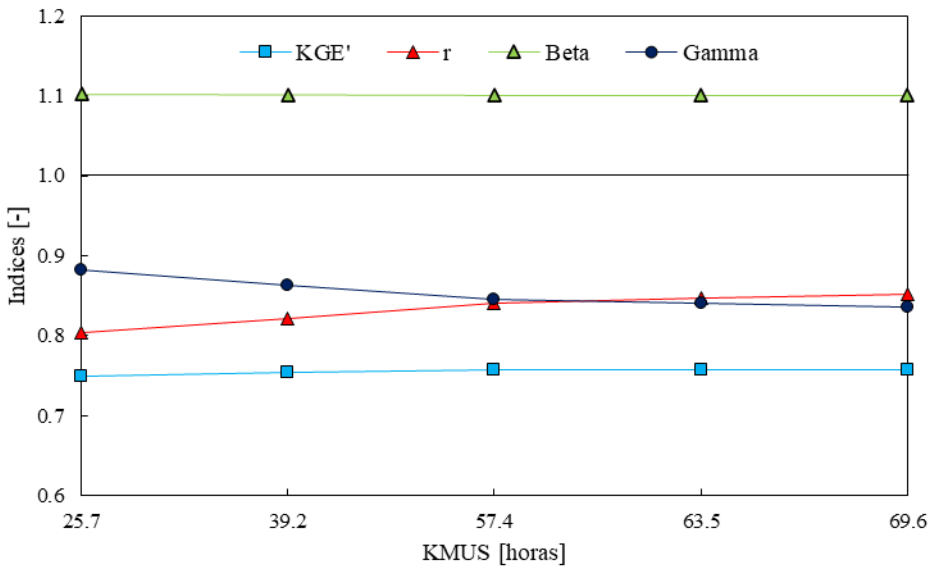


Figura 7.10. Sensibilidad de KGE' y sus componentes frente a la variación de KMUS para el modelo semidistribuido calibrado en el periodo 2000-2007 de la cuenca del Río Maipo. Fuente: Elaboración propia.

7.4. Comparación modelo versión semidistribuido vs distribuido

El submodelo de nieves modificado para funcionar de forma distribuida e integrado al modelo de escorrentía por bandas tiene un desempeño muy similar, tanto en términos de caudales medios diarios y cobertura nival simulada, al exhibido por el modelo clásico distribuido en bandas de altura, tal como se observa en la Figura 7.11 y Figura 7.12, con todos los puntos ubicándose muy cerca de la línea de pendiente 1 en la gráfica de KGE. El desempeño tiende a ser más similar en la simulación de los caudales medios diarios que para la cobertura nival.

En relación al desempeño en los caudales medios diarios es posible visualizar del análisis de las componentes de KGE' que el modelo distribuido tendría un mejor desempeño en el ajuste temporal de los caudales (mejor r), mientras que el modelo semidistribuido tendría un mejor desempeño en representar la variabilidad de estos, para el caso del parámetro Beta el desempeño es prácticamente idéntico. De las curvas de variación estacional de la Figura 7.14 es posible entender por qué se produce la diferencia en el desempeño de ambos modelos para r y Gamma. Con respecto al coeficiente de correlación, la mejora en el modelo distribuido se debe a que los caudales simulados en verano se adelantan en menor medida a los simulados por el modelo semidistribuido, reduciendo el desfase temporal de la zona de recesión del hidrograma de deshielo. Lo anterior se puede explicar por la alta variabilidad en los pixeles de temperatura que componen

una banda (especialmente las más altas), exhibiendo en la mayoría de estos, temperaturas inferiores a la obtenida para la banda (promedio de pixeles que la componen), lo cual ayudaría a generar un derretimiento retardado de la nieve en el periodo de verano. El peor desempeño del modelo distribuido en términos de la variabilidad se debe a que este en general simula caudales máximos de deshielo inferiores a la versión semidistribuida, lo cual tiene relación con lo mencionado anteriormente respecto al derretimiento tardío en el periodo de verano, puesto que la posible menor temperatura en muchos de los pixeles de las bandas altas reducirían la velocidad el derretimiento, provocando así peaks menores pero permitiendo un derretimiento posterior más prolongado. Además, otro punto induce menores caudales máximos de deshielo, se debe a que el modelo distribuido tiende a generar menor cobertura nival respecto al modelo semidistribuido, entre los meses de mayo a noviembre, lo cual posiblemente se deba a que la subestimación de la cobertura nival en los pixeles de menor elevación es más preponderante y reduce en mayor medida la cobertura nival total en la cuenca en comparación a la distribución por bandas.

En relación al desempeño en la cobertura nival, se tienen valores muy similares en ambos modelos para las componentes de KGE' a excepción de Gamma, que presenta un desempeño notoriamente mejor en el modelo distribuido, lo cual permite que este tenga un mejor KGE' para todas las simulaciones realizadas. Se cree que la reducción de la variabilidad se debe a que este modelo (distribuido) al tener la cobertura distribuida en más elementos (pixeles) que las bandas del modelo semidistribuido, cualquier valor de cobertura extremo tendrá menor impacto en la cobertura global en la cuenca. Además tal como se observa en la Figura 7.13, el modelo distribuido logra disminuir la dispersión de la cobertura nival (reducción de Gamma) ya que genera mayor cobertura de nieve tanto al inicio del año hidrológico (para el caso de validación de años continuos) como al final de este (validación de años independientes y de años continuos), posiblemente debido a la variabilidad en las forzantes de precipitación y temperatura que favorecen un menor derretimiento en las zonas más elevadas de la cuenca en comparación al modelo semidistribuido. De todas maneras, se debe indicar que la variación en el desempeño del modelo en términos de cobertura nival y caudales medios diarios es baja, tal como se observa en la Tabla 7.4 y Tabla 7.5 con variaciones en el desempeño inferiores en su mayoría al 15%. Dada la similitud en los resultados es posible deducir, que las bandas escogidas para las cuencas y la agrupación de las forzantes de temperatura y precipitación sobre estas fue adecuada. Además, cabe destacar que la

mínima diferencia en el desempeño en la simulación de caudales medios diarios se debe en gran parte a que ambos modelos presentan un submodelo de escorrentía semi-distribuido.

En función de lo descrito anteriormente, la utilización del submodelo de nieves distribuido pierde un poco de sentido, puesto que si bien, pueden obtenerse mejores desempeños en comparación a la versión semidistribuida (especialmente para cobertura nival), estos terminan siendo muy leves, no justificando el notable incremento en el tiempo de computación que conlleva el uso de este modelo (del orden de 10 veces más que en el modelo semidistribuido). Es posible que se obtenga un mejor desempeño con el modelo distribuido, específicamente en los caudales de deshielo, si la cuenca se discretizara en celdas aún más pequeñas que las definidas en este estudio (5 x 5 km), con el objetivo de caracterizar de forma más precisa las características topográficas de la cuenca, como son la pendiente y la orientación del terreno, que cumplen un rol fundamental en la magnitud de la radiación neta que incide sobre el manto nival. Esto se menciona ya que se considera bastante impreciso el definir las condiciones morfológicas de la cuenca en celdas de 5 x 5 km, puesto que en un área de esas dimensiones es posible encontrar terreno con variadas pendientes en todas las orientaciones. Se debe considerar que para aumentar la resolución de discretización por sobre los 5 km, implicaría optimizar el algoritmo del modelo, puesto que en su condición actual se vuelve imposible simular a un resolución menor (falta de memoria RAM y tiempo de simulación excesivos).

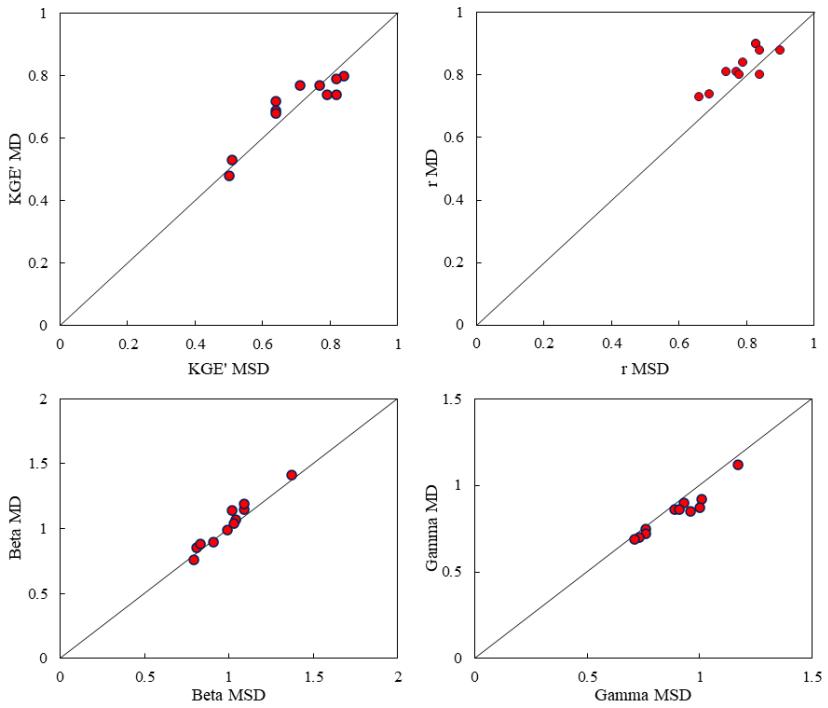


Figura 7.11. Gráfico de dispersión del índice KGE' y sus componentes obtenidos por el modelo semidistribuido (MSD) y distribuido (MD) en la simulación de caudales medios diarios. Los puntos rojos corresponden a los distintos periodos simulados para las cuencas del Río Aconcagua y el Río Maipo. Fuente: Elaboración propia.

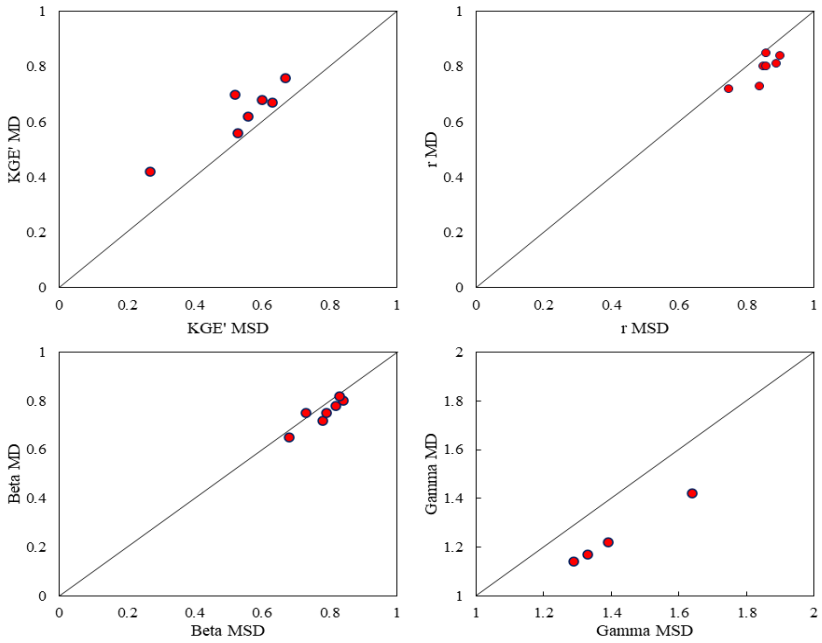


Figura 7.12. Gráfico de dispersión del índice KGE' y sus componentes obtenidos por el modelo semidistribuido (MSD) y distribuido (MD) en la simulación de cobertura nival. Los puntos rojos corresponden a los distintos periodos simulados para las cuencas del Río Maipo. Fuente: Elaboración propia.

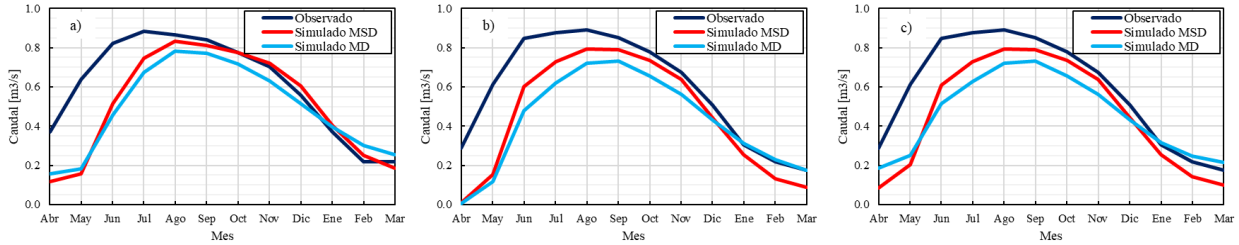


Figura 7.13. Curva de variación estacional de cobertura nival simulada por el modelo semidistribuido (MSD) y modelo distribuido (MD) para la cuenca del Río Maipo en El Manzano en el periodo de a) calibración, b) validación años independientes, c) validación años continuos

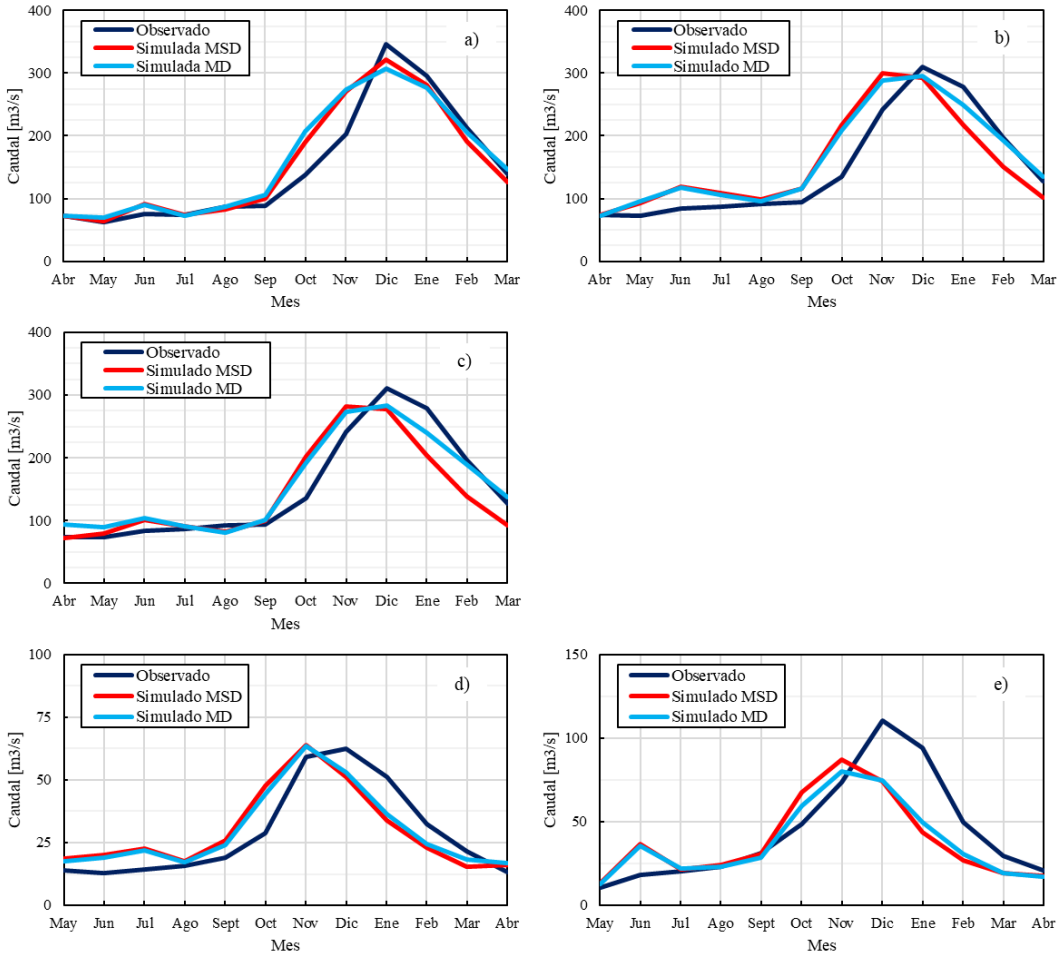


Figura 7.14. Curva de variación estacional de caudales medios diarios simulada por el modelo semidistribuido (MSD) y modelo distribuido (MD) para la cuenca del Río Maipo en El Manzano en el periodo de a) calibración, b) validación años independientes, c) validación años continuos y para la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito en el periodo de c) calibración y d) validación. Fuente: Elaboración propia.

Tabla 7.3. Error porcentual en el desempeño de KGE' y sus componentes obtenidos para el modelo semidistribuido y distribuido en la simulación de caudales medios diarios en todos los periodos simulados (calibración y validación). Fuente: Elaboración propia.

Periodo de Simulación	***Error KGE' [%]***	***Error r [%]***	***Error β [%]***	***Error γ [%]***
Maipo Calib.	4,8	2,2	-2,9	3,4
Maipo 2005-2006 (años independientes)	-7,8	-8,4	-4,9	1,3
Maipo 2006-2007 (años independientes)	4,0	-5,2	-2,9	5,3
Maipo 2008-2009 (años independientes)	3,7	4,8	-5,5	8,9
Maipo 2005-2006 (años continuos)	-6,3	-8,4	-6,0	4,1
Maipo 2006-2007 (años continuos)	6,3	-6,3	-11,8	11,5
Maipo 2008-2009 (años continuos)	9,8	-4,8	-9,2	13,0
Aconcagua Calib.	0,0	-2,6	-1,0	3,2
Aconcagua 1997-1998	-3,9	-10,6	3,8	2,8
Aconcagua 1999-2000	-12,5	-7,2	0,0	4,3
Aconcagua 2000-2001	-8,5	-9,5	1,1	5,5

Tabla 7.4. Error porcentual en el desempeño de KGE' y sus componentes obtenidos para el modelo semidistribuido y distribuido en la simulación de cobertura nival en todos los periodos simulados (calibración y validación). Fuente: Elaboración propia.

Periodo de Simulación	***Error KGE'***	***Error r***	***Error β***	***Error γ***
Maipo Calib.	-10,7	4,0	4,8	12,0
Maipo 2005-2006 (años independientes)	-5,7	13,1	7,7	12,2
Maipo 2006-2007 (años independientes)	-55,6	9,0	4,4	13,4
Maipo 2008-2009 (años independientes)	-6,3	5,9	4,9	11,6
Maipo 2005-2006 (años continuos)	-13,3	7,0	5,1	24,4
Maipo 2006-2007 (años continuos)	-34,6	6,7	-2,7	32,6
Maipo 2008-2009 (años continuos)	-13,4	1,2	1,2	24,8

8. CONCLUSIÓNES Y RECOMENDACIONES

Se ha simulado hidrológicamente la cuenca del Río Maipo en El Manzano y la cuenca del Río Aconcagua en Chacabuquito mediante un modelo hidrológico semidistribuido desarrollado por Stowhas (1975) y Migueles (1994) y una versión distribuida del mismo (submodelo de nieves distribuido) utilizando los productos grillados de temperatura y precipitación CR2MET como principales forzantes del modelo.

Los modelos calibrados por caudales medios diarios para la cuenca del Río Maipo en El Manzano (versión semidistribuida y distribuida) muestran un desempeño bastante aceptable en la simulación de la cobertura nival en la cuenca en los periodos de calibración (KGE' > 0,5), representando de manera adecuada la evolución temporal del manto, sin embargo, mostrando una clara subestimación de esta lo largo de todo el periodo. Para el periodo de validación de años individuales se tiene en general un peor desempeño, puesto que además de mantenerse el sesgo de subestimación de la cobertura se tiene que el modelo sobrestima la variabilidad mucho más que para el periodo de calibración, sin embargo, este peor ajuste en la variabilidad se atribuye a la condición inicial de cobertura nival nula, que induce valores bajos muy extremos en los primeros meses de simulación. Para el caso de validación de años continuos, es decir, considerando condición inicial no nula del submodelo de nieve, se tiene una mejora notoria en el desempeño, consiguiendo en todos los años valores de KGE' superiores a 0,5, lo cual se debe a que la condición inicial no nula, permite la presencia de nieve al inicio del año hidrológico, lo que permite reducir el sesgo (Beta) y la variabilidad (Gamma).

Adicionalmente, se tiene que los modelos calibrados por caudales, en todos los periodos simulados subestiman en casi un 90% la cobertura nival en las bandas (o pixeles) de menor elevación, producto de la baja precipitación sólida caída que se cree es inducida por un sesgo en el producto de temperatura CR2MET. Esta última situación genera que el modelo no pueda simular adecuadamente la cobertura nival en conjunto con los caudales medios diarios, puesto que al intentar incrementar la cobertura nival en las bandas más bajas también se incrementaría la cobertura en las bandas más altas, lo que provocaría una sobrestimación en la escorrentía de deshielo. Este problema de divergencia en la cobertura nival con los caudales medios diarios se podría solucionar distribuyendo los parámetros que controlan la cobertura nival (HMAX y FVI) en bandas (o pixeles), de tal manera que el sesgo en la cobertura nival en un banda producto de un

error en las forzantes pueda ser compensado por un parámetro únicamente para esa banda, sin empeorar el desempeño de las otras, permitiendo que aunque existan errores en las forzantes, de todas maneras los parámetros del submodelo de nieves puedan ser calibrados por cobertura nival observada y de esta manera utilizarse para simular de manera adecuada los caudales medios diarios.

A nivel estacional, se tiene que los modelos (semidistribuido y distribuido) tanto para la cuenca del Río Aconcagua como para la cuenca del Río Maipo sistemáticamente tienden a sobrestimar los caudales en el periodo de primavera y a subestimarlos en verano. Este comportamiento se puede deber a que el modelo estaría derritiendo de forma desmedida el manto, producto de un exceso en la radiación neta incidente sobre este, lo cual a su vez puede ser atribuido a un sesgo en la temperatura o más fuertemente en la nubosidad, tomando en consideración que para esta forzante se consideró un valor promedio para toda la cuenca, o también puede deberse a errores inducidos por parámetros fijos del modelo y formulas empíricas que participan en el balance energético del manto, que han sido calibrados en estudios anteriores para otras zonas del país, que pueden no adecuarse de manera correcta a la condiciones de las cuencas en estudio (p. ej. temperatura del suelo, espesor del estrato de suelo, espesor de la capa activa y albedo de la nieve). En relación a la subestimación de los caudales de deshielo se cree que este puede deberse a dos causas, la primera corresponde a que el derretimiento excesivo del manto en el periodo de primavera provoca un agotamiento acelerado de este en el periodo de verano y la segunda está asociada a que parte importante de la escorrentía de deshielo en verano proviene del aporte glaciar presente en estas cuencas, el cual no es considerado dentro del modelo.

Para el periodo de otoño-invierno se tiene que los modelos no simulan de manera adecuada los caudales pluviales, generando peaks más bajos e hidrogramas más prolongados en el tiempo con respecto a los medidos. Este comportamiento se debe al elevado valor de KMUS calibrado por los modelos, que busca mejorar el desempeño del coeficiente de correlación, específicamente busca mejorar el ajuste en “forma” y temporalidad de los caudales de deshielo, en desmedro de los caudales máximos invernales que al ocurrir en un periodo tan acotado de tiempo tiene casi nulo impacto sobre el desempeño de KGE’. En el caso que interese un buen ajuste de los caudales pluviales por parte del modelo, se propone calibrar los modelo mediante una versión de KGE’ que pondere con mayor importancia la componente Gamma por sobre las otras (r y Beta) de tal manera que los caudales extremos tengan mayor impacto sobre este índice o también aplicar un esquema

de calibración multiobjetivo. Adicionalmente, se tiene que los modelos tienden a sobreestimar la escorrentía en los periodos de otoño-invierno lo cual refuerza la idea que existe un sesgo en la temperatura del producto CR2MET que estaría generando mucha precipitación líquida y muy poca sólida en las zonas más bajas de la cuenca.

Por otra parte, se tiene que la escorrentía subterránea simulada por el modelo es tremendamente sensible a la condición inicial del submodelo de escorrentía, correspondiente al caudal medio diario al día anterior del inicio de la simulación Q_0. Se observa que la escorrentía subterránea determinada por todos los modelos es prácticamente idéntica a $Q_0 \cdot FRAC$ para todo el periodo de simulación. Debido a lo anterior es que se encontró que la simulación por años independientes de las cuencas consideradas en este estudio debiese siempre iniciar en el mes de Mayo, puesto que, al considerar el 1 de abril como fecha de inicio de simulación, es posible que el caudal del día anterior corresponda a la zona de recesión del hidrograma de deshielo, lo cual provoca que toda la escorrentía subterránea sea sobrestimada y por ende sobrestime todos los caudales del periodo simulado. Además, la poca variabilidad en la escorrentía subterránea simulada por el modelo genera que este no pueda presentar de forma consistente un buen desempeño en términos de caudales bajos y flujo base. Esto se podría solucionar, al considerar condiciones no nulas del submodelo 1 durante la calibración, que permitan dar más importancia al recarga inicial proveniente de las aguas de derretimiento.

Respecto al efecto en la condición inicial del submodelo de nieves, se tiene que considerar condiciones iniciales no nulas, mejora de forma importante el desempeño del modelo en la simulación de cobertura nival, ya que se reduce el sesgo y la variabilidad, debido a que el modelo logra generar cobertura nival al inicio del año hidrológico. No obstante, el modelo no mejora su desempeño de manera tan notoria en términos de caudales medios diarios, a la hora de considerar condiciones iniciales nivales no nulas, puesto que en realidad durante los años validados se observa que el modelo derrite completamente el manto nival en todas las bandas o pixeles, excepto en la banda o pixeles más elevados (Banda 6 para el modelo semidistribuido) donde logra quedar nieve.

En relación al desempeño general de los modelos (semidistribuido y distribuido) simulando los caudales medios diarios, se tiene que todas las modelaciones realizadas presentan un muy buen desempeño en los periodos de calibración, obteniendo en todos los casos valores de KGE superiores a 0,75 y sesgos que pueden ser considerados como “Muy bueno”. Al pasar al periodo

de validación disminuye el desempeño del modelo, sin embargo, en la mayoría de los casos obteniendo valores de KGE' aceptables (KGE >0,5) y sesgos que pueden ser calificados desde "Satisfactorios" a "Muy bueno" y obteniendo en su mayoría errores en los volúmenes de deshielo inferiores al 20%. Además, el modelo exhibe una mejoría en su desempeño al pasar de escala diaria a mensual, ya que ciertos problemas de variabilidad diaria y valores extremos que no representan del todo bien el modelo a escala diaria son atenuados al pasar a escala mensual. Dicho esto, el modelo únicamente presenta un desempeño bastante pobre en años secos, donde se tiene en general un mal ajuste del coeficiente de correlación (r<0,5), producto del desfase excesivo de los caudales de deshielo simulados con respecto a los medidos, lo cual se atribuye a que en este tipo de años la escorrentía de deshielo es dominada por el derretimiento glaciar, que el modelo es incapaz de simular.

Por otra parte, se observa que la versión distribuida propuesta para el modelo presenta un desempeño muy similar a la versión semidistribuida tanto en los periodos de calibración como validación en ambas cuencas consideradas. En términos de caudales medios diarios, el modelo distribuido presenta un mejor ajuste en el coeficiente de correlación pero un peor ajuste en la variabilidad (Gamma) con respecto a la versión semidistribuida, esto se explica porque el modelo desfasa menos los caudales máximos de deshielo (mejora r) pero subestima más los caudales máximos en ese periodo (empeora Gamma), sin embargo estas diferencias de rendimiento en las componente de KGE' son menores y además se compensan entre sí, entonces generan que los modelos muestren un desempeño muy similar. En relación a la cobertura nival el modelo distribuido tiende a generar un mejor desempeño que el semidistribuido, principalmente en la reducción de la variabilidad, lo cual se atribuye a que cualquier valor extremo que pueda presentar un pixel puede ser atenuado fácilmente a nivel global, mientras que por bandas al ser tan pocas en comparación a la cantidad de pixeles, un valor extremo en estas tendrá un mayor impacto a nivel global, y además el modelo distribuido genera mayor cobertura nival al inicio del año hidrológico (simulación años continuos) y al final del año hidrológico (simulación años independientes y años continuos), lo cual reduce la dispersión de la cobertura (por ende reduce la variabilidad). El similar desempeño entre ambas versiones da cuenta que las bandas seleccionadas y el método de agrupación de los productos grillados sobre estas es bastante adecuado. Por lo demás, se considera que la utilización de la versión elaborada del modelo distribuido no es del todo satisfactoria puesto que la leve mejora general en el desempeño que introduce esta versión del modelo no compensa

los grandes tiempos de simulación y la gran cantidad de recursos computacionales que este implica. Lo anterior no pretende indicar que un modelo distribuido no es una buena alternativa, simplemente que la versión desarrollada para este estudio no es suficientemente buena, lo cual puede deberse a una falta de distribución de otros parámetros del modelo, o de otras forzantes y también al efecto de integrar el submodelo distribuido a uno semidistribuido de escorrentía.

El modelo en general responde adecuadamente a las forzantes de temperatura y precipitación grilladas CR2MET, lo cual permite considerar que la nueva estructura del modelo propuesta, utilizando productos distribuidos en el espacio y agrupándolos por bandas de altura es bastante es satisfactoria, puesto que los perores desempeños (en años secos) se evidencian por un tema de estructura del modelo más que de las forzantes (falta de un modelo glaciar). No obstante, se tienen ciertos reparos principalmente en los productos de temperatura puesto como ha sido mencionado antes, estos podrían estar siendo demasiado elevados en las zonas de baja altura de la cuenca que fuerzan por ejemplo a que los modelos (semidistribuido y distribuido) no puedan tener una respuesta consistente entre la cobertura nival simulada y los caudales medios diarios simulados.

Como trabajos futuros se propone que dentro del modelo se incorpore un módulo glaciar de tal manera que el modelo pueda presentar una respuesta consistente independiente de la condición de humedad de los años a simular, lo cual en parte también permitiría utilizar el modelo para realizar proyecciones a futuros para diferentes escenarios climáticos.

Además, se propone generar una versión completa del modelo de forma distribuida, es decir, complementar el submodelo distribuido de nieves con un submodelo distribuido de escorrentía que además considere todas las forzantes meteorológicas de forma distribuida, no solo temperatura y precipitación, si no que incorporado otras como la humedad relativa (Balance Hídrico Nacional), nubosidad, etc. Sobre esto mismo sería recomendable implementar una optimización a la programación del modelo, de tal forma que permita discretizar la cuenca en mayor cantidad de pixeles, sin generar excesivos tiempos y uso de recursos computacionales, a fin de poder representar de manera más adecuada las características físicas de la cuenca (pendiente y orientación), factores que tienen un impacto importante en el balance energético desarrollado por el modelo (específicamente radiación de onda corta), que podrían permitir obtener mayor precisión en los resultados.

Otro trabajo a futuro que se propone consiste en generar más parámetros de calibración para el modelo, especialmente aquellos factores que han sido calibrados en estudios anteriores por otros autores y que actualmente se encuentran fijos en la estructura del modelo, como son la temperatura del suelo, espesor del estrato de suelo, umbral de temperatura para decisión entre precipitación liquida y sólida, entre otros.

Finalmente, se propone evaluar el desempeño del modelo aplicando un periodo de spin-up o warm-up que permita generar condiciones iniciales adecuadas para el periodo de calibración, de tal manera que la escorrentía subterránea no se encuentre dominada tan fuertemente por la condición inicial del submodelo de escorrentía.

REFERENCIAS

Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P., Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M. Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J. y Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: Catchment Attributes and Meteorology for Large Sample Studies-Chile dataset. Hydrology and Earth System Sciences, 22, 5817-5846.

Arrau, L. (1983). Modelo de Hidrología de Nieves para Pronosticar Escurrimientos por Deshielo. VI Congreso Nacional de Hidráulica.

Bladé, E., Sáchez-Truebos, H., Dozl, J., Sáchez-Juny, M., Domínguez, R., Arganis, M., Carrizosa, E., Esquivel, G., Juárez, J. (2014). Estimación del Hidrograma de Salida en una Cuenca Usando un Modelo Hidrológico Distribuido y un Modelo Hidráulico Bidimensional en Volúmenes Finitos. Universidad Nacional Autónoma de México UNAM.

CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería. (2004). Diagnóstico y Clasificación de los Cursos y Cuerpos de Agua Según Objetivos de Calidad, Cuenca del Río Maipo, Santiago.

CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería. (2014). Diagnóstico y Clasificación de los Cursos y Cuerpos de Agua Según Objetivos de Calidad, Cuenca del Río Aconcagua, Santiago

Campbell, G. y Norman J. (2000). An Introduction to Environmental Biophysics. (2da ed.). Springer.

Castillo, Y. (2015). Caracterización de la Hidrología Glaciar de la Cuenca del Río Maipo Mediante la Implementación de un Modelo Glaciohidrológico Semi-Distribuido Físicamente Basado. Santiago: Universidad de Chile.

Center for Climate and Resilience Research. (2020, 24 septiembre). ¿De dónde viene el río Aconcagua? Estudio analizó su origen y su actual régimen de alimentación (Noticias por el Mundo). https://www.cr2.cl/de-donde-viene-el-rio-aconcagua-estudio-analizo-su-origen-y-su-actual-regimen-de-alimentacion/.

Chong-yu, X. (2002). Text of Hydrologic Models. Uppsala: Uppsala University Department of Earth Sciences Hydrology.

Cica. (1982). Estudio Integral de riego de los Valles Aconcagua, Putaendo Ligua y Petorca. Comisión Nacional de Riego.

Cornwell, E. (2012). Reconstrucción del Equivalente en Agua de Nieve Mediante Imágenes MODIS Incorporadas a un Balance de Masa-Energía. Santiago: Universidad de Chile.

D. Brunt. (1932). Notes of radiation in the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Metoerological Society, 58(247), 389-420.

Dionizis, D. (2018). Análisis de las Proyecciones de Recursos Hídricos aportantes a los sistemas embalse El Yeso y Laguna Negra bajo el Escenario de Cambio Climático RCP8.5. Santiago: Universidad de Chile.

Dirección General de Aguas (2008). Investigación de Nieves y Escorrentía de Deshielo en la Cuenca Alta del Río Aconcagua. Aplicación de modelos de simulación nival y pronóstico de volúmenes de deshielo. Santiago: Universidad de Chile.

Dirección General de Aguas (2015). Atlas del Agua - Chile 2016. http://bcn.cl/21u4p.

Dirección General de Aguas (2000). Divisoria de Sub-subcuencas por Regiones Realizado por Departamento de Estudios y Planificación Unidad SIG. Santiago.

Dirección General de Aguas (2011). Investigación de los Aportes Nivoglaciares en Algunas Cuencas de los Ríos Aconcagua, Maipo y Rapel; y Estimación de los Efectos del Cambio Climático. Santiago: Universidad de Chile.

Duethmann, D., Peters J., Blume T., Vorogushyn S. y Güntner A. (2014). The value of satellite-derived snow cover images for calibrating a hydrological model in snow-dominated catchments in Central Asia. Water Resour. Res., 50, 2002-2021.

Eagleson, P. (1970). Dynamic Hydrology.

Espíldora, B. y Stowhas, L. (1968). Instalación y Operación de un Laboratorio de Hidrología de Nieves. Santiago: Departamento de Obras Civiles, Universidad de Chile.

Flores, D. (2017). Metodologías para Predicción de Caudales Medios Diarios Utilizando un Modelo Hidrológico de Derretimiento de Nieve, y Transformación de Derretimiento en Escorrentía Aplicado en la Cuenca del Río Juncal. Santiago: Universidad Técnica Federico Santa María.

Franz, K. J. y Karsten, L. R. (2013). Calibration of a distributed snow model using MODIS snows covered area data. Journal of Hydrology, 494, 160-175.

Garcia, F., Folton, N., Oudin, L. (2017)., Which objective function to calibrate rainfall-runoff models for low flow index simulation?. Hydrological Sciences Journal, Taylor & Francis, 62 (7), 1149-1166.

Gayathri, K., Ganasri, B., Dwarakish, G. (2015). International Conference on Water Resources, Coastal and Ocean Engineering: A Review on Hydrological Models. Aquatic Procedia 4, 1001-1007.

Gupta, H., Kling, H., Yilmaz, K. y Martinez, G. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. J. Hydrol.,377(1-2), 80-91.

Gupta, H., Sorooshian, S., Yapo, P. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. Water Resour. Res., 34 (4), 751-763.

Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. Progress in Physical Geography 29, 3, 362–391.

Jarvis, A., Reuter, H., Nelson, A., Guevara, E. (2008). Hole-filled SRTM for the Globe Version 4, Available from the CGIAR-CSI SRTM 90 Database. http://srtm.csi.cgiar.org.

Kling, H., Fuchs, M., y Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. J. Hydrol., 424-425, 264-277.

Klok, L., Roelofsma, K. (1999). Modelling of glacier and snow melt processes within the hydrological catchment model WaSiM-ETH. (Rapport / Wageningen Universiteit, Sectie

Waterhuishouding; No. 85). Landbouwuniversiteit Wageningen. https://edepot.wur.nl/216641.

Knoben, W., Freer, J. y Woods, R. (2019). Technical note: Inherent benckmark or not? Comparing Nash-Sutcliffe and Kling-Gupta efficiency scores. Hydrol. Earth Syst. Sci., 23, 4323–4331.

Land and Water Division, FAO. (2006). Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos". (1er ed.). FAO.

Lu, Y., Wanchang, Z. y Xiangyang, L. (2018). Assessing Hydrological Modelling Driven by Different Precipitation Datasets via the SMAP Soil Moisture Product and Gauged Streamflow Data. Remote Sensing, 10, 1872.

Luna, R. (1981). Método para Determinación de la Tasa de Derretimiento Máxima Probable en un Manto de Nieve. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María

Mendoza, M., Bocco, G., Bravo, M., Siebe, C., Ortiz, M. (2002). Modelamiento hidrológico espacialmente distribuido: una revisión de sus componentes, niveles de integración e implicaciones en la estimación de procesos hidrológicos en cuencas no instrumentadas. Investigaciones Geográficas Boletín del Instituto de Geografía, UNAM, Núm. 47, 2002, 36-58.

Migueles, R. (1994). Síntesis de Caudales Diarios en Cuencas Pluvionivales. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.

Mizukami, N., Rakovec, O., Newman, A., Clark, M., Wood, A., Gupta, H. y Kumar, R. (2019). On the choice of calibration metrics for "high-flow" estimation using hydrologic models. Hydrol. Earth Syst. Sci., 23, 2601-2614.

Molina, A., Falvey, M. y Rondanelli, R. (2017). A Solar Radiation Database for Chile. Sci Rep 7, 14823.

Morgan, D., Pruitt, W. y Luorence, F. (1971). Analysis of Energy, Momentum and Mass Transfer above Vegetative Surfaces. Davis: University of California.

Moriasi, D., Arnold, J., Van Liew, M., Bingner, R., Harmel, R. y Veith, T. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulation. ASABE, Vol. 50 (3), 885-900.

Morris, M. (1991). Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. Technometrics 33 (2), 161-174.

Pechlivanidis, I., Jackson, B., McIntyre, N., Wheater, H. (2011). Catchment Scale Hydrological Modelling: A review or Model Types, Calibration Approaches and Uncertainty Analysis Methods in the Context of Recent Developments in Technology and Applications. Global NEST Journal, Vol 13, No 3, 193-214.

Peña, y Nazarala. (1987). Simulación de la Escorrentía de Deshielo en una Cuenca Nivo-Glacial de Los Andes de Chile Central. VII Congreso Nacional de Hidráulica.

Pettinelli, E. (2017). Representación de la Hidrología Glaciar de la Cuenca del Río Maipo a través de un Modelo Hidrológico Simplificado. Santiago: Universidad de Chile.

Pianosi, F., Beven, K., Freer, J., Hall, J., Rougier, J., Stephenson, D. y Wagener, T. (2016). Sensitivity analysis of environmental models: A systematic review with practical workflow. Environ. Model. Softw, Vol. 79, 214-232.

Ragettli, S., Cortes, G., McPhee, J. y Pellicciotti, F. (2014). An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. Hydrol. Process. 28,5674-5695.

Refsgaard, J. C. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. J. Hydrol., 198, 69-97.

Riggs, G., Hall, D., Salomonson, V. (2006). MODIS Snow Products User Guide to Collection 5. The MODIS Snow & Sea Ice Global Mapping Project. NASA's Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD. 1-80. http://modis-snowce.gsfc.nasa.gov/uploads/sug_c5.pdf.

Rikhter. (1956). Snow Hydrology. Portland: Summary Report of Snow Investigations, North Pacific Division.

Rogazi, V. (2015). Síntesis de Derretimientos Mediante un Modelo Diario y Obtención de Curvas I-D-F para la Cuenca del Río Juncal. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.

Seguel, R., Stowhas, L. (1985). Estimación de Crecidas de Diseño en Cuencas Mixtas Pluvio-nivales. Concepción: VII Congreso Nacional de Hidráulica.

Sorooshian, S., Sharma, K. y Wheater, H. (2008). Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas, New York: Cambridge University Press.

Stehr, A. (2008). Análisis del Comportamiento Hidrológico y Disponibilidad de Agua, Bajo Escenarios de Cambio Climático, Para Dos Sub-cuencas del Río Biobío Incorporando el Impacto del Aporte Nival en la Zona Cordillerana. Concepción: Universidad de Concepción.

Stowhas, L. (1975). Simulation of Energy Budget and Melting Processes in Snowpack Systems under Data Constrains. Davis: University of California.

Stowhas, L. (2016). Fundamentos de Hidrología Aplicada. (1^{era} ed.). Editorial USM.

Sumargo, E., Cayan, D. (2018). The Influence of Cloudiness on Hydrologic Fluctuations in the Mountains of the Western United States. Water Resources Research, 54 (10), 8478-8499.

Towner, J., Cloke, H., Zsoter, E., Flamig, Z., Hoch, J., Bazo, J., Coughlan, E. y Stephens, E. (2019). Assessing the performance of global hydrological models for capturing peak river flows in the Amazon basin. Hydrol. Earth Syst. Sci., 23, 3057-3080.

Vanuytrecht, E., Raes, D., Willems, P. (2014). Global sensitivity analysis of yield output from the water productivity model. Environ. Model. Softw. Vol. 51,323-332.

Videla, Y. (2013). Modelación Hidrológica de la Cuenca Alta del Río Maipo Mediante la Aplicación del Software “Cold Region Hydrological Model” (2008-2012). Santiago: Universidad de Chile.

Viessman, W., Lewis, G. (1996). Introduction to Hydrology. (4ta ed). Pearson Education.

Villón, M. (2006). Hidrología Estadística. Lima: Instituto Tecnológico de Costa Rica.

Yilmaz, K., Gupta, H., Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to NWS distributed hydrologic model. Water Resources Research. Vol. 44, W09417.

Yozida, Z. (1963). Physical Properties of Snow, in Ice and Snow. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology.

ANEXO A

Código Matlab – Relleno y corrección de productos de cobertura nival MODIS

```
Lon=xlsread('INPUT',3,'A:A'); %Longitudes de los puntos de la cuenca
Lat=xlsread('INPUT',3,'B:B'); %Latitudes de los puntos de la cuenca
ELEV=xlsread('INPUT',3,'C:C'); %Elevaciones de los puntos de la cuenca
Vec_lat=(max(Lat):-0.05:min(Lat))'; %Vector con las latitudes de raster
Vec_lon=(min(Lon):0.05:max(Lon)); %vector con la longitudes de raster
Mat_lat=ones(length(Vec_lat),length(Vec_lon)).*Vec_lat; %Matriz que da forma a
raster en latitudes
Mat_lon=ones(length(Vec_lat),length(Vec_lon)).*Vec_lon; %matriz que da forma a
raster en longitudes
Mat_Elev=zeros(size(Mat_lat)); %Pre-creacion de matriz que contiene
elevaciones de los puntos

for i=1:length(Lon)
    Mat_Elev1=(abs(Lon(i)-Mat_lon)<0.0001).*(abs(Lat(i)-
Mat_lat)<0.0001).*ELEV(i);
    Mat_Elev=Mat_Elev1+Mat_Elev; %Matriz que contiene las elevaciones de los
puntos en el espacio
end

Mat_Elev(Mat_Elev==0)=NaN; %Valores nulos, no forman parte de la cuenca y se
dejan como NaN
SC_MODIS_TERRA=xlsread('POINTSAMPLE_MAIPO_SC',3,'B3:GH6158');
SC_MODIS_AQUA=xlsread('POINTSAMPLE_MAIPO_SC',7,'C2:GI5296');
CI_SC_MODIS_TERRA=xlsread('RELLENO SC',2,'B2:GH6157');
CI_SC_MODIS_AQUA=xlsread('RELLENO SC',4,'C2:GI5296');
Lon_aux=Lon';
Lat_aux=Lat';

%REORDENAMIENTO ESPACIAL DE SNOWCOVER MODIS MISION TERRA

for d=1:size(SC_MODIS_TERRA,1)
    for i=1:size(Mat_lon,1)
        for j=1:size(Mat_lon,2)
            if sum((abs(Mat_lon(i,j)-Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-
Lat_aux)<0.0001))>0
                MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d)=sum((abs(Mat_lon(i,j)-
Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-Lat_aux)<0.0001).*SC_MODIS_TERRA(d,:));
            else
                MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d)=NaN;
            end
        end
    end
end

%REORDENAMIENTO ESPACIAL DE INDICE DE CONFIABILIDAD MODIS MISION TERRA

for d=1:size(CI_SC_MODIS_TERRA,1)
    for i=1:size(Mat_lon,1)
        for j=1:size(Mat_lon,2)
            if sum((abs(Mat_lon(i,j)-Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-
Lat_aux)<0.0001))>0
```

```
                MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d)=sum((abs(Mat_lon(i,j)-
Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-Lat_aux)<0.0001).*CI_SC_MODIS_TERRA(d,:));
            else
                MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d)=NaN;
            end
        end
    end
end

%REORDENAMIENTO ESPACIAL DE SNOWCOVER MODIS MISION AQUA

for d=1:size(SC_MODIS_AQUA,1)
    for i=1:size(Mat_lon,1)
        for j=1:size(Mat_lon,2)
            if sum((abs(Mat_lon(i,j)-Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-
Lat_aux)<0.0001))>0
                MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d)=sum((abs(Mat_lon(i,j)-
Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-Lat_aux)<0.0001).*SC_MODIS_AQUA(d,:));
            else
                MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d)=NaN;
            end
        end
    end
end


%REORDENAMIENTO ESPACIAL DE INDICE DE CONFIABILIDAD MODIS MISION AQUA

for d=1:size(CI_SC_MODIS_AQUA,1)
    for i=1:size(Mat_lon,1)
        for j=1:size(Mat_lon,2)
            if sum((abs(Mat_lon(i,j)-Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-
Lat_aux)<0.0001))>0
                MAT_CI_MODIS_AQUA(i,j,d)=sum((abs(Mat_lon(i,j)-
Lon_aux)<0.0001).*(abs(Mat_lat(i,j)-Lat_aux)<0.0001).*CI_SC_MODIS_AQUA(d,:));
            else
                MAT_CI_MODIS_AQUA(i,j,d)=NaN;
            end
        end
    end
end

MAT_SC_MODIS_AQUA_AUX=NaN(size(MAT_SC_MODIS_TERRA));
for i=1:861
    MAT_SC_MODIS_AQUA_AUX(:,:,i)=(Mat_Elev./Mat_Elev)*255;
end
MAT_SC_MODIS_AQUA_AUX(:,:,862:6156)=MAT_SC_MODIS_AQUA;
MAT_SC_MODIS_AQUA=MAT_SC_MODIS_AQUA_AUX;


MAT_CI_MODIS_AQUA_AUX=NaN(size(MAT_CI_MODIS_TERRA));
for i=1:861
    MAT_CI_MODIS_AQUA_AUX(:,:,i)=(Mat_Elev./Mat_Elev)*255;
end
MAT_CI_MODIS_AQUA_AUX(:,:,862:6156)=MAT_CI_MODIS_AQUA;
```

```
MAT_CI_MODIS_AQUA=MAT_CI_MODIS_AQUA_AUX;

%UNIFICACION DE MATRICES DE SNOWCOVER E INDICE DE CONFIABILIDAD

MAT_SC_UNIF=NaN(size(MAT_SC_MODIS_TERRA));
MAT_CI_UNIF=NaN(size(MAT_CI_MODIS_TERRA));
for d=1:size(MAT_SC_MODIS_TERRA,3)
    for i=1:size(MAT_SC_MODIS_TERRA,1)
        for j=1:size(MAT_SC_MODIS_TERRA,2)
            if MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d)~=255 &&
~isnan(MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d))
                if MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d)~=255 &&
~isnan(MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d))
                    if(MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d)>MAT_CI_MODIS_AQUA(i,j,d))
                        MAT_SC_UNIF(i,j,d)=MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d);
                        MAT_CI_UNIF(i,j,d)=MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d);

elseif(MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d)==MAT_CI_MODIS_AQUA(i,j,d))

MAT_SC_UNIF(i,j,d)=(MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d)+MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d))/2;
                        MAT_CI_UNIF(i,j,d)=MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d);
                    else
                        MAT_SC_UNIF(i,j,d)=MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d);
                        MAT_CI_UNIF(i,j,d)=MAT_CI_MODIS_AQUA(i,j,d);
                    end
                else
                    MAT_SC_UNIF(i,j,d)=MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d);
                    MAT_CI_UNIF(i,j,d)=MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d);
                end
            elseif MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d)~=255 &&
~isnan(MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d))
                MAT_SC_UNIF(i,j,d)=MAT_SC_MODIS_AQUA(i,j,d);
                MAT_CI_UNIF(i,j,d)=MAT_CI_MODIS_AQUA(i,j,d);
            else
                MAT_SC_UNIF(i,j,d)=MAT_SC_MODIS_TERRA(i,j,d);
                MAT_CI_UNIF(i,j,d)=MAT_CI_MODIS_TERRA(i,j,d);
            end
        end
    end
end
CI_LIMITE=80; %Confiabilidad mínima para considera un pixel valido

%ELIMINACION DE SNOW COVER CON MENOR CI LIMITE
MAT_SC_UNIF2=MAT_SC_UNIF;
MAT_SC_UNIF2(MAT_CI_UNIF<CI_LIMITE)=255; %Restricción del nivel de
confiabilidad del pixel

MAT_SC_UNIF_AUX=NaN(size(MAT_SC_UNIF2,1)+2,size(MAT_SC_UNIF2,2)+2,size(MAT_SC_
UNIF2,3));             %se crea matriz con 2 filas y columnas extras para
poder rellenar pixeles espacialmente
for d=1:size(MAT_SC_UNIF2,3)

MAT_SC_UNIF_AUX(2:size(MAT_SC_UNIF2,1)+1,2:size(MAT_SC_UNIF2,2)+1,d)=MAT_SC_UN
IF2(:,:,d);   %Se rellena la matriz auxiliar con la matriz que contiene la
snow cover,
```

```
end  %esta sera la matriz que se usara como base para el relleno espacial de
la SC

% RELLENO ESPACIAL DE SNOW COVER MODIS
for d=1:size(MAT_SC_UNIF_AUX,3)
    for i=2:size(MAT_SC_UNIF_AUX,1)-1
        for j=2:size(MAT_SC_UNIF_AUX,2)-1
            if MAT_SC_UNIF_AUX(i,j,d)==255
                MAT_AUX1=MAT_SC_UNIF_AUX(i-1:i+1,j-1:j+1,d);
                MAT_AUX2=(MAT_AUX1>=0).*(MAT_AUX1<255);
                if sum(sum(MAT_AUX2))==0
                    MAT_SC_FILL1(i-1,j-1,d)=255;
                else
                    MAT_AUX1(isnan(MAT_AUX1))=0;
                    MAT_AUX3=MAT_AUX2.*MAT_AUX1;
                    MAT_SC_FILL1(i-1,j-
1,d)=(sum(sum(MAT_AUX3)))./(sum(sum(MAT_AUX2))); %Relleno espacial de matriz
de snow cover
                end
            else
                MAT_SC_FILL1(i-1,j-1,d)=MAT_SC_UNIF_AUX(i,j,d);
            end
        end
    end
end



%RELLENO TEMPORAL DE SNOW COVER MODIS
MAT_SC_FILL2=NaN.*MAT_SC_FILL1;
for d=1:size(MAT_SC_FILL1,3)
    for j=1:size(MAT_SC_FILL1,2)
        for i=1:size(MAT_SC_FILL1,1)
            contador1=1;
            contador2=1;
            if MAT_SC_FILL1(i,j,d)==255 && d>1 && d<size(MAT_SC_FILL1,3)
                for d1=d+1:size(MAT_SC_FILL1,3)
                    if MAT_SC_FILL1(i,j,d1)==255
                        contador1=contador1+1;
                    else
                        FILL1=MAT_SC_FILL1(i,j,d1);
                        break
                    end
                end
                for d2=d-1:-1:1
                    if MAT_SC_FILL1(i,j,d2)==255
                        contador2=contador2+1;
                    else
                        FILL2=MAT_SC_FILL1(i,j,d2);
                        break
                    end
                end

MAT_SC_FILL2(i,j,d)=((FILL1*contador2)+(FILL2*contador1))/(contador1+contador2
);
            elseif MAT_SC_FILL1(i,j,d)==255 && d==1
```

```
                MAT_SC_FILL2(i,j,d)=255;
            elseif MAT_SC_FILL1(i,j,d)==255 && d==size(MAT_SC_FILL1,3)
                MAT_SC_FILL2(i,j,d)=255;
            else
                MAT_SC_FILL2(i,j,d)=MAT_SC_FILL1(i,j,d);
            end
        end
    end
end
```

ANEXO B

Código Matlab Índice KGE'

```
function [KGE_PACK,r,BETA,GAMMA]=F_KGE_PACK(MEDIDO,SIMULADO)

COV=cov(MEDIDO,SIMULADO);  %Se obtiene la covarianza entre la cobertura medida
y simulada (el resultado es una matriz donde importa el valor (1,2)
STD_O=(std(MEDIDO)); %Desviacion estandar de la cobertura medida
STD_S=(std(SIMULADO)); %Desviacion estandar de la cobertura simulada
r=COV(1,2)/((STD_O)*(STD_S)); %Coeficiente de correlacion de Pearson
BETA=mean(SIMULADO)/mean(MEDIDO); %Sesgo entre los datos simulados y medidos
GAMMA=(mean(MEDIDO)*std(SIMULADO))/(mean(SIMULADO)*std(MEDIDO)); %Razon entre
los coeficientes de variación
KGE_PACK=1-sqrt((r-1)^2+(BETA-1)^2+(GAMMA-1)^2); %Versión modificada de la
eficiencia de Kling-Gupta (los valores de KGE' van de -inf a 1, donde 1 es muy
preciso)

end
```

ANEXO C

Código Matlab – Análisis de sensibilidad global según método de Efectos Elementales

```
%%Análisis de Sensibilidad según Método "Elementary Effect Test" (EET)

%Inicialización de números aleatorios
rng(0,'twister');

%Parámetros del Método
P_LEVELS=10; %p niveles de un cubo unitario de k (número de parámetros)
dimensiones (Ingresar) (¡debe ser PAR!)
r=25; %Numero de Trayectorias (ingresar)
LIM_INF=xlsread("SA EET.xlsx","B2:I2"); %Extraccion de limite inferior del
espacio factible de los parámetros del modelo
LIM_SUP=xlsread("SA EET.xlsx","B3:I3");  %Extracción de limite superior del
espacio factible de los parámetros del modelo
DELTA=P_LEVELS/(2*(P_LEVELS-1)); %Perturbación del parámetro
OMEGA_GRID=linspace(0,1,P_LEVELS); %Espacio desde el cual se muestrean los
valores del punto de partida

k=length(LIM_SUP); %Numero de parámetros del modelo

%Loop de creación de vectores trayectoria
BB_TOTAL=NaN(k+1,k,r);
for j=1:r

    %1.Creacion de pack de parámetros base de forma aleatoria dentro de la
grilla OMEGA

    X_BASE=NaN(1,k);
    for i=1:k
        X_BASE(i)=OMEGA_GRID(randi([1 P_LEVELS/2]));
    end

    %2.Creacion de matrices/vectores operadores para obtener B*
    ONE_VECTOR=[1 -1];
    RAND_DIAG=NaN(k,1);
    for i=1:k
        RAND_DIAG(i)=ONE_VECTOR(randi([1 2]));
    end
    D=diag(RAND_DIAG);
    I_MAT=eye(k);
    P=I_MAT(randperm(k),:);
    J=ones(k+1,k);
    B=tril(ones(k+1,k),-1);

    %3.Creacion de Matriz de trayectoria (B* o BB)

    BB=(J(:,1)*X_BASE+(DELTA/2)*((2*B-J)*D+J))*P;

    %4.Matriz de contiene las diferentes trayectorias
```

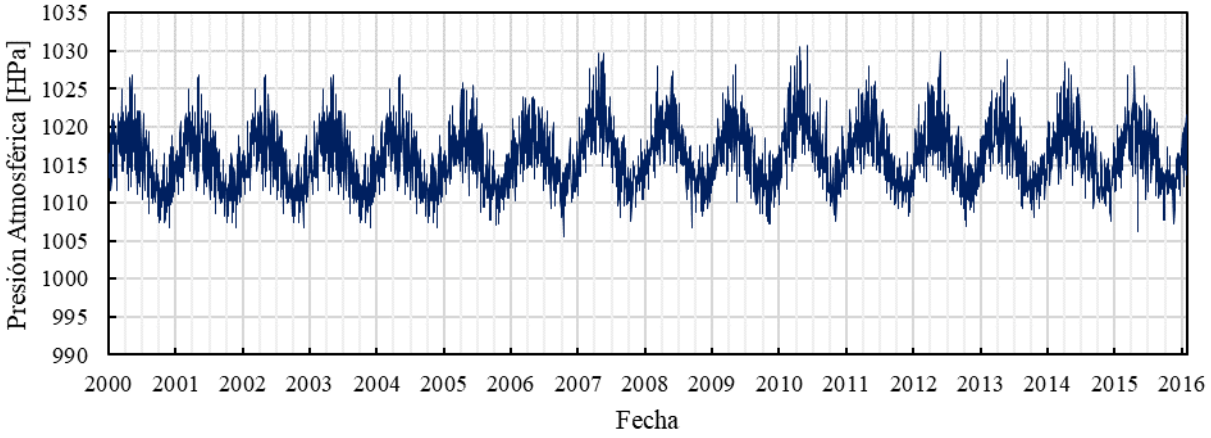
```
    BB_TOTAL(:,:,j)=BB;
end

BB_OPTIMO=BB_TOTAL;
BB_OPTIMO_SCALE=LIM_INF+(LIM_SUP-LIM_INF).*BB_TOTAL;  %MATRIZ DE TRAYECTORIAS
SIN USAR LA OPTIMIZACION POR DISTANCIA, SI SE USA ESTE METODO USAR UN r GRANDE
DEL ORDEN DE 100

BB_OPTIMO_SCALE_2D=NaN(size(BB_OPTIMO_SCALE,1)*r,size(BB_OPTIMO_SCALE,2));
for i=1:size(BB_OPTIMO,3)
    BB_OPTIMO_SCALE_2D(9*(i-1)+1:9*i,:)=BB_OPTIMO_SCALE(:,:,i);
end


% CORRIDA DE MODELO PARA ANALISIS DE SENSIBILIDAD UTILIZANDO PACK BB_OPTIMO

%Llamada de variables que se abren desde Excel input
EST_MET_L=xlsread('INPUT',2);
PAR_ASTR=F_PAR_ASTR('INPUT'); %Se leen los parámetros astronómicos
CONDICIONES=xlsread('INPUT',1);
ELEV=(xlsread('INPUT',3,'C:C'))'; %Vector fila de los puntos que componen la
cuenca
lat=mean(xlsread('INPUT',3,'B:B'));
[num,txt,raw]=xlsread('INPUT',1,'B1:B2');
Latitud=deg2rad((xlsread('INPUT',3,'B:B'))');

%Extracción de Precipitación desde productos grillados
Prec_cuenca=F_Prec_cuenca('INPUT.xlsx','CR2MET_v1.4.2_pr_day_1979_2016_005deg.
nc');

%Extracción de temperatura máxima de productos grillados CR2
Tmax_cuenca=F_Tmax_cuenca('INPUT.xlsx','CR2MET_v1.3_tmax_day_1979_2016_005deg.
nc');

%Extracción de temperatura mínima de productos grillados CR2
Tmin_cuenca=F_Tmin_cuenca('INPUT.xlsx','CR2MET_v1.3_tmin_day_1979_2016_005deg.
nc');

%Creación Matriz de Temperatura diurna a partir de la hora solar relativa al
horario local
[Temp_diurna,LST]=F_Temp_diurna('INPUT.xlsx');

%Distribución temporal temperatura estación de referencia
THoraria_EST=F_THoraria_EST('INPUT.xlsx',Temp_diurna,LST);

%Caudal en el dia anterior a la simulación
Q0=xlsread('INPUT',1,'B6');

%CORRIDA DE MODELO

SCA_MODIS=xlsread('INPUT',5,'B:B'); %Lectura de cobertura de nieve en la
cuenca (PRODUCTOS MODIS)
QMEDIDO=xlsread('INPUT',6);%lectura del caudal medido en el tiempo simulado
```

```
%Pre-creación de matrices de calibración por SCA

KGE_2_TOTAL_SCA=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de KGE para cada pack probado
r_TOTAL_SCA=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de r para cada pack probado
BETA_TOTAL_SCA=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de BETA para cada pack probado
GAMMA_TOTAL_SCA=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de GAMMA para cada pack probado

%Pre-creación de matrices de calibración por Caudal medio diario

KGE_2_TOTAL_Q=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de KGE para cada pack probado
r_TOTAL_Q=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creación de la matriz
que contendra los valores de r para cada pack probado
BETA_TOTAL_Q=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de BETA para cada pack probado
GAMMA_TOTAL_Q=NaN(size(BB_OPTIMO,1),size(BB_OPTIMO,3));%pre-creacion de la
matriz que contendrá los valores de GAMMA para cada pack probado

tic
TIEMPO2=0   %Registro de la iteración
for i=1:size(BB_OPTIMO,3)
    for j=1:size(BB_OPTIMO,1)
        PACK_PARAMETROS=BB_OPTIMO_SCALE(j,:,i);

%Modelo de Nieves

[Q_DERR,PREC,FRORIEN,AREA_BANDA,area,nbandas,TABLA_PTM,AREA_ORIEN_BANDA,COB_CU
ENCA]=F_PRIMER_SUBMODELO_GV_V2(PACK_PARAMETROS(1:3),EST_MET_L,PAR_ASTR,CONDICI
ONES,ELEV,lat,Prec_cuenca,Tmax_cuenca,Tmin_cuenca,Temp_diurna,LST,THoraria_EST
);%Todo el OUTPUT se utilizará como INPUT para el segundo modelo de
escorrentía

%Modelo de Escorrentía

[QTOTAL,D1,D_AUX,Q_AUX,D,DI,EZ_AUX,ETP_BC_BANDA,COB_banda_diario,DI_AUX,DI2,DI
3]=F_SEGUNDO_SUBMODELO_GV(Q_DERR,TABLA_PTM,PREC,AREA_ORIEN_BANDA,FRORIEN,AREA_
BANDA,area,Q0,nbandas,PACK_PARAMETROS,Tmax_cuenca,Tmin_cuenca,ELEV,CONDICIONES
,txt,Latitud);

%Cálculo y extracción de F.O para Cobertura de nieve en la cuenca

[KGE_2_PACK_SCA,r_PACK_SCA,BETA_PACK_SCA,GAMMA_PACK_SCA]=F_KGE_PACK(SCA_MODIS,
COB_CUENCA);   %Calcula y extrae el valor de KGE', r, Beta y Gamma para en
cada simulación
        KGE_2_TOTAL_SCA(j,i)=KGE_2_PACK_SCA; %Guarda el KGE' relativo a cada
pack de parámetros
        r_TOTAL_SCA(j,i)=r_PACK_SCA; %Guarda el r relativo a cada pack de
parámetros
        BETA_TOTAL_SCA(j,i)=BETA_PACK_SCA;  %Guarda el Beta relativo a cada
pack de parámetros
```

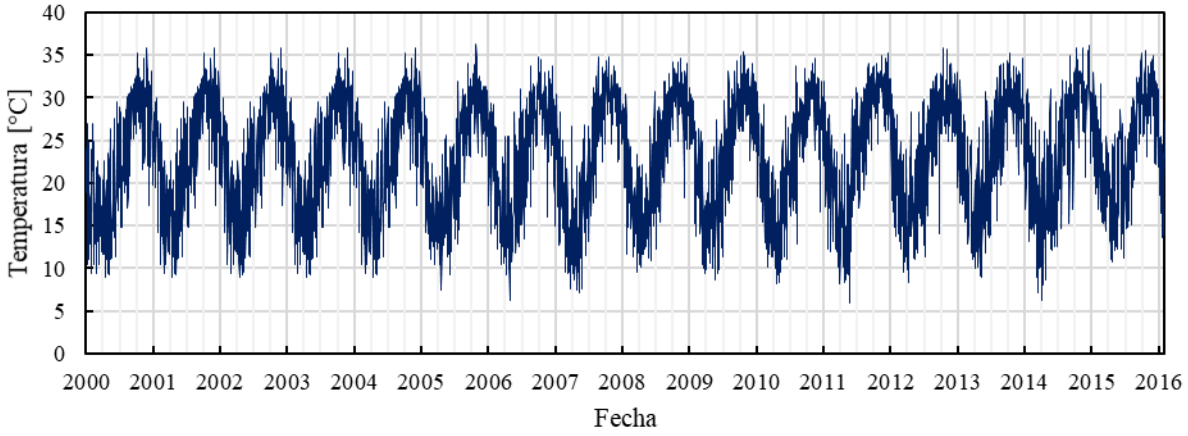
```
GAMMA_TOTAL_SCA(j,i)=GAMMA_PACK_SCA; %Guarda el Gamma relativo a cada pack de
parámetros

%Cálculo y extracción de F.O para Caudales medios diarios

[KGE_2_PACK_Q,r_PACK_Q,BETA_PACK_Q,GAMMA_PACK_Q]=F_KGE_PACK(QMEDIDO,QTOTAL(2:e
nd));   %Calcula y extrae el valor de KGE', r, Beta y Gamma para en cada
simulación
        KGE_2_TOTAL_Q(j,i)=KGE_2_PACK_Q;    %Guarda el KGE' relativo a cada
pack de parámetros
        r_TOTAL_Q(j,i)=r_PACK_Q; %Guarda el r relativo a cada pack de
parámetros
        BETA_TOTAL_Q(j,i)=BETA_PACK_Q; %Guarda el Beta relativo a cada pack de
parámetros
        GAMMA_TOTAL_Q(j,i)=GAMMA_PACK_Q; %Guarda el Gamma relativo a cada pack
de parámetros

        TIEMPO2=TIEMPO2+1 %registra cuando pasa a la otra iteración (para ver
tiempo)
    end
end

%CALCULO DE ELEMENTARY EFFECTS PARA SCA Y Q POR SEPARADO

%1.EET

for i=1:size(BB_OPTIMO,3)
    for j=1:size(BB_OPTIMO,1)-1
        EET_SCA=abs(KGE_2_TOTAL_SCA(j,i)-KGE_2_TOTAL_SCA(j+1,i))/DELTA;
        EET_Q=abs(KGE_2_TOTAL_Q(j,i)-KGE_2_TOTAL_Q(j+1,i))/DELTA;
        [MAX,POS]=max(abs(BB_OPTIMO_SCALE(j,:,i)-BB_OPTIMO_SCALE(j+1,:,i)));
        EET_TOTAL_SCA(i,POS)=EET_SCA;
        EET_TOTAL_Q(i,POS)=EET_Q;
    end
end

%Indicadores de sensibilidad (Promedio y desviación estándar)

PROM_EET_TOTAL_SCA=mean(EET_TOTAL_SCA);
PROM_EET_TOTAL_Q=mean(EET_TOTAL_Q);
STD_EET_TOTAL_SCA=std(EET_TOTAL_SCA);
STD_EET_TOTAL_Q=std(EET_TOTAL_Q);


toc
```

ANEXO D

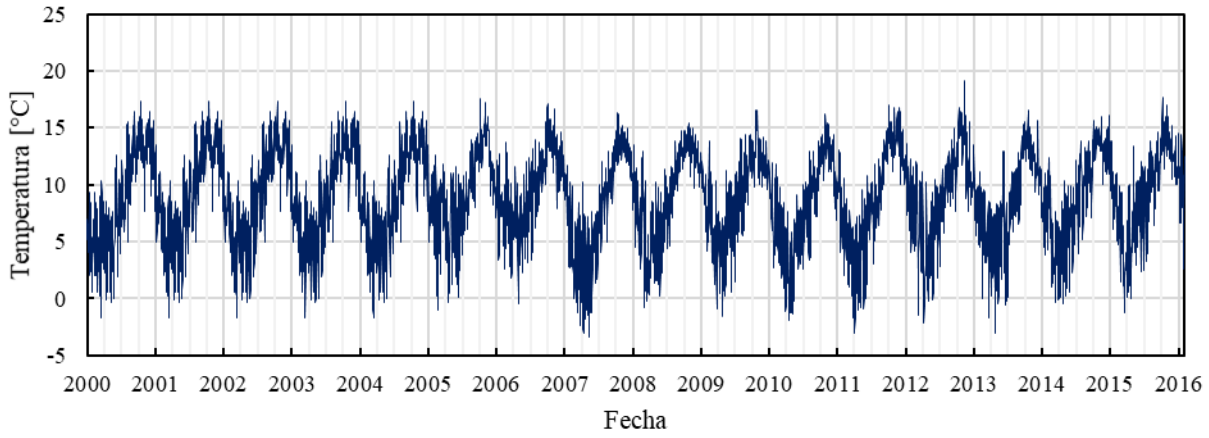
Presión atmosférica - Estación Quinta Normal



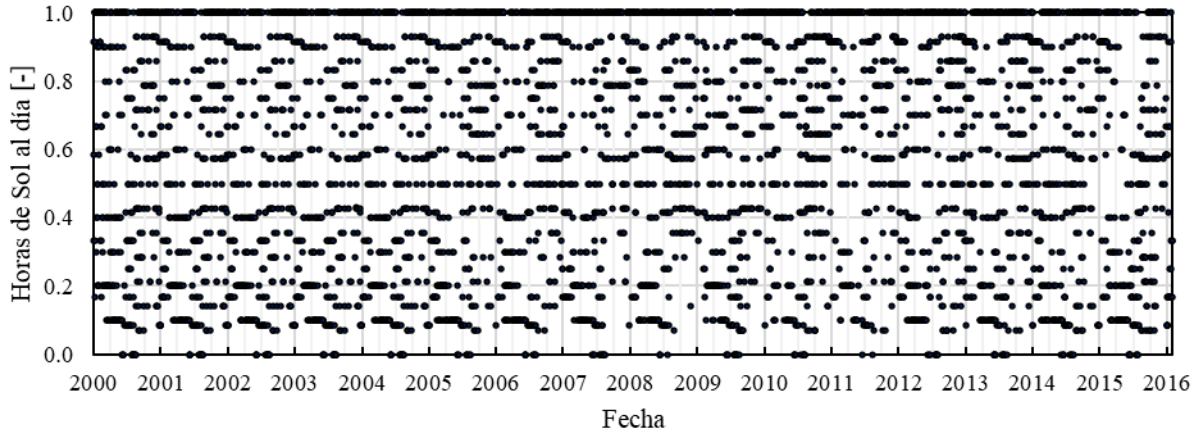
Temperatura máxima diaria - Estación Quinta Normal



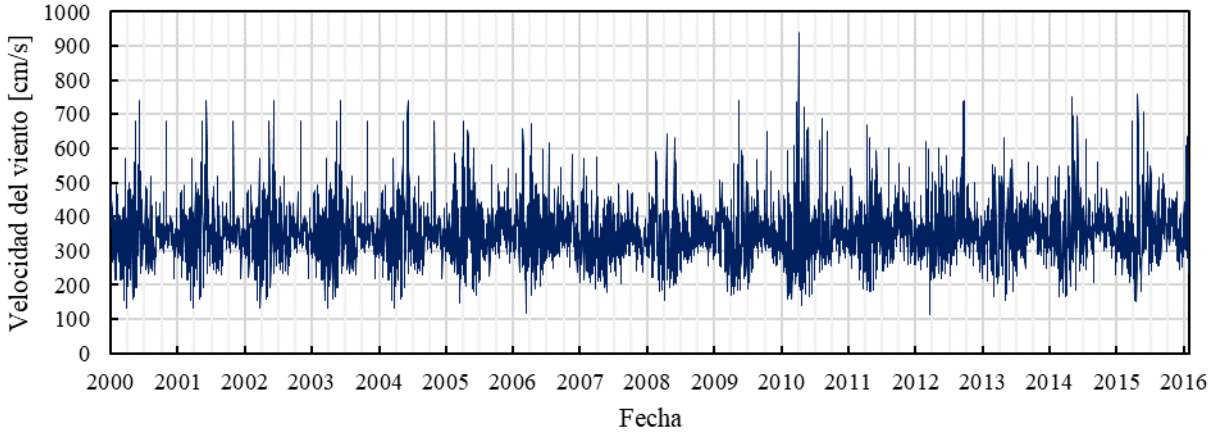
Temperatura mínima diaria - Estación Quinta Normal



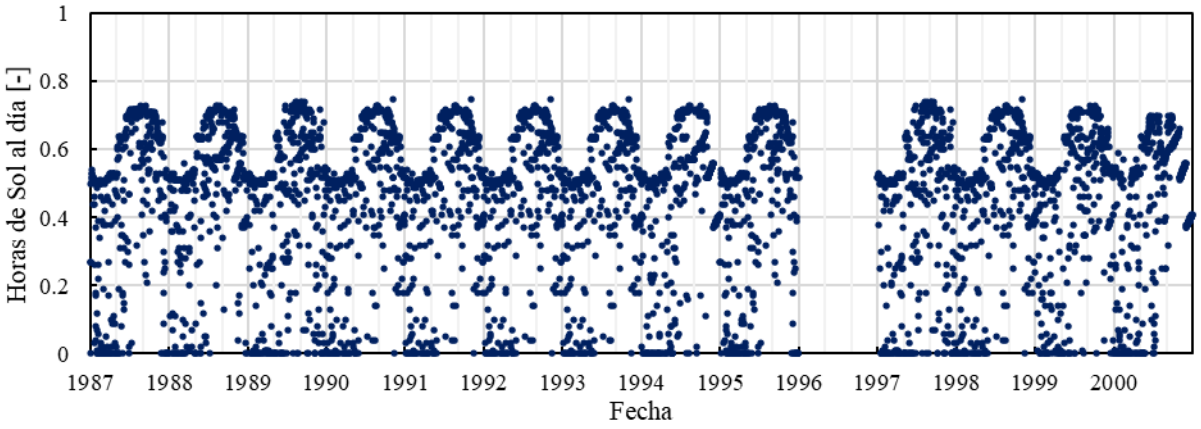
Horas de Sol al día – Explorador Solar, Río Maipo en El Manzano



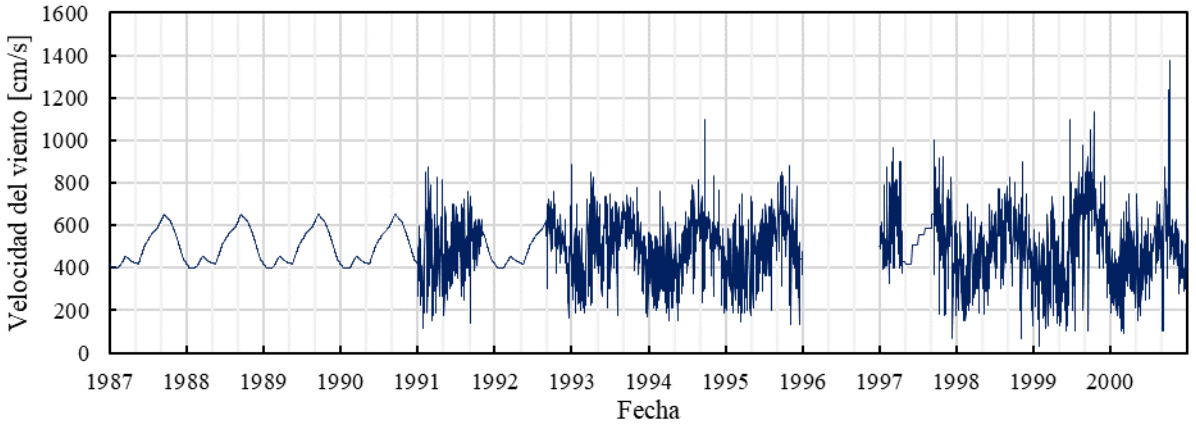
Velocidad del viento – Explorador Solar, Río Maipo en El Manzano



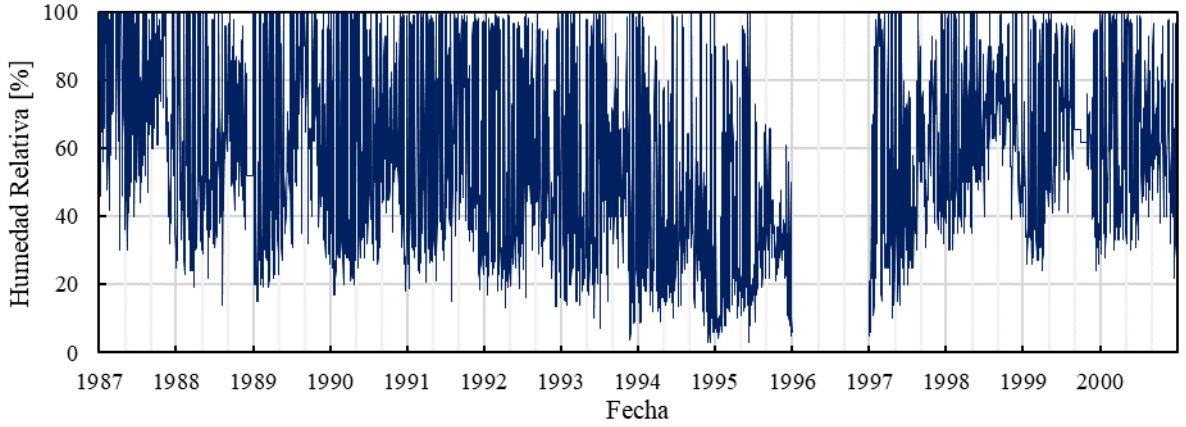
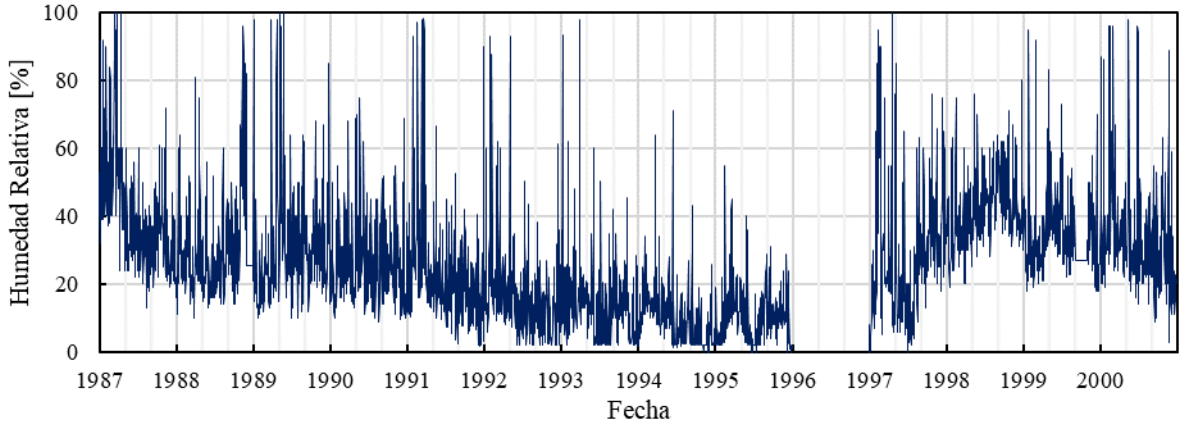
Horas de Sol al día – Estación Lagunitas, Río Aconcagua en Chacabuquito



Velocidad del viento – Estación Lagunitas, Río Aconcagua en Chacabuquito



Humedad relativa máxima diaria – Estación Lagunitas, Río Aconcagua en Chacabuquito



Humedad relativa mínima diaria – Estación Lagunitas, Río Aconcagua en Chacabuquito