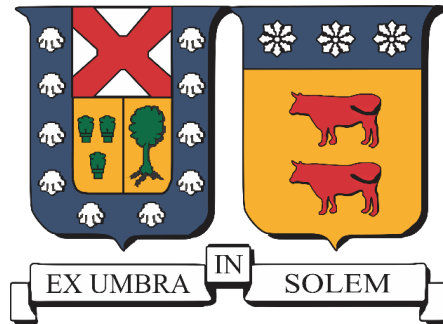


UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
SANTIAGO – CHILE



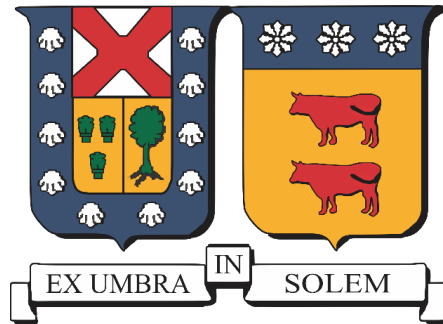
METODOLOGÍAS PARA PREDICCIÓN DE CAUDALES MEDIOS
DIARIOS UTILIZANDO UN MODELO HIDROLÓGICO DE
DERRETIMIENTO DE NIEVE, Y TRANSFORMACIÓN DE
DERRETIMIENTO EN ESCORRENTÍA APLICADO EN LA CUENCA
DEL RÍO JUNCAL

DIEGO ADOLFO FLORES NIKLITSCHK

Memoria para optar al Título de
Ingeniero Civil

Diciembre de 2017

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



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

Memoria de Título presentada por
DIEGO ADOLFO FLORES NIKLITSCHK

Como requisito parcial para optar al título de
Ingeniero Civil

Profesor Guía
M. Sc. Álvaro Ossandón Á.

Diciembre de 2017

*«El éxito no es definitivo, el fracaso no es fatal:
es el coraje para continuar lo que cuenta»*

Winston S. Churchill

AGRADECIMIENTOS

Creo ser una persona muy capaz y que puede lograr grandes cosas, pero para eso, necesito del apoyo constante de la gente que es más cercana a mí; necesito que esa gente me transmita recurrentemente su cariño y apoyo. A continuación, pretendo agradecer a aquellas personas, que han sido muy importantes, y que sin las cuales todo habría sido mucho más difícil. A ellas van dedicadas las siguientes palabras.

Quiero agradecer a mis padres, Sonia Niklitschek y Sergio Flores, por apoyarme siempre y entregarme las herramientas que me han permitido llegar a cumplir las metas que me he propuesto. Creo que ellos me han entregado y enseñado tanto, que llego al punto de no saber qué aspectos de mi vida son así gracias a lo que ellos me han entregado; son principios tan grandes, profundos y permanentes, que es necesario detenerse a pensar para darse cuenta de que esos principios me han guiado cotidianamente toda mi vida. En este caso, «los árboles no dejan ver el bosque» y se requiere tomar distancia para poder ver de qué manera sus enseñanzas me han guiado. En fin, resulta difícil plasmar en pocas palabras todo aquello que tengo gracias a ellos, pero quiero agradecer el tremendo sacrificio que han realizado, la dedicación y el cariño que han puesto en mí.

A mis hermanos, Estivales, Arturo y Sergio, por apoyarme constantemente y enseñarme a través de sus ejemplos y de muchas otras maneras; fueron muy importantes mientras avanzaba en mi carrera y lo siguen siendo en muchos aspectos de mi vida. Tuvieron especial relevancia cuando empecé la carrera, entregándome guía, contención y ánimos, y lo siguen haciendo hoy en día.

A mis amigos de la universidad, por todo el camino que recorrimos juntos. En este punto me gustaría diferenciarlos en dos grandes grupos, cuyo único objetivo es poder agradecerles de manera más adecuada. En primer lugar, agradezco a mis amigos con los que estuve en todo el proceso de los ramos, creo que entre nosotros fue fundamental el apoyo y la compañía que nos entregamos. Sin ellos la universidad habría sido totalmente distinta, y sin la ayuda y alegrías que me brindaron habría sido imposible sortear las dificultades, espero haberlos ayudado tanto como ellos me ayudaron. En segundo lugar, agradezco a mis amigos que estuvieron presentes mientras trabajaba en esta memoria; este trabajo fue algo totalmente nuevo para mí y me costó bastante en muchos aspectos, pero sin esperarlo fueron apareciendo muchas personas que, quizás sin que ellas lo supieran, me entregaron el apoyo y los ánimos en los momentos más difíciles; a ellos, espero poder entregarles el mismo apoyo y ánimo que me dieron.

A mis amigos en general, sea de donde sean, por demostrarme que a pesar de no tener algo cotidiano como la universidad para que nos una, están presentes de todas maneras. Creo que ellos se merecen un reconocimiento especial, ya que a pesar de no tener un sustento cotidiano y externo a lo que es la amistad (como universidad, colegio o trabajo), he sentido que están ahí para acompañarme. Espero que en el futuro la amistad y el cariño se mantengan.

A mi profesor guía, Álvaro Ossandón, simplemente creo que no pude haber elegido un mejor profesor guía. En primer lugar le agradezco por permitirme trabajar con él como ayudante y así aprender más en un área que me gusta tanto, y en segundo lugar, como profesor guía fue tremendamente comprometido, motivado y comprensivo; me entregó siempre guía y

ayuda. A pesar de que nunca me hizo clases, de todas maneras es una de las personas de las que más aprendí en la universidad. Le deseo éxito en los próximos desafíos que enfrentará, y que él también tenga profesores tan buenos como él fue conmigo.

A mis profesores en general, pero a quienes me enseñaron con gusto y dedicación. En especial quiero agradecer a la profesora Vivian Aranda, que vio en mí una persona capaz y comprometida, me dio consejo, apoyo y amistad; creo que es una de las personas que más oportunidades me ha dado en mi crecimiento como profesional. Me gustó mucho ser ayudante, creo que enseñar fue una de las mejores cosas que pude haber hecho en la universidad, y no sé si lo habría podido hacer de no ser por la oportunidad que ella me entregó. Espero que en el futuro más y más estudiantes reciban las oportunidades que ella me dio.

Por último, agradezco al profesor Ludwig Stowhas, no solo por su revisión a mi trabajo, sino que también por la ayuda que brindó de manera desinteresada al desarrollo de mi memoria.

Espero haber podido plasmar fielmente en palabras precisas aquello que pienso sobre las personas que acabo de mencionar, cada palabra e idea las pensé mucho, de manera de comunicar de forma efectiva aquello que pienso y siento.

Muchas gracias a todos.

Diego Flores Niklitschek.

RESUMEN

En el presente trabajo se utiliza un modelo creado por Stowhas (1975) y Migueles (1994), que simula los procesos de acumulación, derretimiento y escurrimiento del agua caída en forma de nieve en una cuenca. El modelo es aplicado en la cuenca del río Juncal en Juncal, en la zona cordillerana de la región de Valparaíso, Chile. Tradicionalmente se ha utilizado el modelo realizando calibraciones para un año hidrológico (a lo más dos años consecutivos) y se ha usado para realizar síntesis de caudales ocurridos en tiempos pasados. El presente trabajo propone dos metodologías para poder utilizar el modelo en predicción de caudales; tales metodologías son llamadas «calibración de periodos extensos» y «clasificación de años por humedad».

La metodología de calibración de periodos extensos plantea realizar calibraciones con periodos de tiempo más extensos que un año, de esta manera, se podría llegar a valores de parámetros que estén menos influenciados por las variaciones de las características entre un año y otro, y así puedan considerarse genéricos para distintos años. Los periodos de calibración seleccionados para la prueba de este método son los comprendidos desde 1987 a 1996, y desde 1980 a 1986.

El método de clasificación de años por humedad busca encontrar una relación entre la precipitación presente en un año y los valores de los parámetros que le corresponden a aquel año, para esto, es necesario realizar calibraciones individuales para cada año hidrológico por separado (se utilizan 25 años hidrológicos) y clasificarlos de acuerdo a la precipitación presente en cada uno. Una vez encontradas las relaciones entre la precipitación presente en el año y los valores de los parámetros, es posible tener una aproximación de los parámetros conociendo qué tan húmedo es el año en el que se pretende realizar una predicción de caudales.

Ambos métodos son sometidos a procesos de validación. Lo ideal habría sido someter los métodos propuestos a predicciones reales de caudal y luego verificar qué tan cercanas habrían sido tales predicciones a los valores reales de caudal, sin embargo la falta de información estadística impide realizar tal ejercicio en este momento. En cambio, para la validación de los métodos se seleccionan 8 años hidrológicos en base a la precipitación presente en cada uno (procurando considerar años secos y húmedos), y se realizan simulaciones utilizando los parámetros elegidos de acuerdo a los criterios planteados con ambos métodos. Finalmente, se comparan los caudales medidos en aquellos 8 años hidrológicos con los caudales simulados con ambos métodos de predicción propuestos.

Dentro de las conclusiones más importantes, se puede considerar que los errores obtenidos en la utilización de ambos métodos están dentro del orden de magnitud de los errores obtenidos en la utilización tradicional del modelo (en modo de síntesis de caudales pasados, con calibraciones que utilizan valores de caudales medidos), aunque se presentan algunos casos en que sus errores porcentuales presentan sesgos elevados. En términos comparativos entre un método y otro, el método de calibración de periodos extensos obtiene errores menores a los obtenidos con el método de clasificación de años por humedad; además, el método de calibración de periodos extensos resulta más fácil y rápido de aplicar. Finalmente, se recomienda la utilización del método de calibración de periodos extensos.

ABSTRACT

In the present thesis, a model created by Stowhas (1975) and Migueles (1994) is used, which simulates snow precipitation processes of accumulation, melting and draining on a watershed. The model is applied in Juncal River's watershed in Juncal, in the mountain range zone in Valparaíso Region, Chile. Traditionally, the model has been used by calibrating for one hydrological year (two consecutive years, at most) to conduct past season synthesis. The present work suggests two methodologies for using this model in water flow forecast; these methodologies are called «Extensive Period Calibration» and «Year Classification by Moisture».

The extensive period calibration methodology, states calibrating with periods longer than a year, which could reach out parameters that are less influenced by the year's characteristics variations, and thus be considered generic for different years. The chosen calibration periods for this method's tests are the ones included from 1987 to 1996, and from 1980 to 1986.

The year classification by moisture method, seeks a relation between a year's precipitation and the value of the parameters corresponding to that year. To achieve this, individual calibrations for each hydrological year are needed separately (25 hydrological years are used) along with classification according to each year's precipitation. Once the relations between a year's precipitation and the value of the parameters are found, it is possible to determine an estimate of the parameters knowing the humidity of the year in which the water flow forecast is intended.

Both methods are submitted to validation processes. Ideally, proposed methods would have been submitted to actual water flow predictions to verify how close these predictions were to the actual values, nevertheless, the lack of statistical information inhibits performing such task at the moment. On the other hand, for the method's validation 8 hydrological years are selected according to their precipitation (regarding dry and wet years), and simulations are made using the chosen parameters according to the established criteria with both methods. Finally, the measured flows during those 8 hydrological years are compared with the simulated water flows by both methods.

Within the most important conclusions, the obtained errors in the application of both methods can be considered within the order of magnitude of the ones obtained in the traditional use of the model (in synthesis mode of past flows, with calibrations that use flow measured values), although some cases in which the percentage error features high bias. Comparatively, the extensive period calibration method obtains lower errors than the ones obtained by the year classification by moisture method; furthermore, the extensive period calibration method is easier and quicker to apply. Finally, the extensive period calibration method is recommended.

GLOSARIO

- $A_b(i)$: Área de la banda i .
- 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].
- CA_A : Cantidad de agua en la capa activa.
- CA_P : Cantidad de agua en la capa pasiva.
- CK : Coeficiente de descarga del embalse subterráneo. Parámetro del modelo.
- c_{agua} : Calor específico del agua, igual a 1 [cal/g °C].
- c_{nieve} : Calor específico de la nieve, tomado igual a 0,5 [cal/g °C].
- c_p : Calor específico del aire a presión constante.
- $D(i, j)$: Derretimiento efectivo en la banda i , y en el día j .
- D_{neto} : Excedente de agua en la capa pasiva.
- $D_r(i, h)$: Derretimiento efectivo por área unitaria en la banda i , y en la hora h .
- d : Distancia del Sol a la Tierra.
- $\bar{d}$: Distancia media del Sol a la Tierra.
- E : Traspaso de masa asociada al flujo de calor latente.
- EB : Valor de evaporación de bandeja.
- EQ_a : Equivalente en agua del manto de nieve.
- $EVAP(j)$: Evaporación potencial en el día j .
- $EZ(i, j)$: Descarga de flujo subterráneo de la banda i , en el día j .
- e : Presión de vapor de aire a 1,5 [m] sobre el manto.
- FP_i : Factor de Precipitación de la banda i . Parámetro del modelo.
- $FRAC$: Fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo. Parámetro del modelo.
- F_{as} : Fracción de absorción superficial en fracción decimal, igual a 0,75.
- G_s : Calor aportado por el suelo.
- H_{AM} : Hora de amanecer.

- H_{AN} : Hora de anochecer.
- H_p : Calor entregado por la precipitación.
- H_R : Humedad relativa del aire.
- $H_{R\text{ máx}}$: Humedad relativa máxima diaria.
- $H_{R\text{ mín}}$: Humedad relativa mínima diaria.
- H_{Sol} : Fracción de horas de Sol.
- $HMAX$: Umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda. Parámetro del modelo.
- HR : Hora del día, en horas con fracción decimal.
- HS : Humedad en el suelo en la banda i , en el día j .
- $HSMAX$: Capacidad de retención de agua en el suelo. Parámetro del modelo.
- h_a : Profundidad de la capa activa.
- h_p : Profundidad de la capa pasiva.
- h_s : Espesor del estrato de suelo que aporta calor.
- h_T : Profundidad total del manto, considerando capa activa y pasiva.
- $I(i, j)$: Caudal de entrada en la banda i , en el día j .
- 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, adimensional.
- K_H : Difusividad turbulenta de calor sensible.
- K_M : Viscosidad turbulenta.
- K_m : Medida del desfase de la onda de crecida. Parámetro del modelo.
- K_W : Difusividad turbulenta de vapor de agua.
- k : Difusividad del vapor de agua.
- L_f : Calor latente de fusión, tomado como 80 [cal/g].
- M : Anomalía media.
- MCA : Máxima cantidad de agua que es capaz de retener la capa de nieve.
- N : Nubosidad, adimensional.
- P : Precipitación.

- P_{ag} : Precipitación acumulada del año hidrológico hasta agosto.
- $Q(i, j)$: Caudal de salida en la banda i , en el día j .
- Q_H : Flujo de calor sensible.
- Q_L : Flujo de calor latente.
- q : Flujo externo, [cm].
- q_0 : Humedad específica en la interfase aire-nieve.
- q_{aire} : Humedad específica del aire.
- q_{ref} : Humedad específica del aire en la altura z_{ref} .
- R_i : Número de Richardson.
- R_{in} : Radiación solar incidente.
- R_n : Radiación neta.
- R_{OC} : Radiación de onda corta absorbida por la interfase aire-nieve.
- R'_{OC} : Porción de la radiación de onda corta que penetra directamente hacia el manto.
- R_{OL} : Radiación de onda larga absorbida por la interfase aire-nieve.
- R_{OLE} : Radiación de onda larga emitida.
- R_{OLI} : Radiación de onda larga incidente.
- R_{SB} : Radiación de onda larga de un cuerpo radiante cualquiera.
- S : Conducción de calor al interior del manto.
- 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 atmósfera.
- T : Temperatura del cuerpo radiante.
- T_0 : Temperatura en la interfase aire-nieve.
- T_{aire} : Temperatura del aire.
- T_{BASE} : Temperatura en la estación meteorológica base.
- $T_{máx}$: Temperatura máxima diaria.
- $T_{mín}$: Temperatura mínima diaria.
- T_n : Temperatura del manto de nieve.
- T_p : Temperatura de la precipitación.
- T_{ref} : Temperatura del aire a una altura de referencia z_{ref} sobre el manto de nieve.

T_s	: Temperatura del suelo.
u	: Velocidad del viento.
u_0	: Velocidad del viento en la interfase aire-nieve, despreciada en este caso.
u_{ref}	: Velocidad del viento en z_{ref} .
v	: Anomalía verdadera.
x_m	: 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.
$z_b(i)$	: Cota media de la banda i .
z_{est}	: Cota de la estación meteorológica.
z_{ref}	: Altura de referencia sobre el manto de nieve, en este caso se tomó igual a 1,5 [m].
z_{sup}	: Rugosidad superficial de la nieve.

α	: Función dependiente de la nubosidad.
α_n	: Conductividad térmica de la nieve.
α_s	: Conductividad térmica del suelo.
α_T	: Inclinação del eje de la Tierra, igual a 23,45°.
γ_{atm}	: Gradiente de temperatura atmosférica. Parámetro del modelo.
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 constante e igual a 0,95.
ε_{SB}	: Emisividad de un cuerpo radiante cualquiera.
η	: Derretimiento 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.
ρ_{agua}	: Densidad del agua, igual a 1 [g/cm ³].
ρ_{aire}	: Densidad del aire.
ρ_n	: Densidad de la nieve.
ρ_{nn}	: Densidad de la nieve recién caída.
ρ_p	: Densidad de la capa pasiva.
σ	: Constante de Stefan-Boltzmann, igual a $8,126 \cdot 10^{-11} \left[\frac{Ly}{min \cdot K^4} \right]$.
τ	: Función dependiente de la transmisibilidad del aire.
τ_p	: Número de días desde el 1 de enero al perihelio, igual a 3.
τ_t	: Esfuerzo tangencial.
ϕ	: Latitud del lugar de interés.
ϕ_M	: Factor de corrección del perfil de velocidad del viento.

CONTENIDO

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
GLOSARIO	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
ÍNDICE DE TABLAS	xiii
INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVOS.....	2
1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	3
2. DESCRIPCIÓN DE ZONA DE ESTUDIO	6
2.1. Ubicación y Descripción Morfológica.....	6
2.2. Clima	11
2.3. Precipitaciones	11
2.4. Comportamiento Fluvial.....	11
3. METODOLOGÍA	13
3.1. Descripción del Modelo de Síntesis de Escorrentía	13
3.1.1. Descripción del Submodelo de Simulación de los Procesos de Acumulación y Derretimiento de Nieves	13
3.1.1.1. Balance de Energía	14
3.1.1.2. Cálculo del Derretimiento.....	24
3.1.1.3. Funcionamiento del Modelo con Espesores Pequeños de Manto	29
3.1.1.4. Balance de Masas.....	30
3.1.1.5. Proceso de Maduración o Metamorfosis de la Nieve.....	33
3.1.1.6. Derretimiento Efectivo	35
3.1.2. Descripción del Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía.....	37
3.1.2.1. Balance Superficial	38
3.1.2.2. Balance de Humedad del Suelo.....	38
3.1.2.3. Escorrentía Subterránea	39
3.1.2.4. Escorrentía Superficial.....	40
3.1.2.5. Escorrentía total	42
3.2. Requerimientos de Información para la Operación del Programa.....	43
3.2.1. Características Geomorfológicas de la Cuenca	43
3.2.2. Condiciones Iniciales del Manto de Nieve	46
3.2.3. Información Meteorológica Requerida	47

3.2.4.	Condiciones Iniciales de Escorrentía.....	50
3.2.5.	Parámetros del Modelo	50
3.2.6.	Estadística Fluviométrica	51
3.3.	Recopilación de Información.....	52
3.3.1.	Áreas de las Bandas de la Cuenca.....	52
3.3.2.	Orientación de las Bandas.....	52
3.3.3.	Pendientes Medias de las Bandas	54
3.3.4.	Estadística Meteorológica	54
3.3.5.	Estadística Fluviométrica	54
3.4.	Metodologías Propuestas para Predicción de Caudales.....	55
3.4.1.	Predicción de Caudales Mediante Calibración de Periodos Extensos.....	56
3.4.2.	Predicción de Caudales Mediante Clasificación de Años por Humedad	59
4.	RESULTADOS.....	71
4.1.	Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Calibración de Periodos Extensos.....	71
4.2.	Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Clasificación de Años por Humedad	74
5.	ANÁLISIS.....	77
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	88
	REFERENCIAS	91
	ANEXO A.....	93
	Cálculo de la Hora de Amanecer y Anochecer.....	94
	ANEXO B.....	95
	Tutorial del Programa.....	96
	Utilización del Programa para Síntesis de Caudales.....	96
	Utilización del Programa para Calibración.....	98
	ANEXO C	100
	Calibraciones Individuales de Años Hidrológicos	101
	ANEXO D.....	126
	Simulaciones de los años de validación.....	127
	1. Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Calibración de Periodos Extensos	127
	2. Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Clasificación de Años por Humedad.....	135

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Ubicación de la Región de Valparaíso en el mapa de Chile continental. Fuente: Google Earth.....	6
Figura 2.2. Mapa de la Región de Valparaíso que incluye la ubicación de la cuenca del río Juncal en Juncal.Fuente: Google Earth.	7
Figura 2.3. Mapa de la cuenca del río Juncal en Juncal. Fuente: Google Earth.	8
Figura 2.4. Mapa digital de la elevación de la cuenca del río Juncal en Juncal.	9
Figura 2.5. Curva hipsométrica de la cuenca del río Juncal en Juncal.	10
Figura 2.6. Distribución de las pendientes en la cuenca del río Juncal en Juncal. (Rogazi, 2015)	10
Figura 2.7. Curva de variación estacional, estación Juncal en Juncal. (CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería, 2004)	12
Figura 3.1. Diagrama con los flujos de energía que participan en el balance energético.....	15
Figura 3.2. Radiación solar sobre una superficie con pendiente y orientación.....	17
Figura 3.3. Flujos a través de los cuales existe intercambio de masa.....	30
Figura 3.4. Dos casos de profundidad del manto, uno donde el modelo considera cobertura de nieve completa del área de la banda, y otro donde la cobertura es parcial.....	36
Figura 3.5. Áreas de cada banda de la cuenca del río Juncal en Juncal. (Rogazi, 2015)	53
Figura 3.6. Distribución de orientaciones en la cuenca del río Juncal en Juncal. (Rogazi, 2015)	53
Figura 3.7. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1980-1986.	56
Figura 3.8. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1980-1986.	57
Figura 3.9. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1987-1996.	57
Figura 3.10. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1987-1996.....	58
Figura 3.11. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el gradiente de temperatura atmosférica.....	62
Figura 3.12. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el coeficiente de descarga del embalse subterráneo.....	62
Figura 3.13. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y la fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo.....	63
Figura 3.14. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el umbral bajo el cual la cobertura de nieve es parcial.....	64
Figura 3.15. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y la capacidad de retención de agua en el suelo.....	64
Figura 3.16. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la primera banda.....	65
Figura 3.17. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la segunda banda.....	66
Figura 3.18. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la tercera banda.....	66

Figura 3.19. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la cuarta banda.....	67
Figura 3.20. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el parámetro $xmde$ Muskingum.....	68
Figura 3.21. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el parámetro Km de Muskingum.....	68
Figura 4.1. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1974-1975.....	71
Figura 4.2. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1974-1975.....	72
Figura 4.3. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1991-1992.....	72
Figura 4.4. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1991-1992.....	73
Figura 4.5. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1974-1975.....	74
Figura 4.6. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1974-1975.....	74
Figura 4.7. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.....	75
Figura 4.8. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.....	75
Figura 5.1. Error porcentual promedio en primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación de los dos métodos propuestos y en las calibraciones.	77
Figura 5.2. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1997-1998.....	78
Figura 5.3. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1997-1998.....	78
Figura 5.4. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 2008-2009.....	79
Figura 5.5. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.....	79
Figura 5.6. Caudal medio diario medido en el periodo 1987-1988.....	80

Figura 5.7. Error porcentual promedio en primavera y verano entre caudales medios diarios medidos y simulados en las calibraciones de años individuales de los 8 años seleccionados, junto con el promedio de temperaturas máximas diarias en primavera.	81
Figura 5.8. Gráfico de caudales medios diarios medidos y simulados, junto con la temperatura máxima diaria para el periodo 1990-1991.	82
Figura 5.9. Gráfico de caudales medios diarios medidos y simulados, junto con la temperatura máxima diaria para el periodo 1991-1992.	82
Figura 5.10. Gráfico de caudales medios diarios medidos y simulados, junto con el espesor simulado del manto para el periodo 1989-1990.	84
Figura 5.11. Error porcentual promedio en primavera y verano entre caudales medios diarios medidos y simulados en las calibraciones de los 8 años seleccionados, junto con la precipitación anual de cada año.	84
Figura 5.12. Error porcentual promedio en primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del método de calibración de periodos extensos.	86
Figura 5.13. Error porcentual promedio en primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del método de clasificación de años por humedad.	86

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Distribución del área de la cuenca del río Juncal en Juncal.....	9
Tabla 2. Caudales medios mensuales para distintas probabilidades de excedencia en la estación Juncal en Juncal. (CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería, 2004).....	11
Tabla 3. Distribución del factor <i>prop</i> a lo largo del día.....	47
Tabla 4. Distribución del factor <i>proh</i> a lo largo del día.....	49
Tabla 5. Resumen de los parámetros del modelo.....	50
Tabla 6. Propiedades de las bandas de la cuenca. (Rogazi, 2015).....	52
Tabla 7. Porcentaje del área de cada banda en cada orientación. (Rogazi, 2015)	52
Tabla 8. Pendiente media de cada banda. (Rogazi, 2015).....	54
Tabla 9. Años seleccionados para validación y sus precipitaciones anuales en la estación Lagunitas.	55
Tabla 10. Resultados de las calibraciones de los periodos 1980-1986 y 1987-1996.....	58
Tabla 11. Valores de parámetros asignados mediante método de calibración de periodos extensos.....	59
Tabla 12. Valores de los parámetros del modelo obtenidos en las calibraciones individuales de años hidrológicos.....	60
Tabla 13. Precipitación acumulada hasta agosto en los años hidrológicos utilizados en las calibraciones.....	61
Tabla 14. Criterios para asignar valores a los parámetros del modelo.	69
Tabla 15. Precipitación acumulada hasta agosto en los años hidrológicos de validación.....	70
Tabla 16. Valores de parámetros asignados mediante método de predicción de caudales por clasificación de años por humedad.	70
Tabla 17. Errores porcentuales promedio para las estaciones de primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del primer método propuesto.	73
Tabla 18. Errores porcentuales promedio para las estaciones de primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del segundo método propuesto.	76
Tabla 19. Promedio del valor absoluto de los errores porcentuales de cada método en primavera y verano.	87

INTRODUCCIÓN

El agua que precipita y se acumula en forma de un manto de nieve o hielo sobre el suelo durante el periodo de invierno corresponde a una reserva natural de agua. Luego, en las estaciones de primavera y verano aquella nieve o hielo se derrite y comienza a formar parte de la escorrentía presente en la cuenca. Las aguas que participan de la escorrentía de una cuenca generalmente se utilizan en actividades de distinta índole, con fines agrícolas, industriales, generación de energía eléctrica o de consumo, entre otros, por lo que es necesario caracterizar dicha cuenca en términos de su comportamiento hidrológico y de esa manera compatibilizar las distintas actividades presentes en ella. En ese contexto, resulta de gran ayuda la predicción de caudales producto del deshielo en cuencas que tienen una componente nival significativa en su régimen fluviométrico.

El presente trabajo utiliza un modelo de síntesis de escorrentía y lo aplica en la cuenca del río Juncal ubicada en la zona cordillerana de la región de Valparaíso, Chile. Este Modelo de Síntesis de Escorrentía está constituido por dos sub-modelos, el primero de ellos simula los procesos de deshielo en el manto de nieve y fue creado por Stowhas (1975), mientras que el segundo sub-modelo simula el escurrimiento del agua por la cuenca y fue agregado por Migueles (1994).

Tradicionalmente este Modelo de Síntesis de Escorrentía se ha utilizado en otros trabajos para simular los procesos de escorrentía ocurridos en el pasado (Rogazi, 2015), lo que resulta de gran utilidad en síntesis de estadística en cuencas no controladas. Sin embargo, en esta ocasión se utiliza el modelo con fines de pronóstico de caudales. Para ello, el modelo es aplicado en su versión clásica, que divide al manto de nieve en una capa activa y una capa pasiva, y se proponen dos metodologías para pronosticar caudales. Tales metodologías son sometidas a validación y se analizan sus resultados.

La manera en que está organizado este trabajo es la siguiente: en primer lugar, en el capítulo 1 se realiza una revisión bibliográfica en donde se mencionan algunos trabajos realizados con el Modelo de Síntesis de Escorrentía. En seguida, en el capítulo 2 se presenta una descripción de la cuenca del río Juncal en Juncal (zona de estudio). Luego, en el capítulo 3 se presenta la metodología utilizada en este trabajo, donde se describe en detalle el modelo, sus requerimientos de información y se presentan los métodos propuestos para la predicción de caudales. A continuación, en el capítulo 4 se presentan los resultados de las validaciones para los métodos de predicción propuestos. Posteriormente, en el capítulo 5 se realiza un análisis de los resultados de las calibraciones y de las validaciones. Finalmente, en el capítulo 6 se concluye respecto al trabajo realizado y se proponen posibles investigaciones futuras.

OBJETIVOS

Objetivos Generales

- Proponer metodologías para la predicción de caudales medios diarios mediante la utilización de un Modelo de Síntesis de Escorrentía.
- Validar los métodos propuestos y evaluar su efectividad.

Objetivos Específicos

- Crear un programa que permita utilizar el Modelo de Síntesis de Escorrentía para periodos de simulación más extensos (más de dos años), de una manera más fácil y amigable para el usuario.
- Lograr que el modelo pueda derretir todo el manto de nieve disponible, a diferencia de las versiones anteriores en las que se fija un límite inferior bajo el cual el modelo no derrite nieve, supuesto que carece de sentido físico.
- Permitir que el modelo comience la simulación de un año hidrológico sin presencia de nieve en la cuenca (cuenca seca), ya que en versiones anteriores se debe imponer un valor inicial de profundidad del manto de nieve.
- Estudiar si existe una relación entre los valores adoptados por los parámetros del modelo en la simulación de un año hidrológico y la precipitación total caída en dicho año.

1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

A continuación, se presenta una revisión bibliográfica sobre aquellos trabajos relacionados con el Modelo de Síntesis de Escorrentía.

La primera parte del modelo fue creada por Stowhas (1975) en la Universidad de California, Davis, en su trabajo «*Simulation of Energy Budget and Melting Processes in Snowpack Systems under Data Constraints*». Esta parte del modelo contempla la simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve, junto con la evolución de las propiedades del manto de nieve a medida que se desarrollan estos procesos. Desde el punto de vista de la síntesis de caudales, el resultado final de este submodelo corresponde al derretimiento de nieve por área unitaria del manto en diferentes orientaciones: Norte, Sur, Este y Oeste.

Luego de esto, numerosos trabajos se han realizado utilizando el modelo creado por Stowhas. Uno de estos trabajos corresponde al realizado por Luna (1981), titulado: «*Método para Determinación de la Tasa de Derretimiento Máxima Probable en un Manto de Nieve*», cuyo objetivo fue encontrar un derretimiento maximizado mediante la maximización de las variables meteorológicas involucradas y las condiciones iniciales impuestas en un manto de nieve, para ello, se utilizó la información meteorológica registrada por la estación Lagunitas ubicada en la cuenca del río Blanco, en la cordillera de Los Andes. Luna trabajó con información meteorológica del periodo de deshielo, más específicamente, entre inicios de noviembre y mediados de diciembre de 1974. En definitiva Luna concluyó que su trabajo califica como exitoso, ya que como primer intento, permitió diseñar un método versátil que maximiza el derretimiento en una cuenca cualquiera.

Otro de los trabajos relacionados con el Modelo de Síntesis de Escorrentía corresponde al realizado por Migueles (1994): «*Síntesis de Caudales Diarios en Cuencas Pluvionivales*». En este trabajo se creó la segunda parte del Modelo de Síntesis de Escorrentía, que toma los resultados de derretimiento del primer submodelo y la precipitación caída en zonas sin cobertura de nieve para simular la escorrentía de la cuenca. Este segundo submodelo realiza un balance de humedad en el suelo y luego simula los escurrimientos subterráneo y superficial hasta el punto de control de la cuenca. De esta manera, se puede obtener el caudal medio diario en cada día de simulación. En su trabajo, Migueles aplicó el Modelo de Síntesis de Escorrentía a las cuencas Aconcagua en Chacabucito y Maipo en El Manzano; en ambos casos tomó un año hidrológico para realizar una calibración (año hidrológico 1986-1987 para Aconcagua en Chacabucito y 1982-1983 para Maipo en El Manzano) y otro año hidrológico para validación (año hidrológico 1984-1985 para Aconcagua en Chacabucito y 1978-1979 para Maipo en El Manzano). Migueles concluyó sobre la importancia de una adecuada discretización de la cuenca en bandas para el buen funcionamiento del modelo, además, él consideró que el modelo simula de forma aceptable el volumen de agua escurrido en las cuencas modeladas; finalmente, Migueles consideró que la estructura de funcionamiento del modelo y el formato en que se le ingresa la información requerida, lo transforman en una alternativa viable como base de un modelo de pronóstico de escorrentía media diaria, en base a condiciones meteorológicas esperadas.

Luego, se encuentra el trabajo «*Simulación de un Manto de Nieve, Mediante un Modelo de Multicapas*» (Silva, 2000), en el que se simuló un año hidrológico con el Modelo de Síntesis de Escorrentía. Sin embargo, en este trabajo se consideró un manto de múltiples capas, correspondientes a cada una de las tormentas de nieve ocurridas durante el periodo de simulación; cada una de estas tormentas poseía características propias, y por lo tanto, la nieve que aportaron al manto fue distinta en cada tormenta. De esta forma, se modeló la evolución del manto través de procesos como precipitación, maduración y metamorfosis de la nieve en cada capa correspondiente a cada tormenta. En el trabajo de Silva, se agregó que la consideración de múltiples capas permite determinar la inestabilidad mecánica del manto de nieve a través de ciertas relaciones de fuerza, cohesión, y pendiente, entre otras; pudiéndose predecir fallas estructurales en el manto, que bajo ciertas circunstancias, se traducirían en avalanchas, lo que resulta útil para determinar zonas con mayor probabilidad de ocurrencia de estos fenómenos. Silva concluyó que el modelo de multicapas permite una buena aproximación al comportamiento real del manto y que queda un campo abierto para extender la aplicación del modelo al análisis estructural del mismo.

Posteriormente, Rojas (2005) realizó un trabajo titulado: «*Modelación del Sistema de Drenaje de la Mina El Teniente*». En su trabajo, Rojas formuló un modelo hidrológico para la cuenca en la que se ubica la mina El Teniente, todo esto con el objetivo de realizar una evaluación precisa de los caudales de deshielo que penetran hacia el material fracturado sobreyacente del yacimiento. Este modelo fue creado mediante el Modelo de Síntesis de Escorrentía y su motivación fue a causa del interés de aumentar la lixiviación de cobre in-situ en la mina.

Luego, dado que uno de los resultados intermedios del modelo corresponde a la evapo-sublimación presente en el manto de nieve, se realizó el trabajo «*Estimación de Pérdidas por Evapo-Sublimación en Cuencas Nivales*» (Maluk, 2009). En este trabajo se realizaron modelaciones en dos cuencas utilizando el Modelo de Síntesis de Escorrentía; tales cuencas corresponden a la cuenca Los Leones utilizando la estación meteorológica Lagunitas, y a la cuenca Cavidad El Teniente utilizando la información de la estación meteorológica Sewell. Una vez realizadas las modelaciones, se presentaron valores de evapo-sublimación totales a escala mensual y por altura, además de realizar análisis enfocados a determinar el comportamiento espacial y temporal de los flujos de vapor.

En 2013 se realizó el trabajo «*Influencia de la Temperatura de la Lluvia en el Derretimiento de un Manto de Nieve*» (Pérez, 2013); en él, Pérez utilizó un año hidrológico con información meteorológica de la estación Lagunitas, en la cuenca del río Los Leones. Se seleccionaron días de precipitación que abarcaran la mayor cantidad de casos posibles en términos de magnitud de la precipitación y estado del manto, luego, para cada escenario se realizaron al menos 3 simulaciones variando la temperatura de precipitación. Es importante mencionar que en este trabajo no se utilizó el modelo de multicapas de Silva, sino que se utilizó la versión del modelo de Migueles, el cual contempla solo las capas activa y pasiva en el manto. Esto se ve con más detalle más adelante.

El trabajo más reciente realizado mediante la utilización del Modelo de Síntesis de Escorrentía corresponde al trabajo «*Síntesis de Derretimientos Mediante un Modelo Diario y Obtención de las Curvas I-D-F para la Cuenca del Río Juncal*» (Rogazi, 2015). En su trabajo, Rogazi aplica el modelo a la cuenca del río Juncal en Juncal y realiza calibraciones con los

caudales medios diarios de 28 años hidrológicos, para ello contó con las mediciones de caudales medios diarios de la estación Río Juncal en Juncal de la DGA y con mediciones meteorológicas de la estación Lagunitas. A partir de las calibraciones realizadas, Rogazi obtuvo los derretimientos en el manto de nieve, luego, mediante un análisis de frecuencia obtuvo las curvas I-D-F para los derretimientos. Cabe mencionar que en este trabajo tampoco se utilizó el modelo de multicapas de Silva, sino que se utilizó la versión del modelo de dos capas de Migueles.

Por último, se destaca que para el desarrollo de la presente memoria, los trabajos más relevantes, y que corresponden a la base sobre la cual se trabajó, son los de Luna (1981) por su detallada descripción del submodelo de simulación de los procesos de acumulación y derretimiento de nieve, Migueles (1994) por la descripción del segundo submodelo de transformación del derretimiento en escorrentía y Rogazi (2015) por su aplicación del modelo a la cuenca del río Juncal.

2. DESCRIPCIÓN DE ZONA DE ESTUDIO

2.1. Ubicación y Descripción Morfológica

La zona de estudio corresponde a la cuenca del río Juncal en Juncal, que se ubica en la provincia de Los Andes, V región de Valparaíso, Chile. El río Juncal es un afluente del río Aconcagua y está ubicado en la zona cordillerana; donde nace la cuenca del río Aconcagua. A continuación, se presenta la Figura 2.1, Figura 2.2, y Figura 2.3, en las que se puede ver la ubicación de la cuenca.



*Figura 2.1. Ubicación de la Región de Valparaíso en el mapa de Chile continental.
Fuente: Google Earth.*

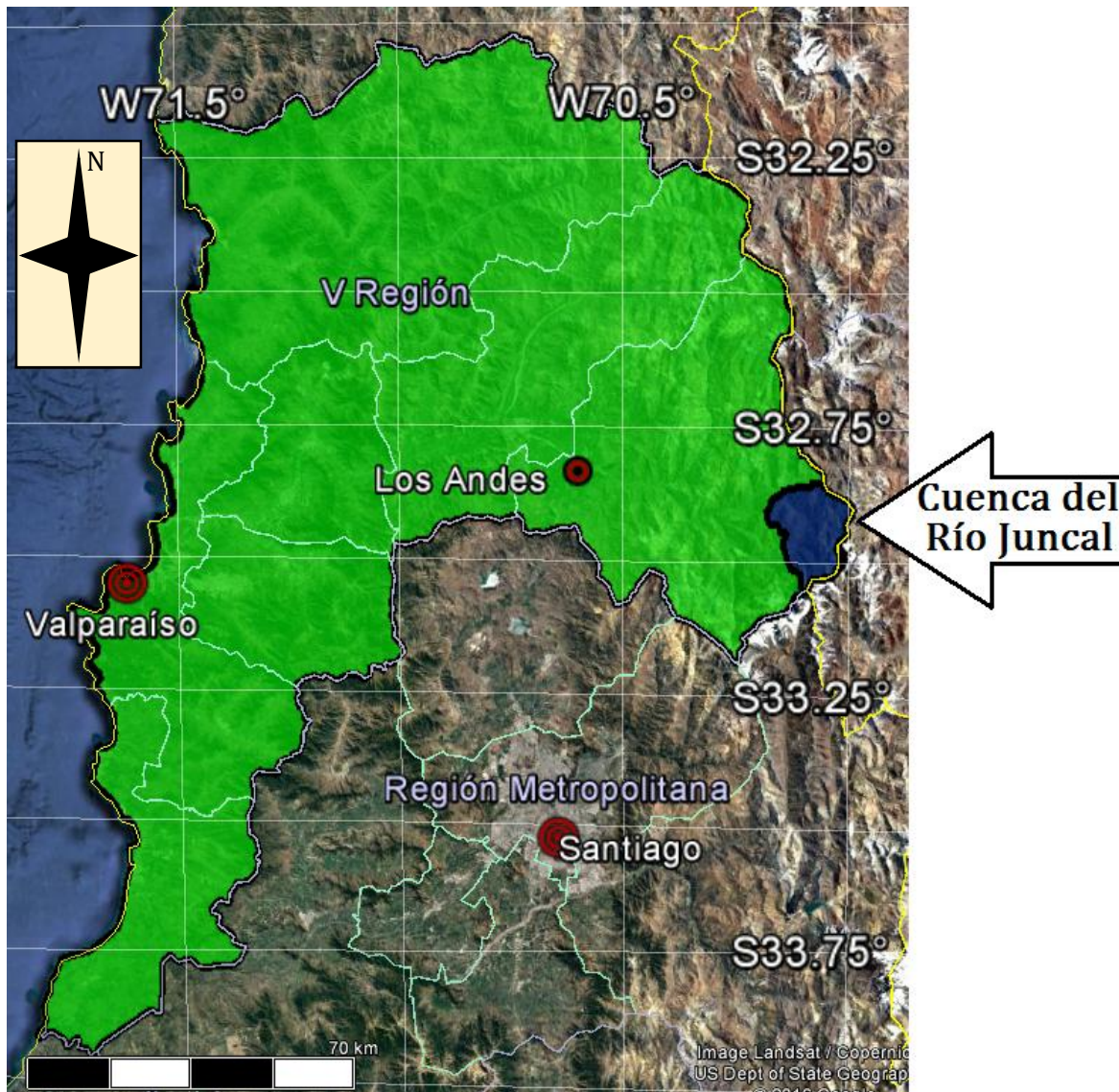


Figura 2.2. Mapa de la Región de Valparaíso que incluye la ubicación de la cuenca del río Juncal en Juncal. Fuente: Google Earth.

Las coordenadas aproximadas de la cuenca son 33°S 70,1°O, lo que corresponde a una zona inmersa en la cordillera de Los Andes, cercana a la frontera entre Chile y Argentina. La cuenca tiene un área total de 254 [km²] y se extiende desde los 5799 [m.s.n.m.] en su punto más alto, hasta su punto de drenaje ubicado a 2234 [m.s.n.m.]

Como se puede ver en la Figura 2.3, el punto de drenaje de la cuenca está monitoreado por la estación fluviométrica Río Juncal en Juncal (32,87°S 70,15°O), de la Dirección General de Aguas; a unos 12 [km] del pueblo Guardia Vieja e inmediatamente aguas arriba de la confluencia de los ríos Juncal y Juncalillo.

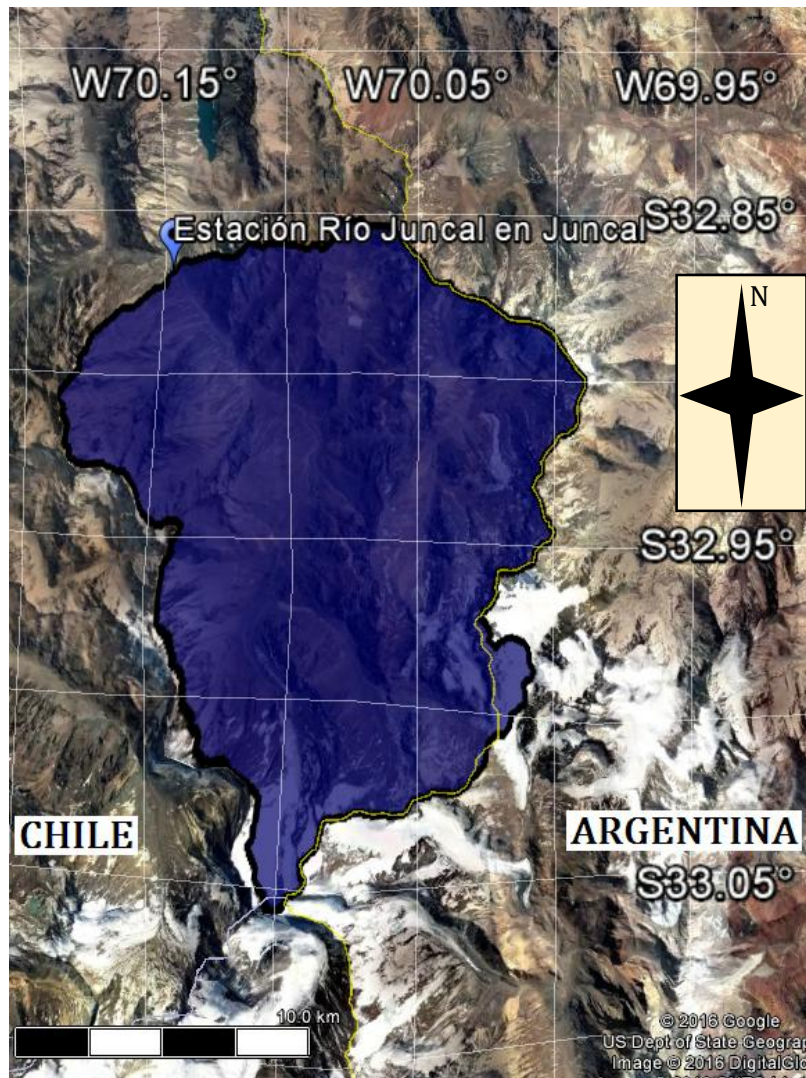


*Figura 2.3. Mapa de la cuenca del río Juncal en Juncal.
Fuente: Google Earth.*

Respecto a la distribución de las alturas en la cuenca, en la Figura 2.4 se muestra un mapa digital elaborado mediante programas computacionales. Adicionalmente, en la Tabla 1 y en la Figura 2.5 se puede ver la curva hipsométrica de la cuenca; en ella se aprecia que la cuenca no posee una pendiente escarpada, lo que favorece a la utilización del Modelo de Síntesis de Escorrentía debido a que es esperable que las avalanchas no sean recurrentes en la zona.

Reforzando la idea de una cuenca con pendiente suave, en la Figura 2.6 se puede apreciar que en la cuenca predominan pendientes que se encuentra por debajo de los 35,64°.

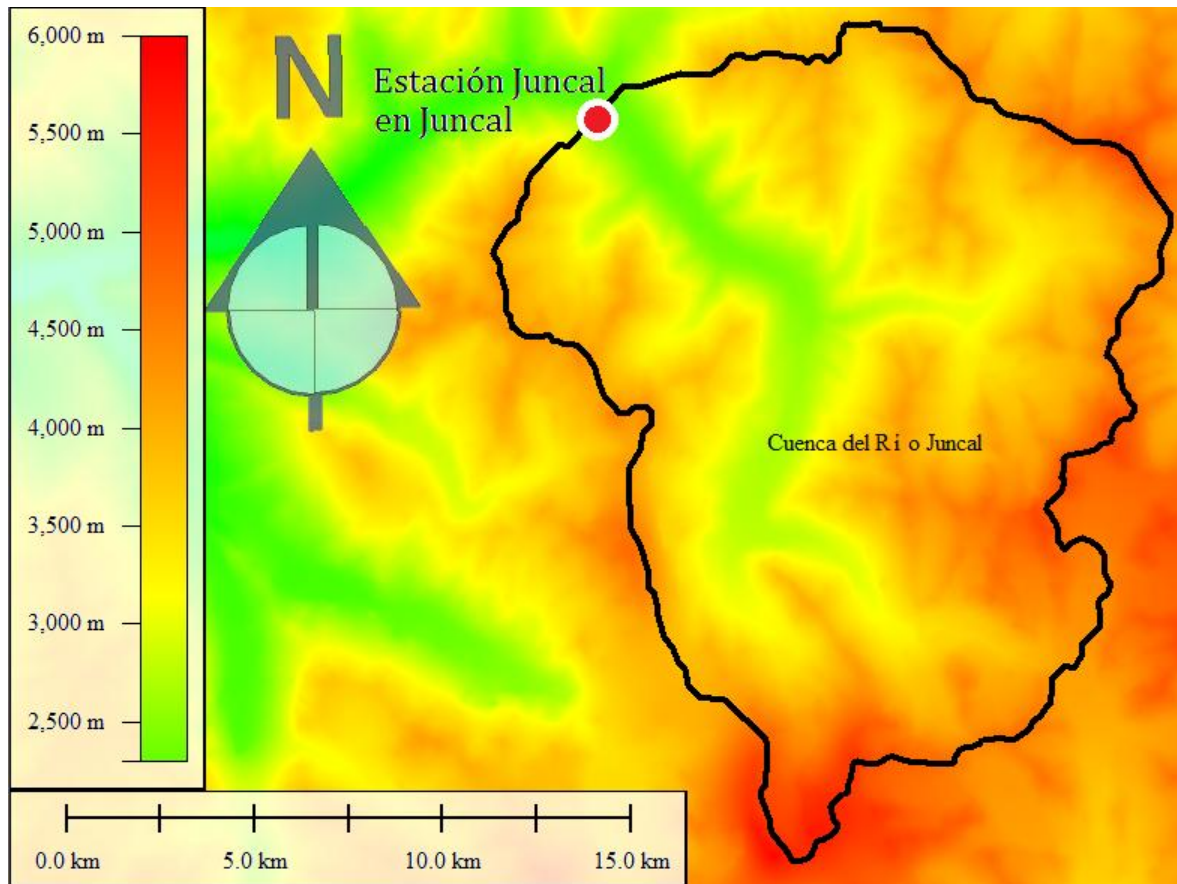


Figura 2.4. Mapa digital de la elevación de la cuenca del río Juncal en Juncal.

Tabla 1. Distribución del área de la cuenca del río Juncal en Juncal.

Cota [m.s.n.m.]	Área bajo la cota [km ²]	Área bajo la cota [%]
2234	0,0	0,00
2590	10,4	4,10
2947	34,4	13,53
3303	73,5	28,93
3660	126,2	49,68
4016	184,3	72,56
4373	223,3	87,89
4730	241,9	95,23
5086	249,6	98,26
5443	253,1	99,63
5799	254,0	100,00

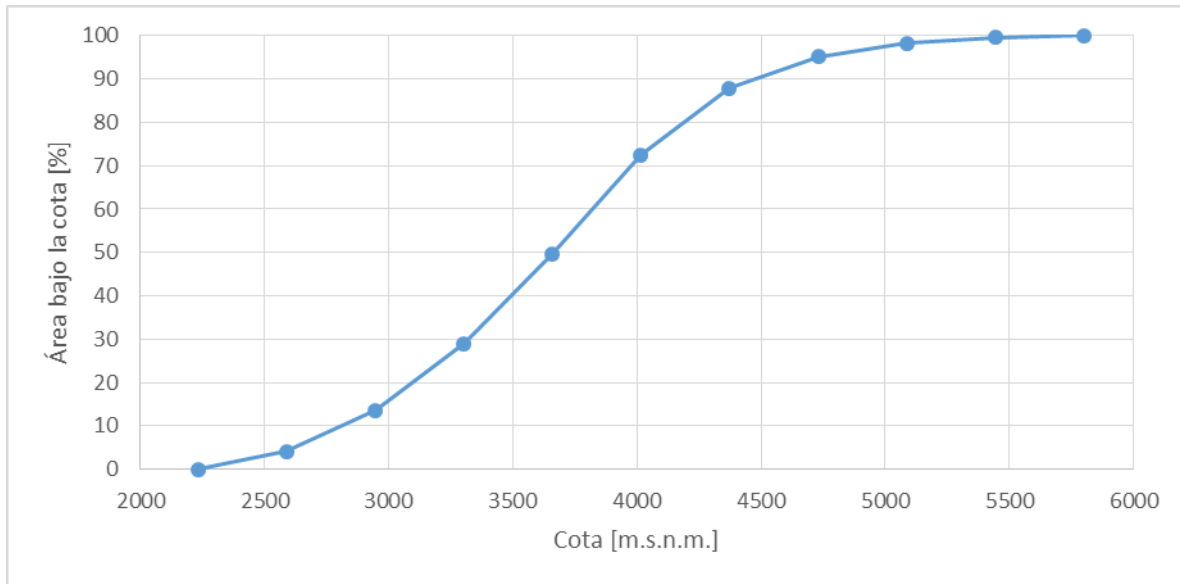


Figura 2.5. Curva hipsométrica de la cuenca del río Juncal en Juncal.

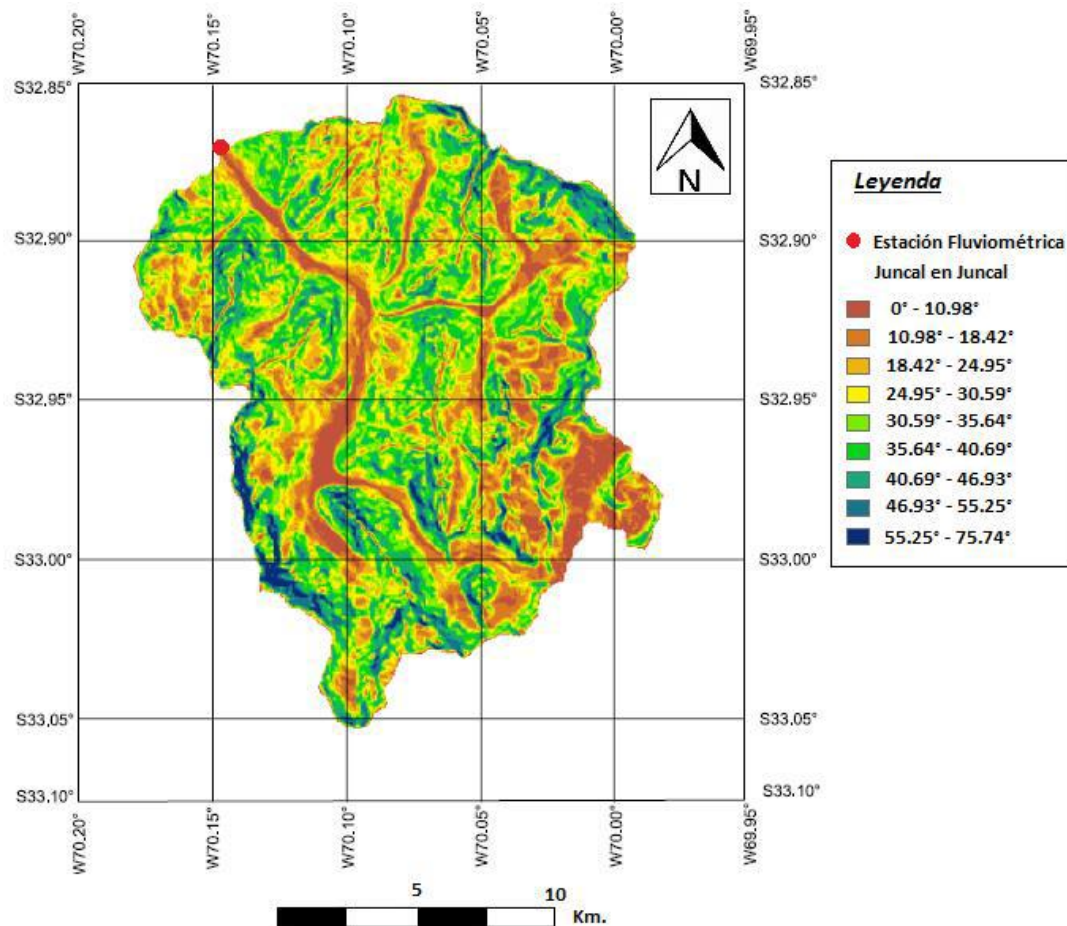


Figura 2.6. Distribución de las pendientes en la cuenca del río Juncal en Juncal. (Rogazi, 2015)

2.2. Clima

En la zona central de Chile, entre las latitudes 30°S y 40°S, predomina un clima Templado Mediterráneo, caracterizado por un periodo invernal húmedo y un periodo estival seco de larga duración; dado que la cuenca del río Aconcagua está ubicada en esta zona, ésta posee mayoritariamente un clima Templado Mediterráneo. Sin embargo, debido a que la cuenca del río Juncal está ubicada en la zona cordillerana, en ésta predomina un clima de Frío en Altura, el cual se presenta en Los Andes a altitudes por sobre los 3000 [m.s.n.m.]. El régimen de clima Frío en Altura se caracteriza por bajas temperaturas y precipitaciones sólidas, lo que permite la acumulación de nieve.

2.3. Precipitaciones

En esta zona se presentan las mayores precipitaciones en los meses de junio, julio y agosto, provocando la acumulación de nieve en la parte alta de la cuenca que luego forma parte del proceso de derretimiento que comienza en el mes de octubre.

2.4. Comportamiento Fluvial

En la Figura 2.7 y en la Tabla 2 se puede ver la curva de variación estacional extraída del trabajo de la DGA: «Investigación de Nieves y Escorrentía de Deshielo en la Cuenca alta del río Aconcagua. Aplicación de Modelos de Simulación Nival y de Pronóstico de Volúmenes de Deshielo», y cuya fuente original corresponde al trabajo de CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería. Se ve que la cuenca posee un marcado comportamiento nival, esto se debe al clima de Frío en Altura que fue mencionado anteriormente, y que propicia el acumulamiento de nieve en las zonas altas de la cuenca que luego al derretirse genera un aumento en el caudal del río entre los meses de octubre y abril. Como se verá más adelante, este carácter nival de la cuenca es fundamental para la utilización del Modelo de Síntesis de Escorrentía.

Tabla 2. Caudales medios mensuales para distintas probabilidades de excedencia en la estación Juncal en Juncal. (CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería, 2004)

Pex [%]	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar
5	6,27	4,24	3,28	2,86	2,58	2,80	6,12	10,72	18,58	24,28	17,42	10,66
10	5,77	3,87	2,91	2,66	2,36	2,60	5,48	10,13	16,48	19,90	14,78	9,59
20	5,19	3,45	2,55	2,43	2,14	2,41	4,81	9,41	14,29	15,95	12,32	8,47
50	4,17	2,77	2,06	2,02	1,85	2,10	3,81	8,05	10,98	11,17	9,18	6,78
85	3,12	2,10	1,70	1,59	1,64	1,84	2,91	6,36	8,04	8,19	7,05	5,28
95	2,60	1,77	1,56	1,37	1,56	1,71	2,50	5,38	6,71	7,25	6,33	4,60
Distribución	G2	L3	L3	G2	L3	G	G	N	G	L3	L3	L3

donde las distribuciones se muestran con las siguientes abreviaturas:

N: Normal.

G2: Gamma 2 parámetros.

G: Gumbel o de Valores Extremos Tipo I.

L3: Log-Normal 3 parámetros.

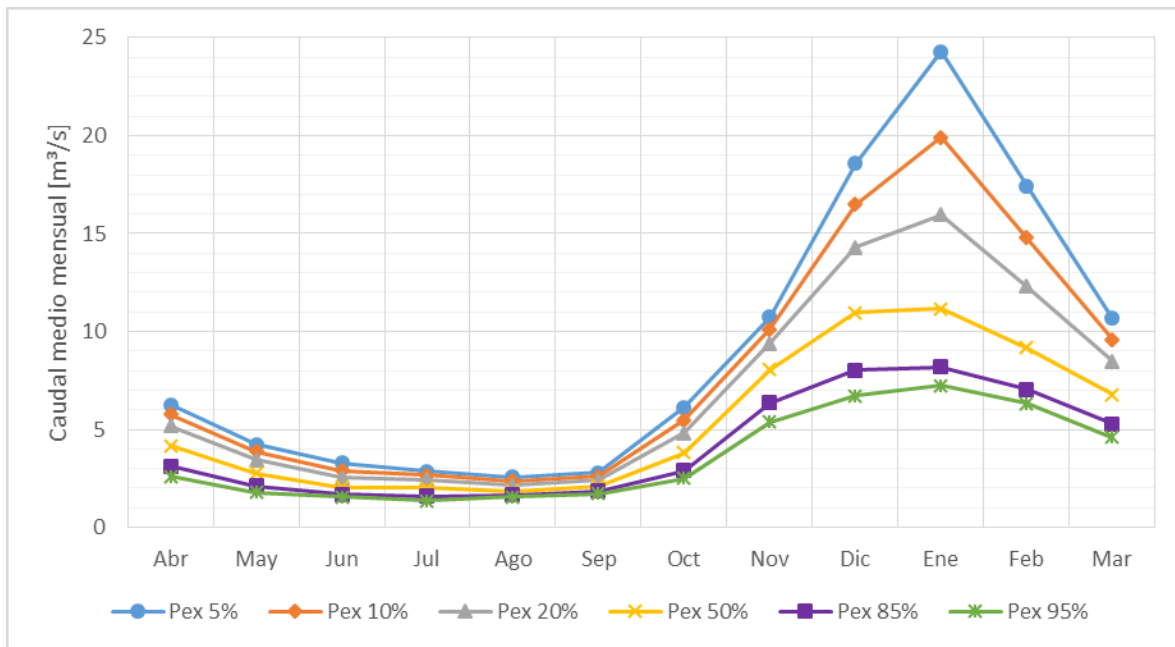


Figura 2.7. Curva de variación estacional, estación Juncal en Juncal. (CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería, 2004)

3. METODOLOGÍA

3.1. 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 nivo-pluvial y se constituye por dos submodelos: Submodelo de Simulación de los Procesos de Acumulación y Derretimiento de Nieves (Stowhas, 1975), y Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía (Miguel, 1994). El primero realiza una simulación del derretimiento de la nieve acumulada en la cuenca a través de un balance energético en la superficie de la nieve, luego aplica un balance másico en el manto. El segundo toma los resultados del primer submodelo (altura de agua producto del derretimiento de nieve en un área unitaria de manto) y realiza balances de escurrimiento subterráneo y superficial para poder determinar el valor de caudal presente en el río.

3.1.1. Descripción del Submodelo de Simulación de los Procesos de Acumulación y Derretimiento de Nieves

Este submodelo simula los procesos de acumulación, metamorfosis, ablación y derretimiento de un manto de nieve a nivel horario.

Para el cálculo, el submodelo requiere como información de entrada el día del año en el que se realiza la simulación, la temperatura y la humedad relativa del aire sobre el manto, la precipitación existente en el periodo de simulación (en el caso de esta memoria, el periodo de simulación utilizado corresponde a 1 hora), la velocidad del viento sobre el manto, el coeficiente de nubosidad presente y la fracción de horas de Sol de dicho 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 del ambiente sobre el manto, radiación de onda larga del manto de nieve, 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 realiza 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 estos balances, 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.

3.1.1.1. 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:

$$R_n(T_0) + Q_H(T_0) + Q_L(T_0) + S(T_0) = 0 \quad (1)$$

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 3.1 se pueden ver los flujos de energía considerados para el balance energético. Estos flujos de energía se muestran entrando a la interfase aire-nieve, por lo tanto, sus signos serán positivos en el balance energético. La conducción de calor al interior del manto corresponde al flujo de calor que deja la interfase aire-nieve y penetra en el manto de nieve. Este flujo de calor es el que eventualmente producirá derretimiento de nieve, siempre que éste vaya en el sentido contrario al mostrado en la Figura 3.1, es decir, desde la interfase aire-nieve al manto.

En la Figura 3.1 además se muestran la capa activa y pasiva, esto debido a que el modelo considera dos capas en el manto: una que participa del balance energético y del balance másico (capa activa), y otra que solo participa del balance másico (capa pasiva).

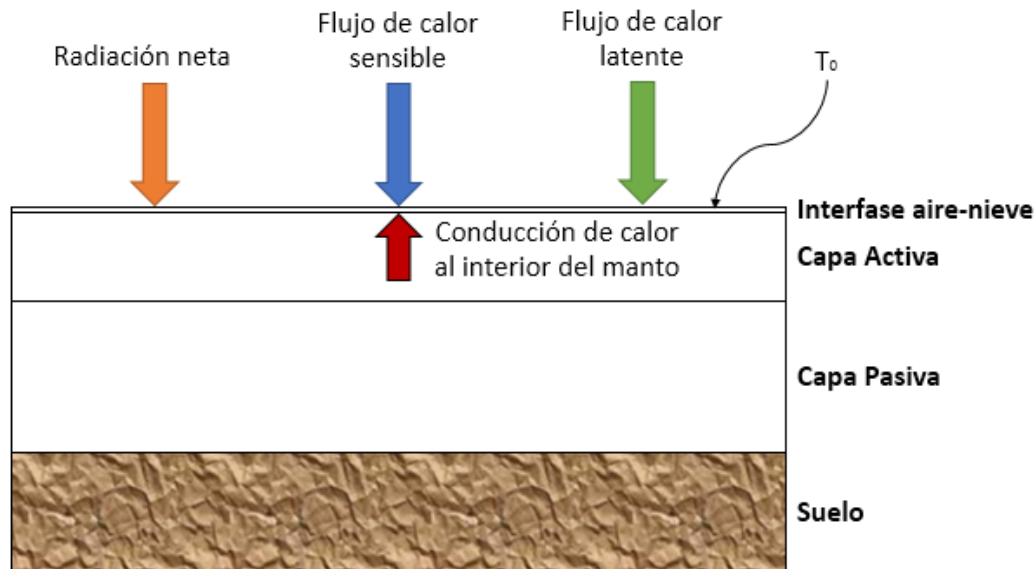


Figura 3.1. Diagrama con los flujos de energía que participan en el balance energético.

Para la resolución de la ecuación (1) se toma un rango de valores posibles para T_0 entre $-30\text{ [}^{\circ}\text{C]}$ y $25\text{ [}^{\circ}\text{C]}$ * 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 cumpliera la ecuación (1) fuera mayor a $0\text{ [}^{\circ}\text{C]}$ (situación sin sentido físico) el método fijará el valor de T_0 en $0\text{ [}^{\circ}\text{C]}$ y se aplicará automáticamente la siguiente ecuación:

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

donde H_{ex} es un exceso de energía disponible para el derretimiento.

Luego, para poder evaluar el balance energético, es necesario tener expresiones para calcular cada uno de los términos.

Cálculo de la Radiación Neta

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

$$R_n = R_{OC} + R_{OL} \quad (3)$$

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].

* Este intervalo de temperaturas contiene el rango de variación de temperaturas de la zona de estudio.

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:

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

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:

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

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:

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

donde:

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

τ : Función dependiente de la transmisibilidad del aire.

α : Función dependiente de la nubosidad.

$\bar{d}$: 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:

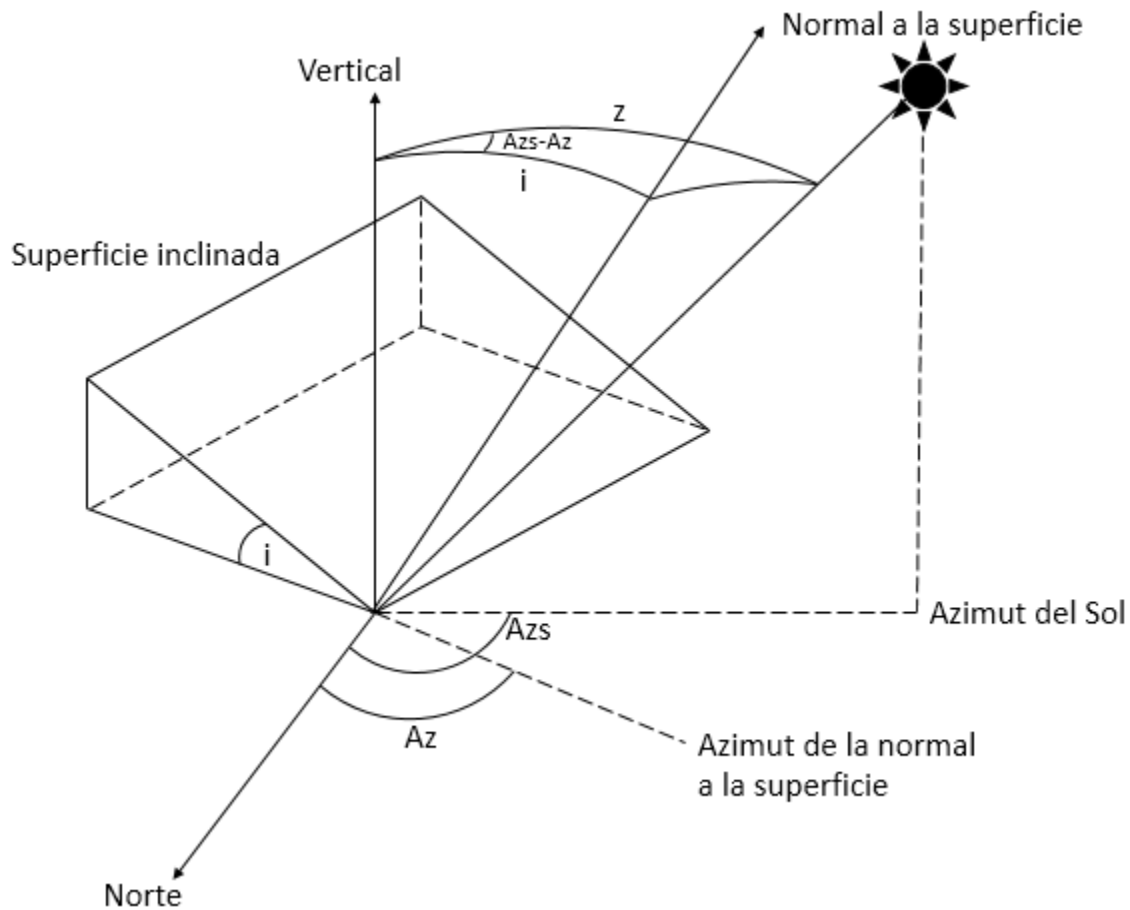


Figura 3.2. Radiación solar sobre una superficie con pendiente y orientación.

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 $s = 1,95 \text{ [Ly/min]}$.

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

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

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:

$$z_0 = \phi - \delta \quad (8)$$

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:

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

donde:

α_T : Inclínación 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:

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

donde:

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 cálculo se utiliza la siguiente ecuación:

$$v = M + 0,0333988 \sin(M) + 0,0003486 \sin(2M) + 0,0000050 \sin(3M) \quad (11)$$

donde M corresponde a la anomalía media.

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

$$M = C \frac{ID - \tau_p}{365} \quad (12)$$

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:

$$\cos(z_s) = \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \cos(h) \quad (13)$$

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

$$h = 15 \text{ HR} - 180^\circ \quad (14)$$

donde:

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

El azimut del Sol se calcula mediante la expresión:

$$\sin(A_{zs}) = \frac{\cos(\delta) \sin(h)}{\sin(z_s)} \quad (15)$$

Es importante mencionar que el modelo considera el aporte de radiación solar solo en la ventana de tiempo comprendida entre la salida y la puesta del Sol. Además, de acuerdo a la orientación y a la pendiente de la superficie del manto de nieve, el modelo solo considera aporte de radiación solar en los casos en que el ángulo de incidencia de la radiación es menor o igual a 90° , de lo contrario, físicamente la superficie no estaría recibiendo luz solar directa.

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

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

donde:

ρ_n : Densidad relativa de la nieve recién caída con respecto a la densidad del agua.

ρ_a : 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.

ρ_{agua} : Densidad del agua, 1 [g/cm³].

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 éste) y la radiación de onda larga emitida (radiación emitida por el manto de nieve). Para el cálculo de esta radiación, se utiliza la Ley de Stefan-Boltzmann considerando la emisividad y temperatura correspondiente:

$$R_{SB} = \varepsilon_{SB} \sigma T^4 \quad (17)$$

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 $8,126 \cdot 10^{-11} \left[\frac{\text{Ly}}{\text{min} \cdot \text{K}^4} \right]$.

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:

$$R_{OLE} = \varepsilon_{nieve} \sigma T_0^4 \quad (18)$$

donde:

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

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

Por otra parte, para el cálculo de la radiación de onda larga incidente, la ecuación (17) es utilizada con la temperatura del aire a 1,5 [m] de altura sobre el manto y la emisividad del aire:

$$R_{OLI} = \varepsilon_{aire} \sigma T_{aire}^4 \quad (19)$$

La emisividad del aire se obtiene a través de la siguiente expresión que requiere de la presión de vapor del aire:

$$\varepsilon_{aire} = 0,605 + 0,048 \sqrt{e} \quad (20)$$

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

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

donde:

N : Nubosidad en tanto por uno.

El término $(1 - K N)$ corresponde a una corrección que considera la nubosidad presente.

La nubosidad y el factor que depende del tipo de nubes (N y K , respectivamente) son considerados como datos de entrada y disponibles en la estadística meteorológica. En caso de

no poseer información sobre la nubosidad, ésta se estima utilizando la fracción de horas de Sol, la que corresponde a la razón entre las horas en que brilla el Sol sin ser tapado por las nubes y las horas de luz desde la salida hasta la puesta de Sol. La ecuación utilizada para estimar la nubosidad es:

$$N = 1 - H_{Sol} \quad (22)$$

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.

$$\tau_t = \mu \frac{du}{dz} \quad (23)$$

$$Q_H = \rho_{aire} c_p \kappa_t \frac{dT_{aire}}{dz} \quad (24)$$

$$Q_L = \rho_{aire} L k \frac{dq_{aire}}{dz} \quad (25)$$

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 $[cal/g \text{ } ^\circ C]$.
- κ_t : Difusividad calórica del aire, considerada igual a 0,21 $[cm^2/s]$.
- T_{aire} : Temperatura del aire, $[^\circ C]$.
- 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 (24) y (25) son utilizadas por el modelo en su forma de diferencias finitas:

$$Q_H = \rho_{aire} c_p \kappa_t \frac{T_{ref} - T_0}{z_{ref} - z_{sup}} \quad (26)$$

$$Q_L = \rho_{aire} L k \frac{q_{ref} - q_0}{z_{ref} - z_{sup}} \quad (27)$$

donde:

- T_{ref} : Temperatura del aire a una altura de referencia z_{ref} sobre el manto de 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, supuesta nula.
 q_{ref} : Humedad específica del aire en la altura z_{ref} , adimensional.
 q_0 : Humedad específica en la interfase aire-nieve, adimensional.

La densidad del aire se calcula utilizando la ley de los gases ideales.

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

$$R_i = \frac{g}{T_{ref}} \frac{(T_{ref} - T_0)}{(u_{ref} - u_0)^2} (z_{ref} - z_{sup}) \quad (28)$$

donde:

- u_{ref} : Velocidad del viento en z_{ref} , [cm/s].
 u_0 : Velocidad del viento en la interfase aire-nieve, supuesta 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 una atmósfera no laminar (es decir, $R_i \leq 1$), son utilizadas las ecuaciones de intercambio turbulento:

$$\tau_t = \rho_{aire} K_M \frac{du}{dz} \quad (29)$$

$$Q_H = \rho_{aire} c_p K_H \frac{dT}{dz} \quad (30)$$

$$Q_L = \rho_{aire} L K_W \frac{dq}{dz} \quad (31)$$

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 (32), que es válido solamente para condiciones de atmósfera neutra.

$$u = \frac{\sqrt{\tau_t / \rho_{aire}}}{\kappa} \ln \left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}} \right) \quad (32)$$

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 (32) un factor de corrección ϕ_M propuesto por Morgan et al (1971), que está en función del número de Richardson:

$$u = \frac{\sqrt{\tau_t / \rho_{aire}}}{\kappa} \ln \left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}} \right) \phi_M(R_i) \quad (33)$$

Al combinar las ecuaciones (29), (30) y (31), y al considerar el perfil de velocidad del viento que se muestra en la ecuación (33), se obtienen las siguientes expresiones de flujo de calor sensible y latente, expresadas en su forma de diferencias finitas:

$$Q_H = \rho_{aire} c_p \kappa^2 \frac{u_{ref} - u_0}{\left[\ln \left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}} \right) \right]^2} (T_{ref} - T_0) \frac{K_H}{K_M} \frac{1}{\phi_M(R_i)^2} \quad (34)$$

$$Q_L = \rho_{aire} L \kappa^2 \frac{u_{ref} - u_0}{\left[\ln \left(\frac{z_{ref}}{z_{sup}} \right) \right]^2} (q_{ref} - q_0) \frac{K_W}{K_M} \frac{1}{\phi_M(R_i)^2} \quad (35)$$

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

$$\phi_M(R_i) = (1 + 16 R_i)^{\frac{1}{3}} ; R_i > 0 \quad (36)$$

$$\phi_M(R_i) = (1 - 16 R_i)^{-\frac{1}{3}} ; R_i < 0 \quad (37)$$

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:

$$\frac{K_H}{K_M} \approx \frac{K_W}{K_M} = 1,13 (1 + 95 R_i)^{-0,11} ; R_i > 0 \quad (38)$$

$$\frac{K_H}{K_M} \approx \frac{K_W}{K_M} = 1,13 (1 - 60 R_i)^{0,074} ; R_i < 0 \quad (39)$$

Cálculo de la 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:

$$S = \frac{\alpha_n(T_0 - T_n)}{h} \quad (40)$$

donde:

- S : Conducción de calor al interior del manto, [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:

$$\alpha_n = 0,0069 \rho_a^{2,04} + 8 \cdot 10^{-5} \quad (41)$$

donde ρ_a corresponde a la densidad media de la capa activa.

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, el modelo considerará 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). 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.

3.1.1.2. 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 al manto, y el exceso de energía (H_{ex}) obtenido al aplicar la ecuación (2) en los casos en que es necesario limitar el valor de T_0 . La mayoría de éstas, 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.

El método utilizado para el cálculo de la conducción de calor al interior del manto ya fue descrito recientemente. A continuación, se describirán las otras fuentes de energía mencionadas.

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 ésta corresponde a lluvia o nieve. Además, es importante mencionar que el tratamiento térmico que el modelo le da a la lluvia es distinto al que le da a la nieve.

Decisión entre nieve y lluvia

La temperatura de la precipitación tiende a ser 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 de bulbo húmedo es ligeramente menor a la temperatura ambiente. De esta manera, el modelo calcula la temperatura de la precipitación a través de:

$$T_p = T_{aire} - 0,9 \quad (42)$$

donde T_p es la temperatura de la precipitación y T_{aire} es la temperatura del aire, ambas en grados Celsius.

El valor 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]:

$$\begin{aligned} T_p > 0 \text{ [}^\circ\text{C]} &\Rightarrow \text{Lluvia} \\ T_p \leq 0 \text{ [}^\circ\text{C]} &\Rightarrow \text{Nieve} \end{aligned} \quad (43)$$

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 éste se congela inmediatamente, y que su temperatura se iguala a la temperatura del manto. De esta manera, el calor aportado por la lluvia sería:

$$H_p = T_p c_{agua} \rho_{agua} P + L_f \rho_{agua} P - T_n c_{nieve} \rho_{agua} P \quad (44)$$

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/cm³].

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].

En este punto es importante recordar que la temperatura del manto (T_n) siempre será menor o igual a 0 [°C], por lo que al tratarse de un valor negativo, se le antepone un signo negativo a la expresión $T_n c_{nieve} \rho_{agua} P$, de manera que se sume el calor sensible generado por el cambio de temperatura que sufre la precipitación.

- b. 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, ésta no se congela, pero si 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:

$$H_p = T_p c_{agua} \rho_{agua} P \quad (45)$$

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

$$CA_{Af} = CA_{Ai} + P \quad (46)$$

donde:

CA_{Af} : Cantidad final de agua en la capa activa, [cm].

CA_{Ai} : Cantidad inicial de agua en la capa activa, [cm].

Calor aportado por nieve

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

$$H_p = (T_p - T_n) c_n \rho_{agua} P \quad (47)$$

De esta manera, queda definido el método utilizado por el modelo para calcular el calor entregado por la precipitación en unidades de [cal/cm²].

Calor aportado por el Suelo

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

$$G_s = \frac{\alpha_s (T_s - T_n)}{h_s} \quad (48)$$

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].

En zonas con nieves estacionales, es muy poco probable que el suelo se congele, es por eso, que el modelo no contempla ese escenario.

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

Finalmente, la cantidad de nieve que se derrite es calculada de manera distinta para el caso en que hay agua líquida presente en el manto y para cuando no hay agua líquida presente en éste.

Derretimiento con agua en el manto de nieve

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:

$$\eta = \frac{(S + R'_{oc} + H_{ex}) \Delta t + H_p}{L_f \rho_{agua}} \quad (49)$$

donde:

- η : Derretimiento generado en la capa activa, [cm].
- Δt : Tiempo de duración del intervalo en consideración, [min].

Es importante en este punto tener presente el sentido de los flujos de energía que participan en la ecuación anterior. De esta manera, el signo que acompaña a cada flujo efectivamente genera derretimiento en los casos en que ingresa energía en el manto, y congelamiento del agua presente en el manto cuando el flujo de energía sale del volumen de control.

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

$$CA_{Af} = CA_{Ai} + \eta \quad (50)$$

Se debe considerar que estos flujos de calor generarán 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 indique que el manto entrega energía, esto se traduce en un congelamiento del agua presente en el manto y una disminución de ésta. De todas formas, las ecuaciones (49) y (50) 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 genera en la base del manto, en la superficie de contacto del manto con el suelo; es por esto, 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 que el modelo calcula el derretimiento de fondo es:

$$\eta_{fondo} = \frac{G_s}{L_f \rho_{agua}} \quad (51)$$

donde:

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

Derretimiento sin agua en el manto de nieve

En este caso, el modelo no considera que se genera derretimiento inmediato. En primer lugar, el modelo realiza un cálculo de la temperatura del manto de nieve considerando los flujos de energía antes descritos. Esto sería de la siguiente forma:

$$T_{nf} = T_{ni} + \frac{S + R'_{OC} + H_{ex} + H_p + G_s}{c_{nieve} EQ_a} \quad (52)$$

donde:

T_{ni} : Temperatura inicial del manto de nieve, [°C].

T_{nf} : Temperatura final del manto de nieve, [°C].

EQ_a : Equivalente en agua del manto de nieve, [g/cm²].

Nuevamente, en este punto es de vital importancia ser coherente en los signos de los flujos de energía.

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], el modelo considera que éste es un escenario sin sentido físico, dado que la nieve no puede superar este umbral. De esta forma, la cantidad de energía que generó el aumento de la temperatura por sobre 0 [°C], se toma como energía disponible para derretimiento y se actualiza la cantidad de agua en la capa activa:

$$CA_{Af} = \frac{T_{nf} c_{nieve} EQ_a}{L_f \rho_{agua}} \quad (53)$$

Finalmente, T_{nf} se fija en 0 [°C].

3.1.1.3. Funcionamiento del Modelo con Espesores Pequeños de Manto

Si se aplica el modelo tal y como se ha descrito a espesores demasiado pequeños de nieve (del orden de 5 [cm] o menos), se evidencian ciertas inconsistencias físicas en los resultados. Tales inconsistencias físicas corresponden a temperaturas del manto del orden de miles de grados Celsius o temperaturas por debajo del cero absoluto. Esto se le atribuye al hecho de entregarle o quitarle demasiado calor a una cantidad de masa de nieve muy pequeña, lo que no sería un problema si se tratase de un espesor de manto mayor, ya que, la cantidad de masa en éste podría amortiguar este efecto.

Dado esto, se entiende que el mecanismo utilizado por el modelo no es aplicable para casos de espesores de nieve demasiado pequeños. En estos casos se propone ciertos cambios con respecto al modelo original. En primer lugar, se realiza la suposición de que el flujo de calor entregado o recibido por el manto de nieve es despreciable a causa de la poca cantidad de nieve que éste tiene, en el balance energético de la interfase aire-nieve esto se traduce en que la conducción de calor al interior del manto es nula cuando el espesor es demasiado pequeño. De esta forma, el balance energético de la interfase sería:

$$R_n(T_0) + Q_H(T_0) + Q_L(T_0) = 0 \quad (54)$$

De esta forma, en el modelo, el manto de nieve ya no recibiría ni entregaría cantidades de energía demasiado grandes.

La segunda suposición realizada es que, al ser tan delgado el manto, la temperatura del manto (T_n) se considera igual a la temperatura de la interfase aire-nieve (T_0) entregada por la ecuación (54). De esta manera, si T_0 resulta ser mayor que 0 [°C], T_n se igualará de todas maneras a este valor, y se generará el derretimiento de este delgado espesor de nieve a través del mecanismo descrito con anterioridad para los casos en que T_n resulta ser mayor a 0 [°C].

Cabe mencionar que si T_0 resulta ser mayor que 0 [°C], una vez asignado su valor a T_n , de todas maneras se limita el valor máximo de T_0 a 0 [°C] y por consiguiente se aplica la siguiente ecuación de balance energético:

$$R_n(0) + Q_H(0) + Q_L(0) = H_{ex} \quad (55)$$

3.1.1.4. 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 activa y pasiva, y los externos a los flujos que existen entre el manto y su entorno. En la Figura 3.3 es posible ver estos flujos esquematizados.

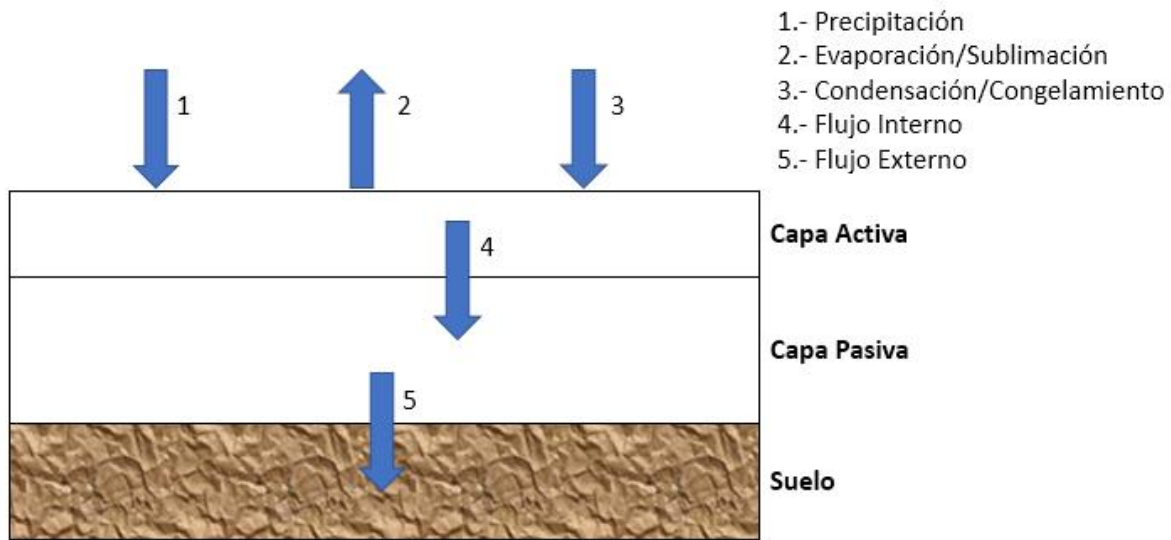


Figura 3.3. Flujos a través de los cuales existe intercambio de masa.

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):

$$\begin{aligned} \rho_{nn} &= 0,0375 + 0,0006 u \quad ; T_{aire} < -4 \text{ [}^\circ\text{C]} \\ \rho_{nn} &= 0,0855 + 0,0006 u + 0,012 T_{aire} \quad ; T_{aire} \geq -4 \text{ [}^\circ\text{C]} \end{aligned} \quad (56)$$

donde:

ρ_{nn} : Densidad de la nieve recién caída, [gr/cm³].

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:

$$\Delta H = \frac{P \rho_{agua}}{\rho_{nn}} \quad (57)$$

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:

$$\rho_{af} = \rho_{ai} + \frac{P}{D} \rho_{agua} \quad (58)$$

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 el 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 a 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:

$$E = \frac{Q_L}{L} \quad (59)$$

donde:

E : Transferencia de masa por unidad de tiempo y superficie, [g/cm² 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:

$$CA_{Af} = CA_{Ai} + \frac{E}{\rho_{agua}} \quad (60)$$

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 éste. Así, el espesor de la capa activa varía:

$$h_{af} = h_{ai} + \frac{E}{\rho} \quad (61)$$

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 $0,6 \text{ [g/cm}^3\text{]}$.

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 3.3. Una vez que la capa pasiva también se satura, el excedente rebosa y se genera el flujo externo (hacia el suelo) de la Figura 3.3. 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).

$$MCA = \left(f(\rho_{nieve}) + \frac{M}{V_s} \right) h \quad (62)$$

donde:

MCA	: Máxima cantidad de agua que es capaz de retener la capa, [cm].
$f(\rho_{nieve})$	: Función de la densidad de la nieve.
M	: Tasa de derretimiento, [cm/s].
V_s	: Velocidad de filtración en la porosidad de la nieve, [cm/s].
h	: Espesor de la capa considerada, sea activa o pasiva, [cm].

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

$$\begin{aligned} f(\rho_{nieve}) &= (0,3 - 0,75 \rho_{nieve}) \rho_{nieve} \quad ; \rho_{nieve} < 0,38 \\ f(\rho_{nieve}) &= 0,0288 (0,9 - \rho_{nieve}) \rho_{nieve} \quad ; \rho_{nieve} \geq 0,38 \end{aligned} \quad (63)$$

donde ρ_{nieve} corresponde a la densidad de la nieve en $[\text{g/cm}^3]$.

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

$$V_s = 4000 \rho_{nieve}^3 \quad (64)$$

Flujo externo

Como se mencionó anteriormente, al saturarse la capa activa, 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}) también compone el flujo externo. Finalmente, el flujo externo se calcula como:

$$q = D_{neto} + \eta_{fondo} \quad (65)$$

donde:

q : Flujo externo, [cm].

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

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

3.1.1.5. Proceso de Maduración o Metamorfosis de la Nieve

El modelo considera dos procesos para la maduración de la nieve: derretimiento y ciclos de congelamiento, y compactación mecánica del manto. Tales procesos se detallan 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 éste; en el caso de la capa activa:

$$h_{af} = h_{ai} - \frac{\eta \rho_{agua}}{\rho_a} \quad (66)$$

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:

$$h_{pf} = h_{pi} - \frac{\eta_{fondo} \rho_{agua}}{\rho_p} \quad (67)$$

donde:

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

ρ_p : Densidad de la capa pasiva, [g/cm³].

En segundo lugar, 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 considerado a través de la ecuación:

$$\rho_{nieve f} = \rho_{nieve i} + \frac{W_c}{h} \rho_{agua} \quad (68)$$

donde:

ρ_{nieve} : Densidad de la nieve en la capa en cuestión, [gr/cm³].

W_c : Cantidad de agua que se congela, [cm].

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

El congelamiento ocurre en los casos en que, al contrario de las situaciones en que hay derretimiento, el flujo energético neto en el manto indica que éste ha perdido calor. Si ocurre esto en el caso de un manto seco, se traduce en una disminución de la temperatura del manto (T_n) dado que no existe agua líquida que congelar; si ocurre en el caso de existir agua líquida en el manto, el modelo interpreta que parte del agua en la capa activa se congela y que la densidad de la capa activa aumenta según la ecuación (68). Si llega a ocurrir el caso de que se congelase más agua de la que posee la capa activa, el congelamiento restante pasa a la capa pasiva, disminuyendo la cantidad de agua en ésta y aumentando su densidad según la ecuación (68). Si se llega al caso en que se congelase más agua que la que posee la capa pasiva, el exceso de congelamiento se traduce en una disminución de la temperatura del manto (T_n).

Compactación Mecánica del Manto

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

$$\rho_{n f} = \rho_{n i} + \frac{\rho_{n i} W \Delta t}{E_y \exp(K_y \rho_{n i})} \quad (69)$$

donde:

ρ_n : Densidad de la nieve, [g/cm³].

W : Peso soportado por el manto de nieve, [gr].

Δt : Intervalo de tiempo considerado, [hr].

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

K_y : Constante experimental, igual a 21 [cm³/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:

$$h_f = h_i \frac{\rho_{n i}}{\rho_{n f}} \quad (70)$$

donde h_f y h_i son la profundidad de la capa (puede ser activa o pasiva) 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). 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 o igual a 10 [cm], solo existe capa activa y ésta además toma las funciones de la capa pasiva.

3.1.1.6. 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, proveniente 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):

$$D_k(i, h) = q_k(i, h) COB_k(i, h) + P(i, h) (1 - COB_k(i, h)) \quad (71)$$

donde:

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

$$COB_k(i, h) = \frac{h_T}{HMAX} \quad ; h_T < HMAX$$

$$COB_k(i, h) = 1 \quad ; h_T \geq HMAX \quad (72)$$

donde:

- h_T : Profundidad total del manto en la banda i , orientación k y hora h ; considerando capa activa y pasiva, [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 la calibración del modelo.

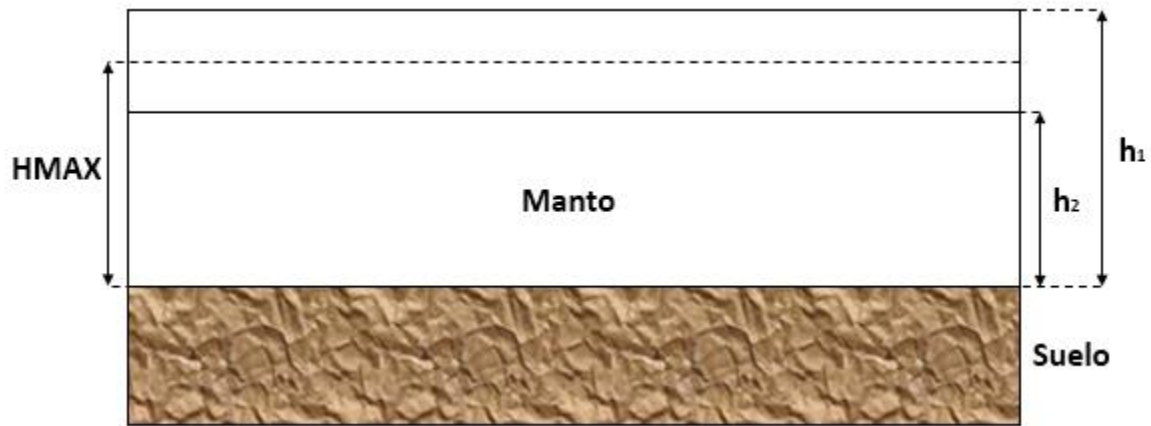


Figura 3.4. Dos casos de profundidad del manto, uno donde el modelo considera cobertura de nieve completa del área de la banda, y otro donde la cobertura es parcial.

En la Figura 3.4, si el manto tuviese el 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 $h_2/HMAX$.

3.1.2. Descripción del Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía

El objetivo de este submodelo es tomar los resultados de derretimiento del primer submodelo, para luego, a través de éstos estimar el caudal que se produciría a nivel medio diario. Además, es importante mencionar que el submodelo anterior entrega resultados a nivel horario.

Dado que el primer submodelo requiere de un manto de nieve con propiedades homogéneas, y que esto difícilmente se cumpliría en una cuenca real, este submodelo 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 al 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.

Como se explicó en la descripción del submodelo anterior, 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, los resultados de derretimiento efectivo están detallados para cada orientación de cada banda, en este caso, 16 valores de derretimiento en cada instante. Sin embargo, por medio de cálculos internos, es posible unir los derretimientos efectivos en las orientaciones Este y Oeste, y así considerar solo tres grandes orientaciones: Norte, Este-Oeste y Sur; esto se traduce en 12 valores de derretimiento en cada instante. Luego, para la aplicación de estos resultados en este submodelo, es necesario sumar estos derretimientos efectivos de cada orientación en cada banda; esto sería:

$$D_r(i, h) = \sum_{k=1}^3 D_k(i, h) f_k(i) \quad (73)$$

donde:

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

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

Sin embargo, debido a que este submodelo necesita los valores de derretimiento a nivel diario, y como el submodelo anterior entrega derretimientos a intervalos de tiempo no necesariamente diarios, se requiere acumular los valores de derretimiento:

$$D(i, j) = \sum_{r=1}^n D_r(i, h) \quad (74)$$

donde:

$D(i, j)$: Derretimiento efectivo en la banda i , y en el día j , [cm^3].

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 en 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:

- Una parte del derretimiento efectivo se infiltra y escurre subterráneamente, el resto escurre superficialmente.
- Se realiza un balance de humedad del suelo que determina el agua que percola.
- Se simulan de manera independiente los procesos de escorrentía subterránea y superficial.

3.1.2.1. 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.

3.1.2.2. Balance de 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 HS_{MAX} (parámetro del modelo), 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 éste no está cubierto de nieve).

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

$$HS(i, j) = HS(i, j - 1) + FRAC \cdot D(i, j) - EVAP(j) (1 - COB(i, j)) \quad (75)$$

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

El valor de evaporación potencial es estimado a través de la siguiente ecuación:

$$EVAP(j) = C_e EB \frac{HS(i, j)}{HSMAX} \quad (76)$$

donde:

C_e : Coeficiente de embalse del evaporímetro, tomado igual a 0,8.
 EB : Valor de evaporación de bandeja, [cm].

Notar que la ecuación (75) implica que la evaporación 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 $HSMAX$:

$$\begin{aligned} DI(i, j) &= HS(i, j) - HSMAX \quad ; HS(i, j) > HSMAX \\ DI(i, j) &= 0 \quad ; HS(i, j) \leq HSMAX \end{aligned} \quad (77)$$

donde:

$DI(i, j)$: Porción del derretimiento efectivo que escurre subterráneamente, [cm].

3.1.2.3. 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:

$$REC(i, j) = DI(i, j) A_b(i) + EZ(i + 1, j)^* \quad (78)$$

donde $A_b(i)$ corresponde al área de la banda i .

* La numeración de las bandas aumenta desde abajo hacia arriba. La banda 1 corresponde a aquella con cota más baja y la banda 4 corresponde a aquella con la cota más alta.

Luego, al aplicar la ecuación de continuidad en la banda:

$$REC - EZ = \frac{dV}{dt} \quad (79)$$

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

$$EZ = CK \cdot V \quad (80)$$

reemplazando en (79):

$$REC - EZ = \frac{1}{CK} \frac{dEZ}{dt} \quad (81)$$

separando variables e integrando entre 0 y t :

$$EZ(t) = REC + (EZ_0 - REC) \cdot \exp(CK \cdot t) \quad (82)$$

que corresponde al caudal subterráneo 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 (82) entre $t = j - 1$ y $t = j$ (con t en días), se obtiene:

$$EZ(i, j) = REC(i, j) + \frac{1}{CK} (EZ(i, j - 1) - REC(i, j)) (1 - \exp(-CK)) \quad (83)$$

De esta forma, al igual que ocurre con la escorrentía superficial, es posible estimar la escorrentía subterránea como la descarga del embalse de cada banda.

3.1.2.4. 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:

$$I - Q = \frac{dV}{dt} \quad (84)$$

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

Escribiendo lo anterior en forma de diferencias finitas:

$$\frac{I(t) + I(t + \Delta t)}{2} - \frac{Q(t) + Q(t + \Delta t)}{2} = \frac{V(t + \Delta t) - V(t)}{\Delta t} \quad (85)$$

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

$$Q(t + \Delta t) = I(t) + I(t + \Delta t) - 2 \frac{V(t + \Delta t) - V(t)}{\Delta t} - Q(t) \quad (86)$$

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

$$V = K_m (x_m I + (1 - x_m) Q) \quad (87)$$

donde:

K_m : Constante con dimensiones de tiempo. Medida del desfase de la onda de crecida.
 x_m : Factor adimensional que pondera la importancia de los caudales de entrada y salida al volumen de control.

Por lo tanto, si se calcula $V(t + \Delta t) - V(t)$ considerando la ecuación (87):

$$V(t + \Delta t) - V(t) = K_m [x_m (I(t + \Delta t) - I(t)) + (1 - x_m) (Q(t + \Delta t) - Q(t))] \quad (88)$$

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 1 día y que las bandas corresponden al volumen de control:

$$Q(i, j) = C_1 Q(i, j - 1) + C_2 I(i, j - 1) + C_3 I(i, j) \quad (89)$$

donde:

$$C_1 = \frac{2 K_m (1 - x_m) - \Delta t}{2 K_m (1 - x_m) + \Delta t} \quad C_2 = \frac{\Delta t + 2 K_m x_m}{2 K_m (1 - x_m) + \Delta t} \quad C_3 = \frac{\Delta t - 2 K_m x_m}{2 K_m (1 - x_m) + \Delta t}$$

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.
 $I(i, j - 1)$: Caudal de entrada en la banda i en el día anterior.
 $I(i, j)$: Caudal de entrada en la banda i en el día en curso.

Cabe señalar que K_m y x_m son parámetros del modelo, y sus valores son definidos a través de la calibración de éste.

Para calcular los caudales de entrada en cada instante, se debe considerar 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:

$$I(i, j) = Q(i + 1, j) + (1 - FRAC) D(i, j) A_b(i) \quad (90)$$

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 (89) y (90) 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.

3.1.2.5. 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:

$$QT(j) = Q(1, j) + EZ(1, j) \quad (91)$$

3.2. Requerimientos de Información para la Operación del Programa

A continuación, se detalla la información relevante para poder hacer uso del programa computacional del modelo. Tal información corresponde a aquella que el modelo necesita como dato de entrada para su funcionamiento.

Dado que el programa se puede utilizar tanto para síntesis de caudales de manera directa, es decir, con un grupo de parámetros ya definidos, como para calibrar los parámetros del modelo, los requerimientos de información son distintos para una y otra forma de operación.

3.2.1. Características Geomorfológicas de la Cuenca

Estas características son de especial relevancia, ya que definen la cuenca que será ingresada al modelo. Hay características que pueden ser modificadas en los archivos de entrada, y hay otras que están definidas internamente y que no es posible cambiarlas en los archivos de entrada. Todas las características descritas a continuación necesitan ser definidas tanto para la modalidad de síntesis de caudales, como para la modalidad de calibración de parámetros.

1) Latitud Media de la Cuenca

Esta información es necesaria en el cálculo de la radiación solar que participa del balance de energía en la interfase aire-nieve. La latitud debe ser ingresada en grados sexagesimales y con valores negativos para lugares ubicados en el hemisferio sur.

2) Número de Bandas en las que se Divide la Cuenca

Como se mencionó anteriormente en Descripción del Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía, dividir la cuenca en bandas permite obtener la homogeneidad que requiere el modelo para operar.

3) Cota de la Estación Meteorológica

La cota de la estación meteorológica debe ser ingresada en [m.s.n.m.]. Es información importante para poder distribuir la temperatura del aire en la cuenca de acuerdo a la cota media de sus bandas. Esta distribución se hace obedeciendo a un gradiente atmosférico constante, el que es considerado como parámetro del modelo.

4) Área de la Cuenca

El área de la cuenca es requerida en el Submodelo de Transformación del Derretimiento en Escorrentía. De ser ingresada en [km²].

5) Fracción del Área de la Cuenca que Representa cada Banda

El modelo requiere conocer la manera en que el área de la cuenca se distribuye en cada banda. Con este objetivo, es necesario especificarle al modelo qué fracción del área total de la cuenca (en tantos por uno) representa cada banda; de manera interna el modelo calcula el área de cada banda.

6) Fracción del Área de cada Banda en cada Orientación

Esto corresponde a la fracción del área de cada banda que apunta en cada orientación, estas fracciones son con respecto al área total de la banda, no respecto al área total de la cuenca. Las orientaciones corresponden a Norte, Sur, Este y Oeste. Debido a la información disponible de la cuenca, en este caso se consideran las áreas orientadas hacia el Norte, Sur y Este-Oeste (áreas orientadas al Este y Oeste juntas), y por medio de cálculos internos, se asocia el derretimiento de Este y Oeste (calculados por separado) al área en conjunto Este-Oeste.

7) Cota Media de cada Banda

Se debe especificar la cota media de cada banda en [m.s.n.m.]. Esta información es especialmente relevante en el cálculo de la temperatura del aire que está sobre el manto de nieve, además de ser una variable que se utiliza en numerosos cálculos.

8) Pendiente Media de cada Banda

La pendiente media de cada banda debe ser ingresada en grados sexagesimales. Esta información es necesaria para estimar la radiación solar incidente (R_{in}) en el manto de nieve.

9) Presión Estándar del Lugar

A pesar de que la presión atmosférica es utilizada para realizar una gran cantidad de cálculos, debido a que las variaciones porcentuales de estas variables son pequeñas, se ha decidido por tomar un valor constante e igual a la presión estándar (973,25 [HPa]). Este valor está definido internamente en el programa y no es posible cambiarlo en los archivos de entrada.

10) Características Térmicas del Suelo

Como se mencionó anteriormente, el modelo considera aportes energéticos desde el suelo. Sin embargo, tal como se muestra en la ecuación (48), es requerida información sobre temperatura del manto de nieve (que es calculada en cada instante de simulación a través del balance energético), temperatura del suelo, espesor de suelo que aporta calor al manto y conductividad térmica del suelo.

De acuerdo a la calibración del modelo original realizada en Farellones, para la conductividad térmica del suelo se considera el valor $0,002 \text{ [cal/cm s } ^\circ\text{C}]$, para la temperatura del suelo se considera el valor $4 \text{ [}^\circ\text{C}]$, y para el espesor del estrato de suelo que aporta calor se considera el valor 60 [cm] . Estos valores son valores internos del programa y están fijos, no es posible modificarlos a través de los archivos de entrada.

11) Rugosidad Superficial del Manto de Nieve

La rugosidad superficial de la nieve es requerida en el cálculo de los flujos de calor sensible y latente, tal como se muestra en las ecuaciones (34) y (35). Este valor se mantiene constante durante la modelación e igual a $0,5 \text{ [cm]}$, esto es debido a que este fue el valor encontrado para esta magnitud en la calibración original del modelo en Farellones.

12) Altura de Medición de las Variables Meteorológicas

Este valor es importante para el cálculo de los gradientes de temperatura y humedad relativa, además de definir el perfil logarítmico de velocidad del viento. Se fija esta altura en 150 [cm] .

3.2.2. Condiciones Iniciales del Manto de Nieve

Ciertas características físicas del manto deben ser inicializadas para dar comienzo a la simulación, tales características corresponden a: espesor del manto, cantidad de agua en el manto, densidades y temperatura de la nieve.

En programaciones anteriores del modelo se da comienzo a la simulación con un espesor del manto de nieve no nulo, esto es debido a que ciertas limitaciones del modelo no permitían tener una profundidad nula del manto; en el presente programa, se han hecho modificaciones para que se pueda tener profundidad nula del manto, de esta forma, las condiciones iniciales utilizadas actualmente en el programa son distintas a las utilizadas en programaciones previas.

1) Espesor Inicial del Manto

Como se mencionó recientemente, esta versión del programa permite tener un manto con profundidad nula (ausencia de nieve), con esto, se puede realizar el supuesto de que al inicio del año hidrológico la cuenca se encuentra seca y sin presencia de nieve. Dado esto, el espesor inicial del manto se considera nulo en todas las orientaciones de todas las bandas; en otras palabras, $h_a = 0$ y $h_p = 0$.

2) Densidad Inicial del Manto

Dado que inicialmente no se considera nieve en la cuenca, la densidad de la nieve del manto (sea de la capa activa o pasiva) es nula, es decir, inicialmente $\rho_a = 0$ y $\rho_p = 0$. Una vez que se genera la primera precipitación de nieve, la densidad de la capa activa toma el valor de la densidad de la nieve recién caída (ρ_{nn}).

Para el caso de la densidad de la nieve recién caída, ya que no participa de ningún cálculo hasta el momento que ocurre la primera precipitación de nieve; y ya que al ocurrir ésta, la densidad de la nieve recién caída es calculada a partir de la ecuación (56), el valor con que se defina inicialmente esta variable no es relevante.

3) Cantidad de Agua en el Manto

Este punto corresponde a la inicialización de la cantidad de agua en la capa activa y a la cantidad de agua en la capa pasiva (CA_A y CA_P respectivamente); dado que la simulación comienza con una cuenca sin nieve, $CA_A = 0$ y $CA_P = 0$.

4) Temperatura del Manto de Nieve

Nuevamente, debido a que la simulación comienza sin un manto de nieve, la temperatura media inicial del manto de nieve se considera nula ($T_n = 0$).

3.2.3. Información Meteorológica Requerida

El modelo necesita de mediciones meteorológicas de una estación ubicada en un lugar cercano o perteneciente a la cuenca; tal información meteorológica debe ser entregada a un nivel diario y debe abarcar el intervalo de días que se desea simular. Aquellas magnitudes meteorológicas requeridas son detalladas a continuación.

1) Temperatura Máxima y Mínima Diaria

El modelo requiere saber la temperatura del aire sobre el manto de nieve en cada intervalo de modelación. Conociendo el registro de temperatura máxima y mínima diaria en la estación meteorológica, el modelo estima la evolución de la temperatura en el día en la estación a través del siguiente método:

$$T_{BASE} = T_{mín} + prop (T_{máx} - T_{mín}) \quad (92)$$

donde:

T_{BASE} : Temperatura en la estación meteorológica base, [°C].

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

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

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

El factor $prop$ se distribuye como lo muestra la Tabla 3, donde t corresponde a la hora en la que se realiza el cálculo:

Tabla 3. Distribución del factor $prop$ a lo largo del día.

Intervalo de tiempo	Factor $prop$
$0 \leq t < H_{AM} + 1$	0,13
$H_{AM} + 1 \leq t < 11$	0,5
$11 \leq t < 16$	0,9
$16 \leq t < H_{AN} + 0,5$	0,5
$H_{AN} + 0,5 \leq t < 24$	0,34

donde H_{AM} y H_{AN} corresponden a la hora de amanecer y anoecer del día en curso respectivamente.

Luego, dado que T_{BASE} corresponde a la temperatura del aire en la estación meteorológica base, es necesario estimar la temperatura en la cuenca a alturas que son distintas a la altura en la que se ubica la estación. Para realizar esto, se considera un gradiente de temperatura atmosférica constante, en seguida, conociendo la cota de la estación y la cota media de las bandas, es posible estimar la temperatura del aire en las bandas:

$$T_{aire}(i) = T_{BASE} - \gamma_{atm} (z_b(i) - z_{est}) \quad (93)$$

donde:

$T_{aire}(i)$: Temperatura del aire en la banda i , [°C].

γ_{atm} : Gradiente de temperatura atmosférica, [°C/m].

$z_b(i)$: Cota media de la banda i , [m.s.n.m.].
 z_{est} : Cota de la estación meteorológica, [m.s.n.m.].

En este punto es importante mencionar que el gradiente de temperatura atmosférica es un parámetro del modelo.

2) Precipitación Diaria

Se necesita la información de precipitación diaria en unidades de [mm], luego el modelo distribuye temporalmente esta precipitación considerando una intensidad constante a lo largo del día. Cabe mencionar que en los casos de precipitación en forma de nieve, ésta debe ser ingresada en su forma de equivalente en agua.

Desde el punto de vista espacial, el modelo distribuye la precipitación considerando Factores de Precipitación (FP) que corresponden a parámetros del modelo. Existe un Factor de Precipitación por cada banda que es multiplicado por la precipitación registrada en la estación pluviométrica, de esta manera la precipitación es distribuida en la cuenca.

$$P_i = P \cdot FP_i \quad (94)$$

donde:

P_i : Precipitación adoptada para la banda i .
 P : Precipitación registrada en la estación pluviométrica.
 FP_i : Factor de Precipitación de la banda i , adimensional.

3) Evaporación

Se requiere esta información, en unidades de [mm], para la realización del balance de humedad en el suelo. El modelo realiza internamente los cálculos para la estimación de la evaporación potencial, tal como se ve en la ecuación (76).

4) Factor que Depende del Tipo de Nubes

Utilizado en los cálculos de las radiaciones de onda corta y onda larga, es adimensional y su valor varía entre 0 y 1; le corresponde el valor 0 cuando no hay nubes o éstas son completamente transparentes. En este caso es tomado igual a 0,5 como supuesto.

5) Fracción de Horas de Sol

Al igual que el factor que depende del tipo de nubes, la fracción de horas de Sol es utilizado en los cálculos de las radiaciones de onda corta y onda larga; es adimensional y varía entre 0 y 1, donde 0 corresponde al caso en que está todo el día nublado. Por medio de la ecuación (22) es posible relacionarla con la nubosidad.

6) Velocidad del Viento Media Diaria

Esta información es utilizada en los cálculos de los flujos de calor sensible y latente. Debe ser ingresada en unidades de [cm/s].

7) Humedad Relativa Máxima y Mínima Diaria

Análogamente a lo hecho con la temperatura, por medio de la información de humedad relativa máxima y mínima diaria, el modelo estima la forma en que la humedad relativa evoluciona a lo largo del día. El método es el que se detalla a continuación.

$$H_R = H_{R \text{ mín}} + proh (H_{R \text{ máx}} - H_{R \text{ mín}}) \quad (95)$$

donde:

H_R : Humedad relativa del aire, [%].

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

$H_{R \text{ máx}}$: 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 4:

Tabla 4. Distribución del factor $proh$ a lo largo del día.

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

A diferencia del caso de la temperatura, el modelo considera que la humedad relativa de toda la cuenca es igual a la humedad relativa presente en la estación, por lo que en este caso no se realiza un procedimiento parecido al expuesto en la ecuación (93).

3.2.4. Condiciones Iniciales de Escorrentía

Tanto para la modalidad de calibración como para la de síntesis de caudales es necesario fijar las condiciones iniciales de escorrentía del río, tanto superficiales como subterráneas. Con este objetivo, y respaldado en análisis estadísticos de estudios anteriores, se fijan los siguientes criterios para definir las condiciones iniciales:

- Se considera que el escurrimiento diario total (en la sección de salida de la banda inferior, Q_T) está constituido por una fracción subterránea: $FRAC Q_T$, y una fracción superficial: $(1 - FRAC) Q_T$.
- A nivel de cada banda, tanto los valores de escurrimiento superficial como subterráneo, son estimados proporcionales a la fracción del área de la cuenca por sobre la cota media de la banda.

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 río en el día anterior al comienzo de la simulación.

3.2.5. Parámetros del Modelo

A continuación se muestra un resumen de los parámetros del modelo:

Tabla 5. Resumen de los parámetros del modelo.

Parámetro	Descripción	Unidades
γ_{atm}	Gradiente de temperatura atmosférica.	[°C/m]
FP_i	Factores de Precipitación. Uno por cada banda de la cuenca.	Adimensional
CK	Coeficiente de descarga del embalse subterráneo.	[1/día]
$FRAC$	Fracción de del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo.	Adimensional
$HMAX$	Umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda.	[cm]
$HSMAX$	Capacidad de retención de agua en el suelo.	[cm]
K_m	Medida de desfase de la onda de crecida. Método de Muskingum.	[día]
x_m	Relación entre caudales de entrada y salida del volumen de control. Método de Muskingum.	Adimensional

En el modo de calibración, el programa varía estos parámetros y guarda el set de parámetros con los cuales se obtienen los resultados de caudal más cercanos a los valores de caudal medido. Para esto, es necesario definir los límites del rango en que se varía cada parámetro y el número de intervalos en los que se divide aquel rango. En el caso de tratarse del

modo de síntesis de caudales, los valores de estos parámetros deben ser definidos previo a la simulación.

3.2.6. Estadística Fluviométrica

Esta consiste en la estadística de caudales medios diarios (en unidades de $[m^3/s]$) a la salida de la cuenca para todos los días del periodo de simulación. Esta información es requerida solo en el modo de calibración del modelo.

3.3. Recopilación de Información

A continuación, se detalla la manera en que se obtuvo la información de la cuenca del río Juncal requerida por el modelo.

3.3.1. Áreas de las Bandas de la Cuenca

Como ya se ha mencionado, el modelo requiere que la cuenca sea dividida en bandas con el objetivo de que éstas presenten cierto grado de homogeneidad a lo largo de ellas. Recientemente se mencionó que es necesario conocer las áreas de cada banda. Esta información fue detallada por Rogazi (2015) y se muestra en la Tabla 6.

Tabla 6. Propiedades de las bandas de la cuenca. (Rogazi, 2015)

Banda	Cota superior [m.s.n.m.]	Cota media [m.s.n.m.]	Área de la banda [km²]	Porcentaje del área total [%]
1	3283	2893	65,8	25,9
2	3746	3499	63,8	25,1
3	4222	3935	67,2	26,5
4	5913	4647	57,2	22,5

En la Figura 3.5 se puede ver un mapa en el que se muestran las áreas de cada banda en las que se divide la cuenca.

3.3.2. Orientación de las Bandas

La orientación que posee el manto de nieve es relevante en el cálculo de la radiación de onda corta incidente; el modelo requiere conocer la porción de cada banda expuesta en cada orientación. Como se ha mencionado con anterioridad, el modelo reconoce las orientaciones Norte, Oeste, Sur y Este, sin embargo, debido a la disponibilidad de información, el programa recibe tres grandes orientaciones: Norte, Este-Oeste y Sur. En la Tabla 7 se ve el porcentaje del área de cada banda en cada orientación. En la Figura 3.6 se puede ver un mapa con las orientaciones en la cuenca.

Tabla 7. Porcentaje del área de cada banda en cada orientación. (Rogazi, 2015)

Banda	Área Norte [%]	Área Este-Oeste [%]	Área Sur [%]
1	50,7	26,4	22,9
2	54,8	22,3	22,9
3	52,4	27,3	20,3
4	47,1	26,6	26,3

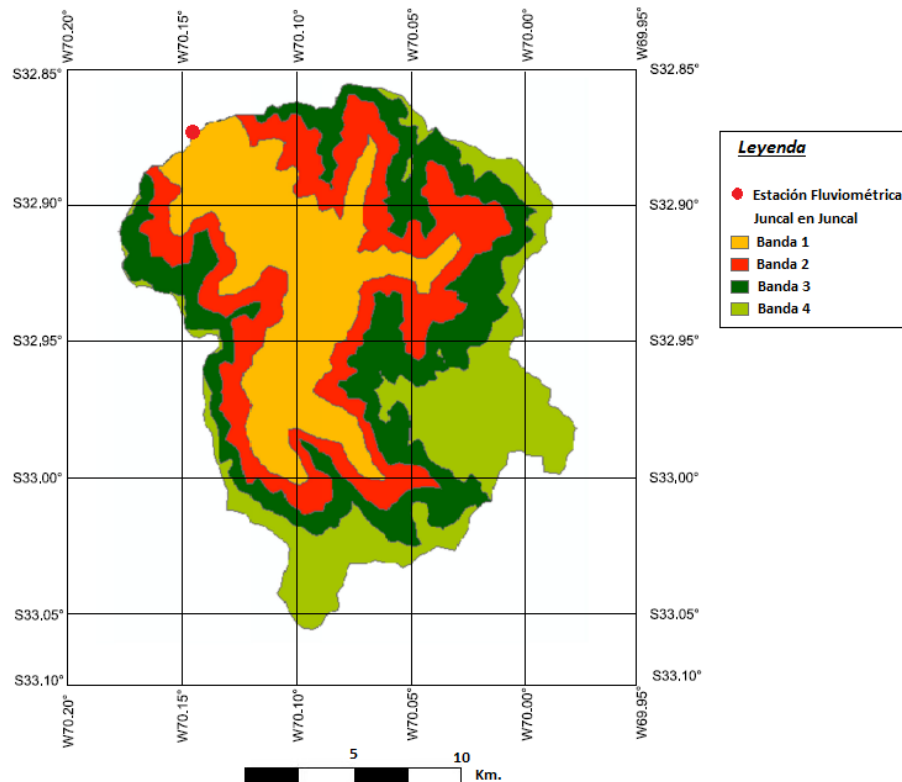


Figura 3.5. Áreas de cada banda de la cuenca del río Juncal en Juncal. (Rogazi, 2015)

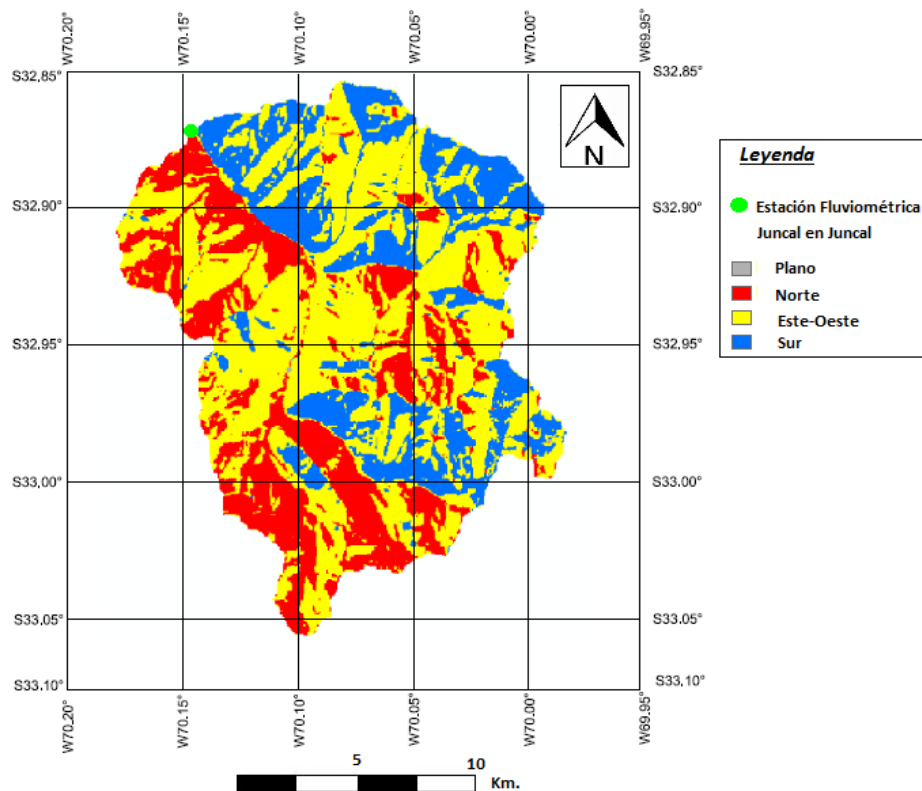


Figura 3.6. Distribución de orientaciones en la cuenca del río Juncal en Juncal. (Rogazi, 2015)

3.3.3. Pendientes Medias de las Bandas

Al igual que las orientaciones, las pendientes son utilizadas en el cálculo de la radiación de onda corta incidente. Las pendientes medias de las bandas corresponden a las adoptadas por Rogazi (2015) y se muestran en la Tabla 8.

Tabla 8. Pendiente media de cada banda. (Rogazi, 2015)

Banda	Pendiente media [°]
1	27
2	29
3	30
4	30

3.3.4. Estadística Meteorológica

La estadística meteorológica corresponde a la utilizada por Rogazi Serra (2015) y cuya fuente es la información recopilada en la estación Lagunitas, dependiente de la División Andina de Codelco-Chile.

3.3.5. Estadística Fluviométrica

La estadística fluviométrica utilizada corresponde a las mediciones hechas por la DGA en su estación Río Juncal en Juncal, que dispone de caudales medios diarios (con periodos intermedios sin mediciones) desde el año 1921 y que se mantiene vigente hasta la actualidad.

3.4. Metodologías Propuestas para Predicción de Caudales

A continuación, se detallan dos metodologías propuestas para la predicción de caudales. Estas metodologías fueron puestas a prueba y se detallan los resultados más adelante, junto con su análisis.

Uno de los problemas que se presenta al utilizar el modelo actual, es el desconocimiento de los parámetros a utilizar en su implementación. Ya que siempre se calibró utilizando solo 1 año, o a lo más 2 consecutivos, existe una incertidumbre respecto a qué calibración utilizar como representación fiel de los procesos ocurridos en la cuenca. De esta manera, las metodologías propuestas buscan reducir aquella incertidumbre y así poder realizar los pronósticos.

Por otra parte, dado que no se posee una estadística actualizada de las variables meteorológicas, resulta imposible realizar una verdadera predicción de caudales y evaluar de manera real las metodologías. Es por lo recientemente mencionado, que las metodologías se ponen a prueba realizando una validación solo con la estadística de caudales. Los años seleccionados para realizar las validaciones fueron elegidos con la intención de contar con una amplia variedad de condiciones hidrológicas, las que van desde años secos a húmedos de acuerdo a la precipitación presente en ellos. De esta manera, los años hidrológicos seleccionados para las validaciones son:

Tabla 9. Años seleccionados para validación y sus precipitaciones anuales en la estación Lagunitas.

Año	Precipitación anual [mm]
1974-1975	1304,2
1987-1988	1524,0
1989-1990	843,7
1990-1991	617,2
1991-1992	1275,7
1997-1998	1549,0
1999-2000	985,9
2008-2009	1071,9

3.4.1. Predicción de Caudales Mediante Calibración de Periodos Extensos

En ocasiones previas en las que se ha utilizado el Modelo de Síntesis de Escorrentía, siempre se han realizado calibraciones del modelo considerando intervalos cortos de tiempo, generalmente utilizando solo un año hidrológico o a lo más se han considerado dos años hidrológicos consecutivos; por lo tanto, se entiende que los resultados de estas calibraciones podrían tener influencias debido a las características propias de cada año. La presente metodología plantea realizar calibraciones con periodos de tiempo más extensos, de esta manera, se podría llegar a valores de parámetros que estén menos influenciados por las variaciones de las características entre un año y otro, y así puedan considerarse genéricos para distintos años.

El primer intervalo seleccionado para la calibración de periodos extensos corresponde a los años hidrológicos desde 1987 a 1996 (9 años hidrológicos), ya que éste es el periodo de tiempo continuo más extenso para el cual se dispone de estadística completa. Luego, el segundo periodo seleccionado corresponde a los años hidrológicos desde 1980 a 1986 (6 años hidrológicos), ya que éste es el segundo periodo de tiempo continuo más extenso para el cual se dispone de estadística completa. A continuación, se muestran los resultados de las calibraciones de estos dos periodos extensos de tiempo, las cuales se consideran exitosas al presentar un coeficiente de determinación (R^2) mayor o igual a 0,7 en un ajuste lineal de caudales medidos y simulados:

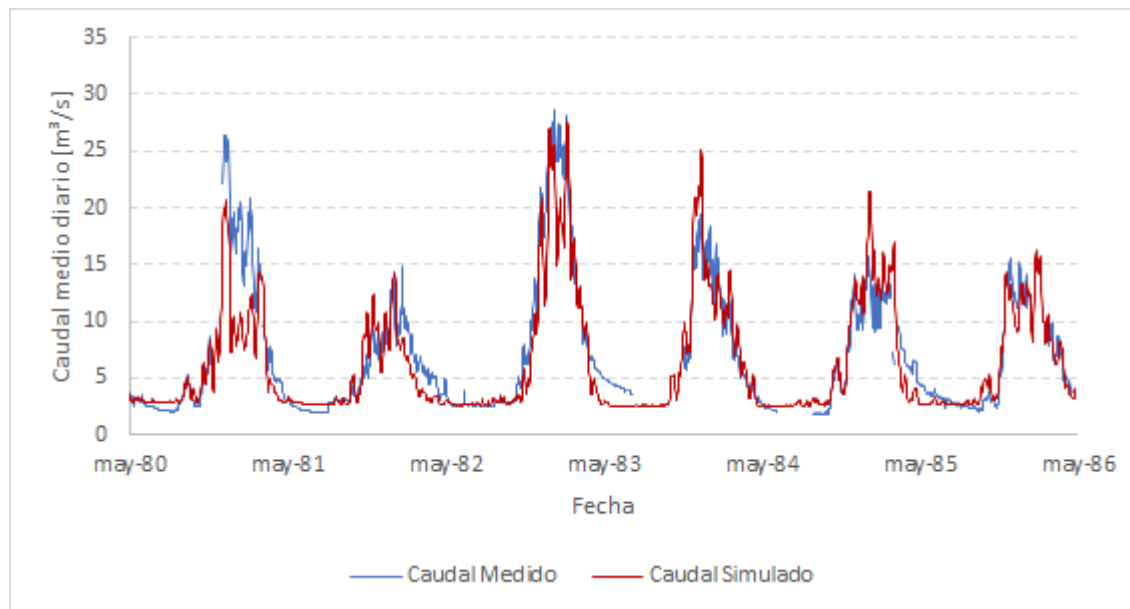


Figura 3.7. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1980-1986.

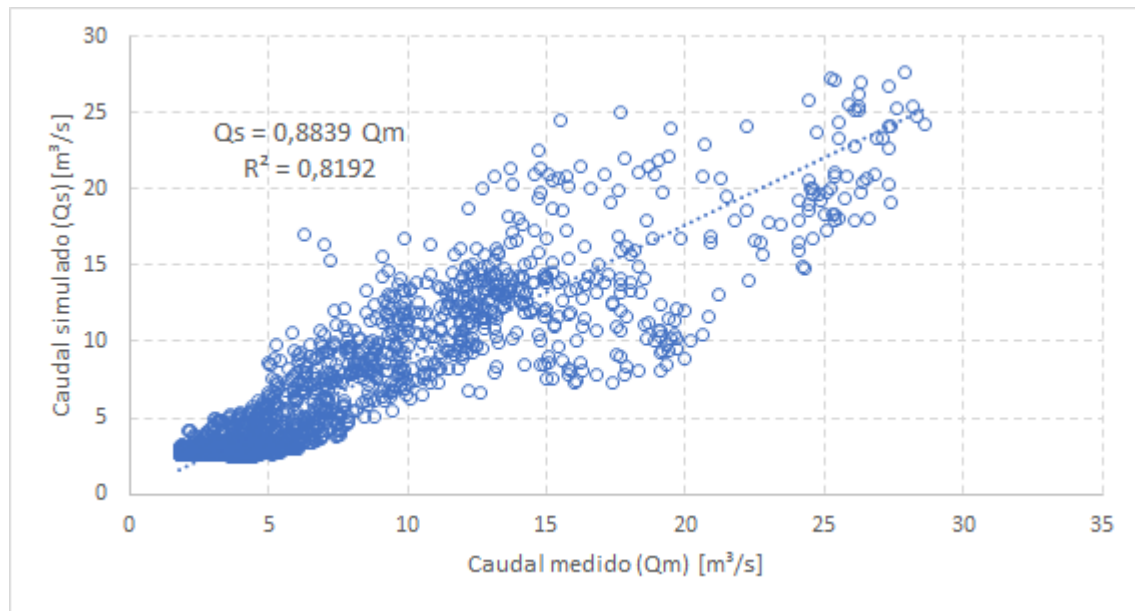


Figura 3.8. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1980-1986.

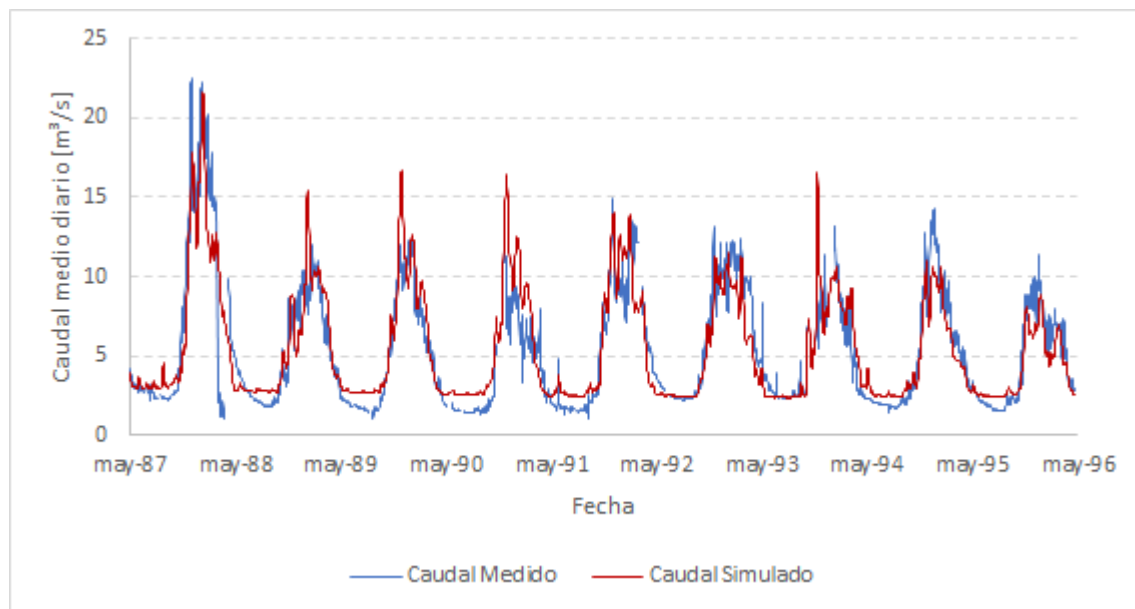


Figura 3.9. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1987-1996.

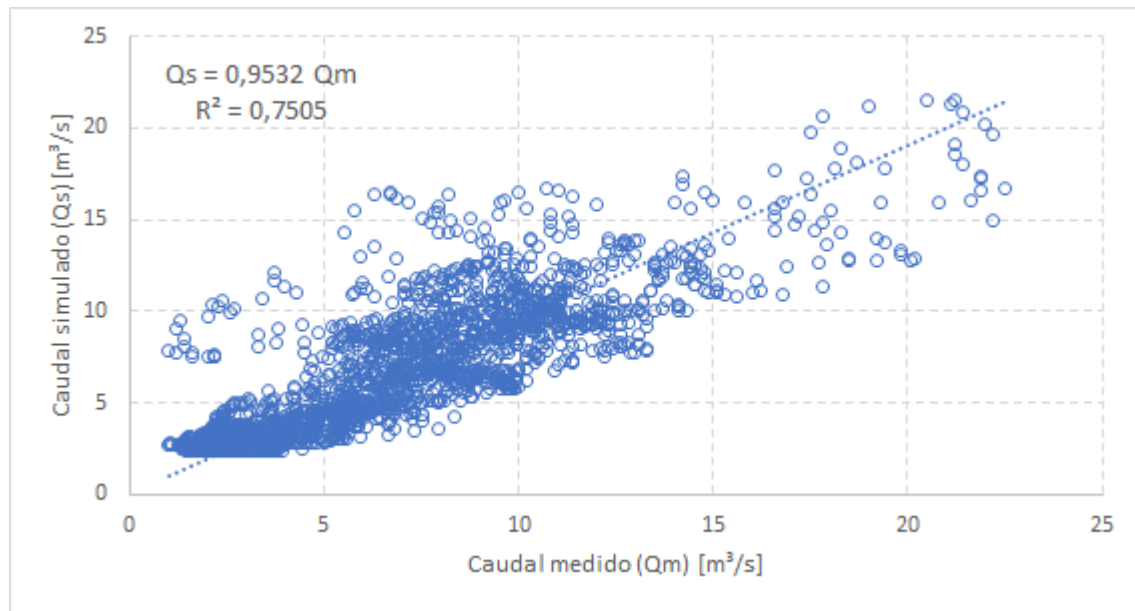


Figura 3.10. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1987-1996.

Los valores de los parámetros encontrados en las calibraciones se muestran en la Tabla 10.

Tabla 10. Resultados de las calibraciones de los periodos 1980-1986 y 1987-1996.

Periodo	γ_{atm}	CK	FRAC	HMAX	HSMAX	FP ₁	FP ₂	FP ₃	FP ₄	x_m	k_m
1980-1986	0,00625	0,001	0,75	15	50	0,2	3,30	6,00	4,50	0,05	31
1987-1996	0,007	0,001	0,72	25	70,313	0,2	2,15	4,63	1,00	0,05	66

Una vez obtenidos los resultados de las calibraciones de los periodos de tiempo mencionados, se realiza el proceso de validación con los 8 años hidrológicos mencionados anteriormente. Este consiste en aplicar el modelo considerando los parámetros obtenidos de las calibraciones de periodos extensos para cada uno de los 8 años, para luego comparar con los caudales obtenidos con los caudales medidos de dichos años. Es importante tener en cuenta que para cada año de validación, los parámetros asignados corresponden a los obtenidos en la calibración del intervalo de tiempo extenso más cercano. Los valores de los parámetros utilizados en la validación de este método se muestran en la Tabla 11 y sus simulaciones se pueden ver en el ANEXO D.

Tabla 11. Valores de parámetros asignados mediante método de calibración de periodos extensos.

Periodo	γ_{atm}	CK	FRAC	HMAX	HSMAX	FP₁	FP₂	FP₃	FP₄	x_m	k_m
1974-1975	0,00625	0,001	0,75	15	50	0,2	3,3	6	4,5	0,05	31
1987-1988	0,00625	0,001	0,75	15	50	0,2	3,3	6	4,5	0,05	31
1989-1990	0,00625	0,001	0,75	15	50	0,2	3,3	6	4,5	0,05	31
1990-1991	0,00625	0,001	0,75	15	50	0,2	3,3	6	4,5	0,05	31
1991-1992	0,00625	0,001	0,75	15	50	0,2	3,3	6	4,5	0,05	31
1997-1998	0,007	0,001	0,72	25	70,313	0,2	2,15	4,629	1	0,05	66
1999-2000	0,007	0,001	0,72	25	70,313	0,2	2,15	4,629	1	0,05	66
2008-2009	0,007	0,001	0,72	25	70,313	0,2	2,15	4,629	1	0,05	66

3.4.2. Predicción de Caudales Mediante Clasificación de Años por Humedad

De acuerdo a experiencias con el Modelo de Síntesis de Escorrentía en trabajos previos, y a experiencias propias en esta memoria, el comportamiento del modelo está directamente relacionado a la cantidad de precipitación presente en el periodo de simulación, presentando buenos resultados en casos de años húmedos y resultados menos certeros en años secos. Esto motiva a investigar si existe una relación entre la precipitación presente en un año y los valores de los parámetros que le corresponden, para esto, es necesario realizar calibraciones para cada año hidrológico por separado y clasificarlos de acuerdo a la precipitación presente en cada uno. Sin embargo, ya que el procedimiento busca predecir caudales, al momento de realizar la predicción no se contaría con el valor de precipitación anual, ya que para ello se requeriría saber la precipitación futura hasta el fin del año hidrológico. Debido a esto, se propone clasificar a los años hidrológicos considerando la precipitación acumulada hasta el mes de agosto, que dado el conocimiento que se tiene del lugar, corresponde al periodo de tiempo en el que precipita la mayor cantidad de agua en la cuenca.

Respecto a las calibraciones, éstas se realizan para 25 años hidrológicos por separado, comprendidos entre 1974 y 2012. Tales calibraciones se consideran exitosas siempre y cuando el coeficiente de determinación (R^2) de un ajuste lineal entre caudales medidos y simulados sea mayor o igual a 0,7. Los resultados de las calibraciones se muestran en la Tabla 12 y más en detalle en el ANEXO C.

Tabla 12. Valores de los parámetros del modelo obtenidos en las calibraciones individuales de años hidrológicos.

Periodo	γ_{atm}	CK	$FRAC$	$HMAX$	$HSMAX$	FP_1	FP_2	FP_3	FP_4	x_m	k_m
1974-1975	0,0065	0,008	0,75	15	65	0,5	4	1,7	1,6	0,2	20
1975-1976	0,007	0,002	0,65	10	100	0,3	1,6	5,3	2,8	0,2	10
1976-1977	0,007	0,002	0,65	15	100	0,3	1	5,3	3,4	0,15	15
1977-1978	0,0065	0,002	0,65	15	65	0,5	4	4,8	2,2	0,2	25
1978-1979	0,006	0,002	0,65	15	65	0,5	3,4	3,68	1,6	0,2	40
1980-1981	0,006	0,002	0,65	10	65	0,5	4	4,8	4	0,2	40
1981-1982	0,006	0,001	0,693	5	25	0,3	1,93	6	6	0,05	80
1982-1983	0,0065	0,008	0,7	15	65	0,5	4	1,7	1	0,2	40
1983-1984	0,0065	0,002	0,8	5	73,75	0,92	4	4,8	3,4	0,2	40
1984-1985	0,0065	0,002	0,8	15	65	0,5	4	4,8	1,6	0,2	20
1985-1986	0,0065	0,001	0,75	10	65	0,2	3,4	5,8	6	0,05	80
1987-1988	0,0065	0,007	0,75	15	65	0,5	3,4	1,7	1	0,2	25
1989-1990	0,006	0,002	0,78	5	65	0,5	1,6	4,8	1,6	0,2	40
1990-1991	0,0065	0,002	0,8	10	65	0,2	4	5,8	4,8	0,2	25
1991-1992	0,0055	0,004	0,8	15	65	0,5	2,2	4,8	2,8	0,2	40
1992-1993	0,0065	0,002	0,75	5	65	0,5	2,2	4,8	2,8	0,2	40
1994-1995	0,0055	0,002	0,7	15	65	0,5	0,5	5,8	3,68	0,2	10
1995-1996	0,006	0,002	0,74	5	100	0,5	2,8	4,8	4	0,2	40
1997-1998	0,0065	0,008	0,75	5	65	1,2	4	2	1,6	0,2	40
1999-2000	0,006	0,002	0,85	10	82,5	0,5	3,4	4,8	1,6	0,2	40
2000-2001	0,0065	0,008	0,8	15	65	1,2	4	2	2,2	0,2	40
2001-2002	0,006	0,008	0,8	15	65	0,5	4	4,8	1	0,2	15
2008-2009	0,0065	0,008	0,85	5	65	0,5	4	4,8	2,8	0,2	40
2009-2010	0,006	0,001	0,72	25	82,5	0,2	0,3	4,04	4,89	0,05	80
2011-2012	0,006	0,001	0,775	5	82,5	0,2	0,3	4,04	6	0,05	80

Luego de realizar las calibraciones, cada uno de los parámetros del modelo es graficado en función de las precipitaciones acumuladas hasta agosto de su respectivo año hidrológico; esto con el objetivo de encontrar relaciones entre los parámetros y la precipitación acumulada, de preferencia una función de ajuste. Las precipitaciones acumuladas hasta agosto de cada año hidrológico calibrado se muestran en la Tabla 13.

Tabla 13. Precipitación acumulada hasta agosto en los años hidrológicos utilizados en las calibraciones.

Periodo	Precipitación acumulada hasta agosto [mm]
1974-1975	1217,5
1975-1976	433,5
1976-1977	580,5
1977-1978	907,6
1978-1979	960,9
1980-1981	534,5
1981-1982	373,7
1982-1983	1445,7
1983-1984	731,6
1984-1985	1220,4
1985-1986	238,7
1987-1988	1384,8
1989-1990	721,4
1990-1991	296,7
1991-1992	931,6
1992-1993	675,4
1994-1995	553,7
1995-1996	421,3
1997-1998	1011,3
1999-2000	537,8
2000-2001	1204,8
2001-2002	1097,8
2008-2009	1012,8
2009-2010	537,1
2011-2012	465,0

A continuación, se presentan los gráficos mencionados anteriormente, junto con criterios seleccionados para asignarles valores a los parámetros del modelo.

1) Gradiente de temperatura atmosférica, γ_{atm} :

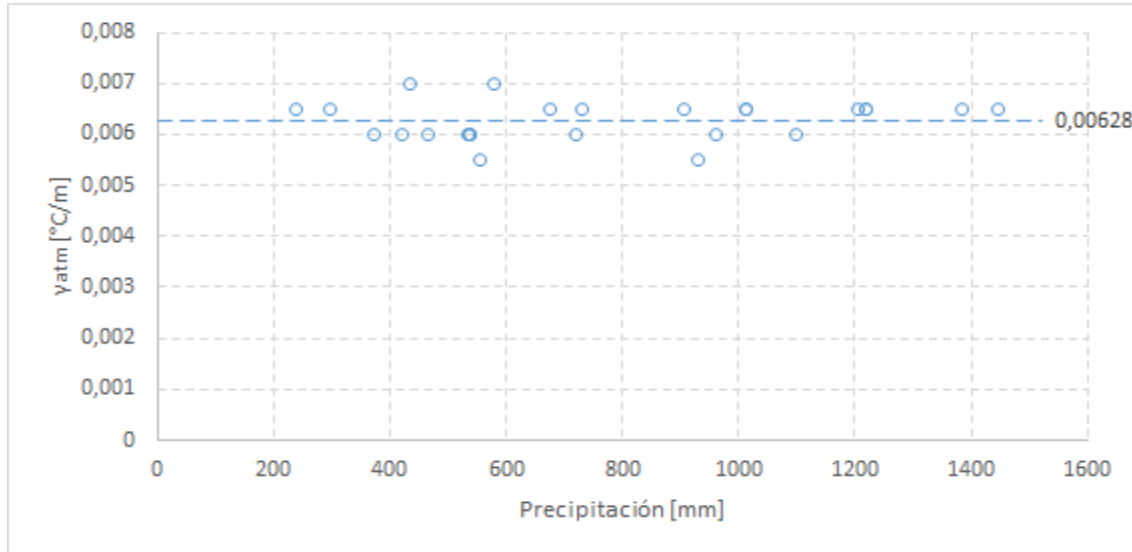


Figura 3.11. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el gradiente de temperatura atmosférica.

En el gráfico se presenta una línea casi horizontal, lo que sugiere una independencia entre ambas magnitudes. Por otra parte, al tener poca variabilidad en todas las calibraciones, se considera que este parámetro puede ser representado por el promedio de los resultados obtenidos, es decir, 0,00628 [°C/m].

2) Coeficiente de descarga del embalse subterráneo, CK :

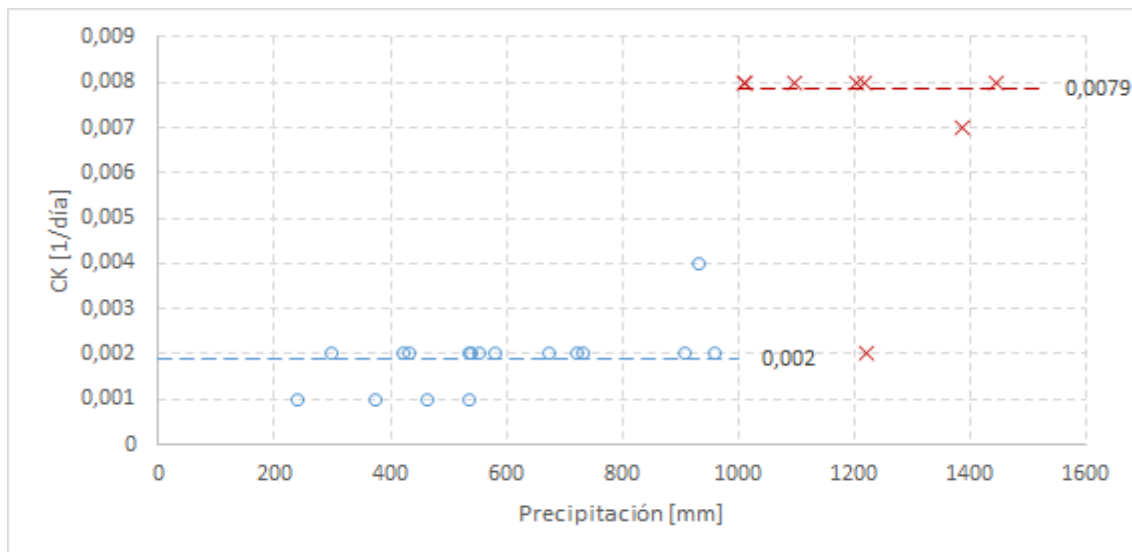


Figura 3.12. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el coeficiente de descarga del embalse subterráneo.

En este caso se ven dos comportamientos, un primer comportamiento en el que el parámetro toma valores bajos para precipitaciones acumuladas menores a 1000 [mm] y cuyo promedio es 0,002 [1/día] (puntos azules), y otro comportamiento en donde el parámetro toma valores altos para precipitaciones acumuladas mayores a 1000 [mm] y cuyo promedio es 0,0079 [1/día] (cruces rojas); en ambos casos se toma el promedio como valor representativo. Sin embargo, para precipitaciones acumuladas mayores a 1000 [mm] hay un punto alejado de los demás, este punto es eliminado del análisis por considerarse un caso aislado. De esta manera, al predecir, se toma $CK = 0,002$ [1/día] o $CK = 0,0079$ [1/día] si la precipitación acumulada del año hidrológico es menor o mayor a 1000 [mm], respectivamente.

3) Fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo, $FRAC$:

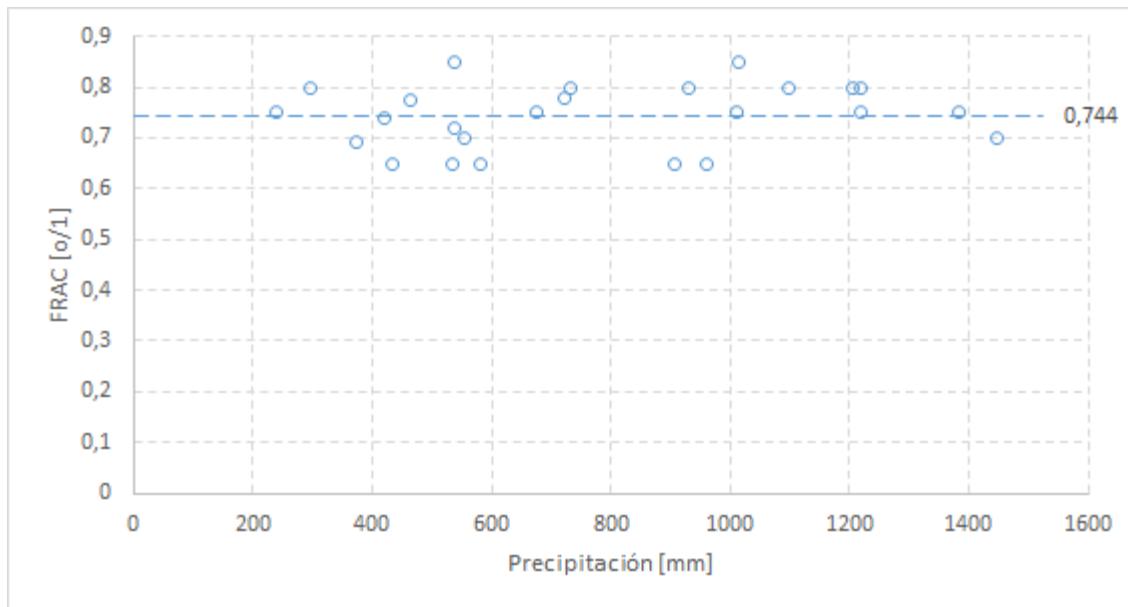


Figura 3.13. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y la fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo.

En este caso se presenta un comportamiento parecido del gradiente de temperatura atmosférica (γ_{atm}), por lo que se aplica el mismo criterio. Se presenta una línea casi horizontal que sugiere independencia entre ambas magnitudes, aunque con poca variación de la magnitud entre las calibraciones; es por esto que se considera el promedio como un valor representativo.

4) Umbral bajo el cual la cobertura de nieve es parcial, $HMAX$:

En este caso nuevamente se opta por considerar dos intervalos, los que se pueden ver claramente definidos en la Figura 3.14. Para precipitaciones mayores a 800 [mm] se presenta un valor constante e igual a 15 [cm], exceptuando dos casos (prácticamente un punto encima del otro); dado esto, se elige $HMAX = 15$ [cm] para precipitaciones acumuladas mayores a 800 [mm], que corresponde a la moda del parámetro en aquel intervalo. Por otra parte, para precipitaciones acumuladas menores a 800 [mm], se encuentra que el valor del parámetro presenta mayor dispersión, por lo que se toma como

valor representativo el promedio de todos los casos, excluyendo un punto alejado de los demás (cercano a $HMAX = 25$ [cm]).

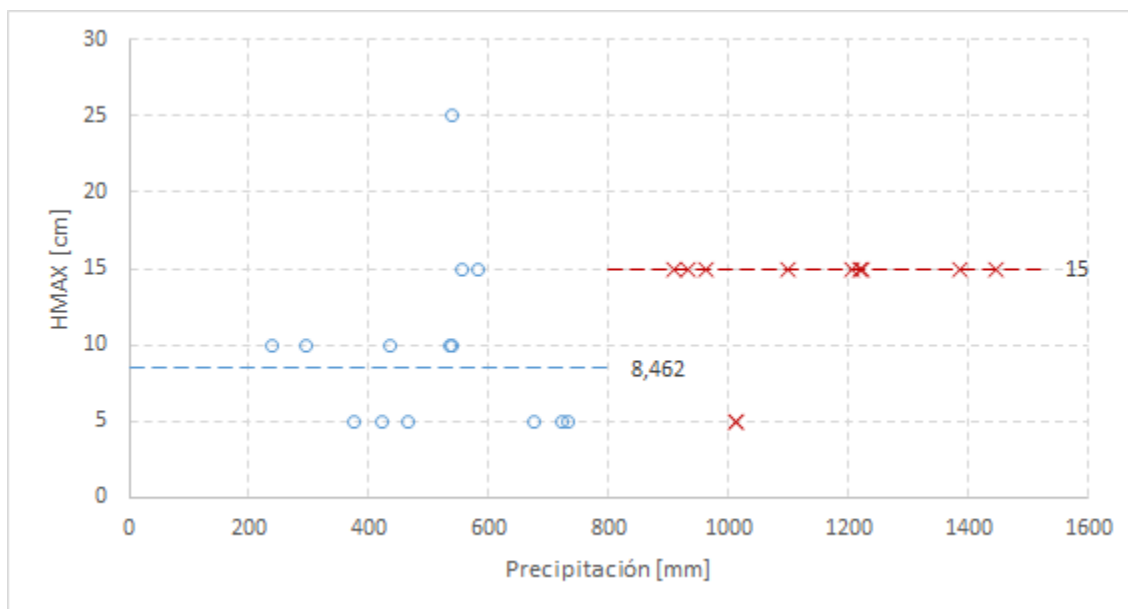


Figura 3.14. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el umbral bajo el cual la cobertura de nieve es parcial.

5) Capacidad de retención de agua en el suelo, $HSMAX$:

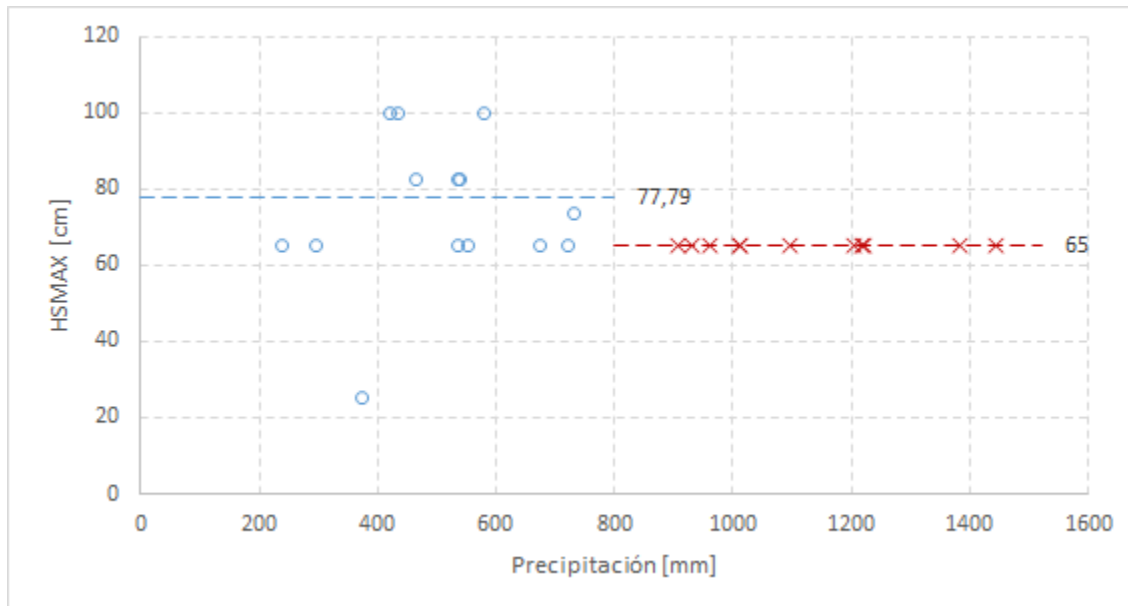


Figura 3.15. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y la capacidad de retención de agua en el suelo.

Al igual que otros parámetros vistos recientemente, este parámetro presenta un comportamiento constante para precipitaciones acumuladas superiores a 800 [mm]; es por esto que se decide tomar el criterio de asignar $HSMAX = 65$ [cm] para los años hidrológicos

que presenten precipitaciones acumuladas hasta agosto mayores a 800 [mm], y $HS_{MAX} = 77,79$ [cm] para años con precipitaciones acumuladas menores a 800 [mm]; valor que corresponde al promedio de los valores del parámetro obtenidos en las calibraciones, excluyendo un valor alejado de la tendencia general (cercano a $HS_{MAX} = 25$ [cm]).

6) Factor de precipitación de la primera banda, FP_1 :

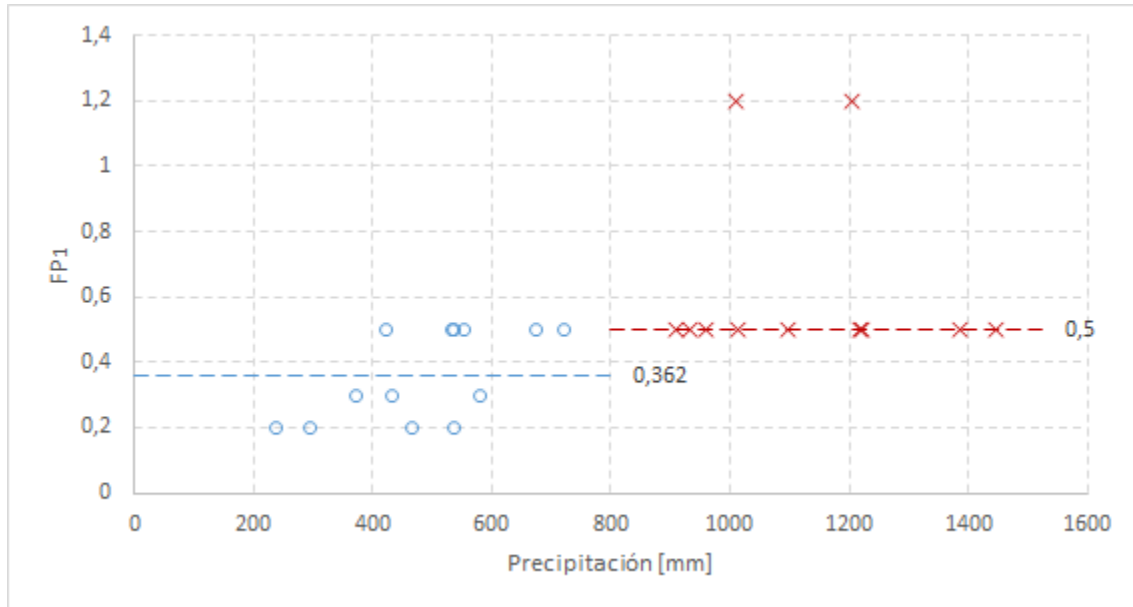


Figura 3.16. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la primera banda.

Una vez más se presentan dos comportamientos, uno para precipitaciones acumuladas mayores a 800 [mm] y otro para precipitaciones menores a aquel valor. Para este caso se decide tomar al promedio como valor representativo del parámetro para precipitaciones acumuladas menores a 800 [mm] y para precipitaciones acumuladas mayores a 800 [mm], se decide tomar como valor representativo a la moda, que corresponde a $FP_1 = 0,5$.

7) Factor de precipitación de la segunda banda, FP_2 :

Como se ve en la Figura 3.17, este corresponde al parámetro que presenta el comportamiento más disperso, para precipitaciones acumuladas mayores a 1000[mm] se ve que es posible tomar al promedio como un valor representativo, y que éste resulta ser cercano a todos los valores obtenidos en las calibraciones; sin embargo, para precipitaciones acumuladas menores a 1000 [mm] el comportamiento es totalmente disperso. En este caso se opta por elegir nuevamente al promedio como valor representativo, aunque se tiene en cuenta que la mayoría de los valores obtenidos de las calibraciones distan bastante de este valor representativo.

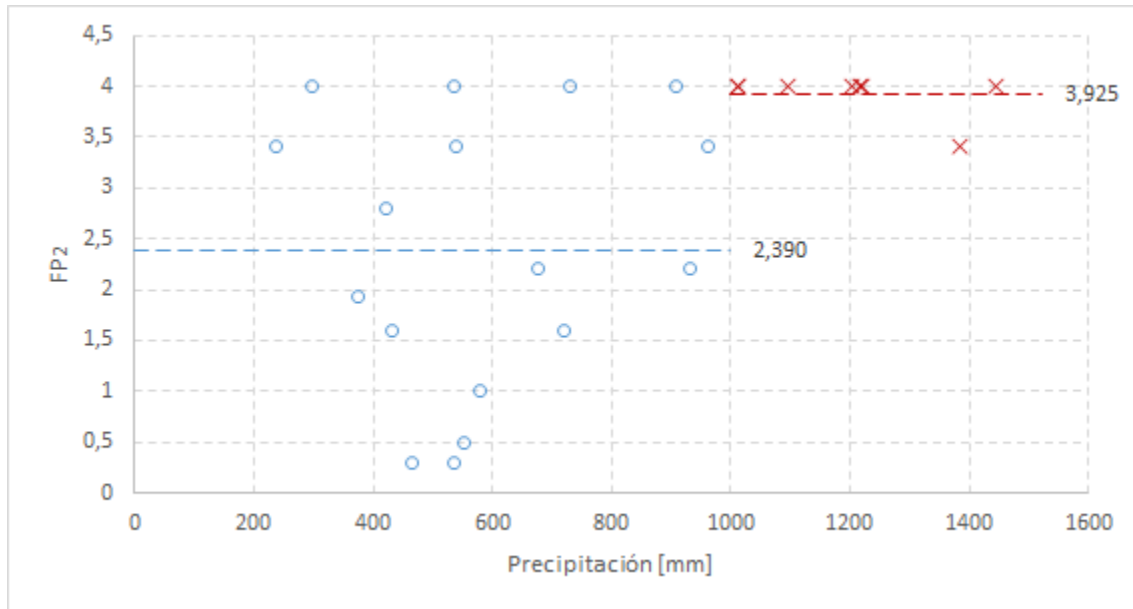


Figura 3.17. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la segunda banda.

8) Factor de precipitación de la tercera banda, FP_3 :

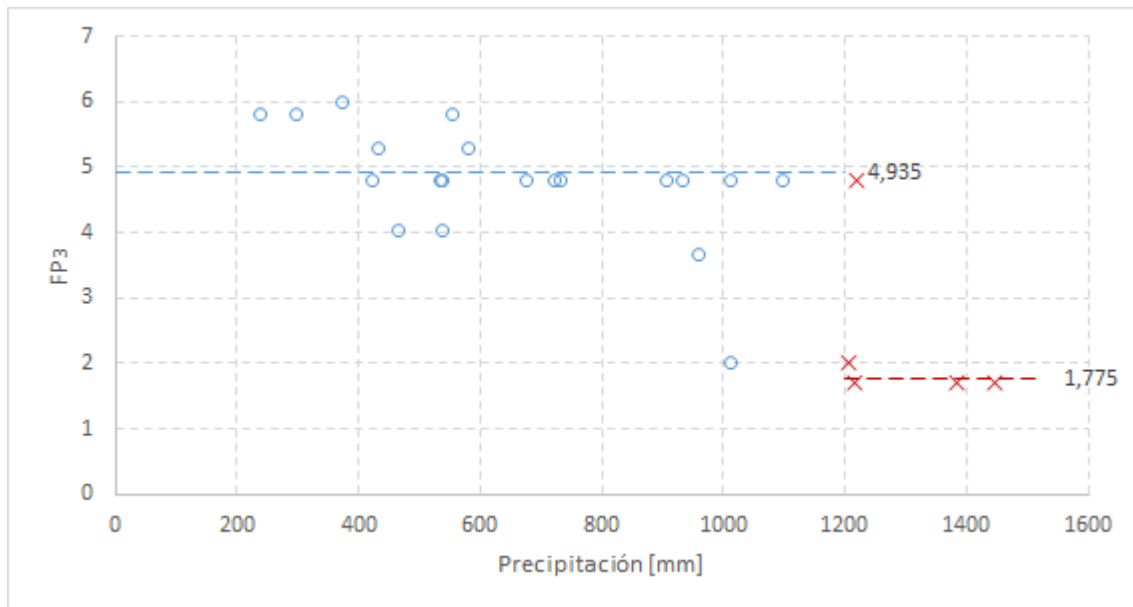


Figura 3.18. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la tercera banda.

En este caso, el comportamiento del parámetro se diferencia antes de una precipitación acumulada de 1200 [mm] y después de este valor. Para precipitaciones acumuladas menores a 1200 [mm] se considera que el valor representativo del parámetro corresponde a 4,935, que es el promedio de los valores obtenidos de las calibraciones, excluyendo un punto alejado de la tendencia y que es mucho menor a la mayoría (igual a 2). Por otra parte, para precipitaciones acumuladas mayores a 1200 [mm] también se elimina un punto del

análisis (cuyo valor es cercano a 5) y se toma al promedio como valor representativo del parámetro, resultando 1,775.

9) Factor de precipitación de la cuarta banda, FP_4 :

El caso de este parámetro resulta distinto a todos los demás; en éste es posible encontrar una correlación. Como se ve en la Figura 3.19, existe una relación logarítmica entre la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la cuarta banda; el coeficiente de determinación es de 0,7008 y se presenta también en la Figura 3.19. De esta manera, se plantea la alternativa de utilizar la siguiente relación para encontrar el valor del factor de precipitación:

$$FP_4 = -2,715 \ln(P_{ag}) + 20,755 \quad (96)$$

donde P_{ag} corresponde a la precipitación acumulada del año hidrológico hasta agosto en [mm].

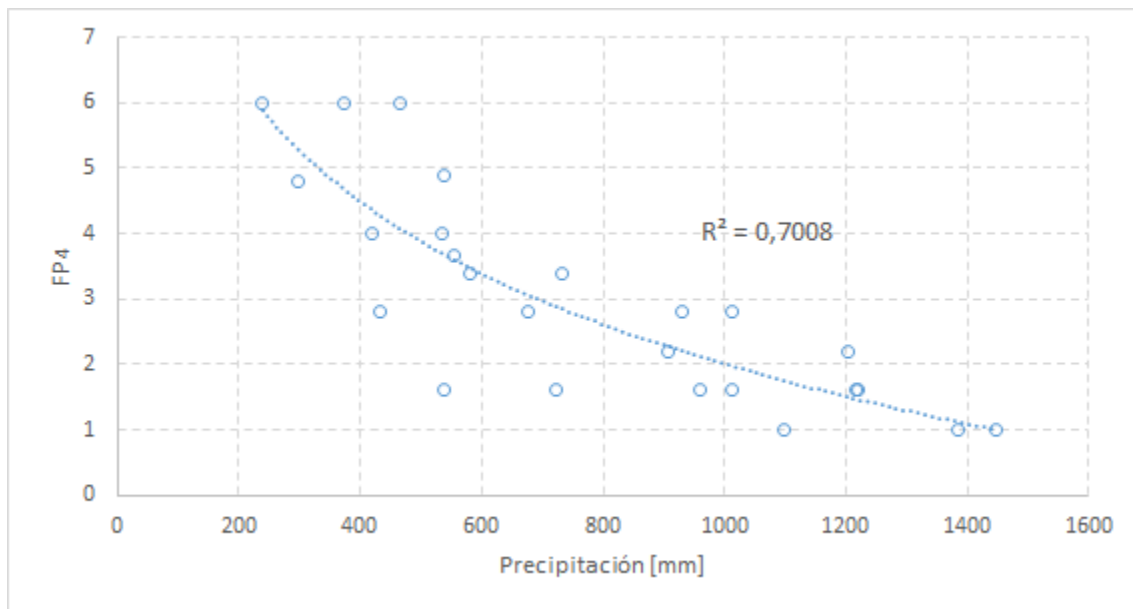


Figura 3.19. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el factor de precipitación de la cuarta banda.

10) Parámetro x_m de Muskingum:

Este parámetro también presenta gran dispersión para precipitaciones acumuladas bajas, en este caso se opta por elegir al promedio como valor representativo del parámetro para precipitaciones acumuladas menores a 600 [mm], a pesar de que no todos los valores obtenidos en las calibraciones son cercanos al promedio. Por otra parte, se presenta un comportamiento constante e igual a 0,2 para precipitaciones mayores a 600 [mm], por lo que se toma este valor como representativo en ese rango.

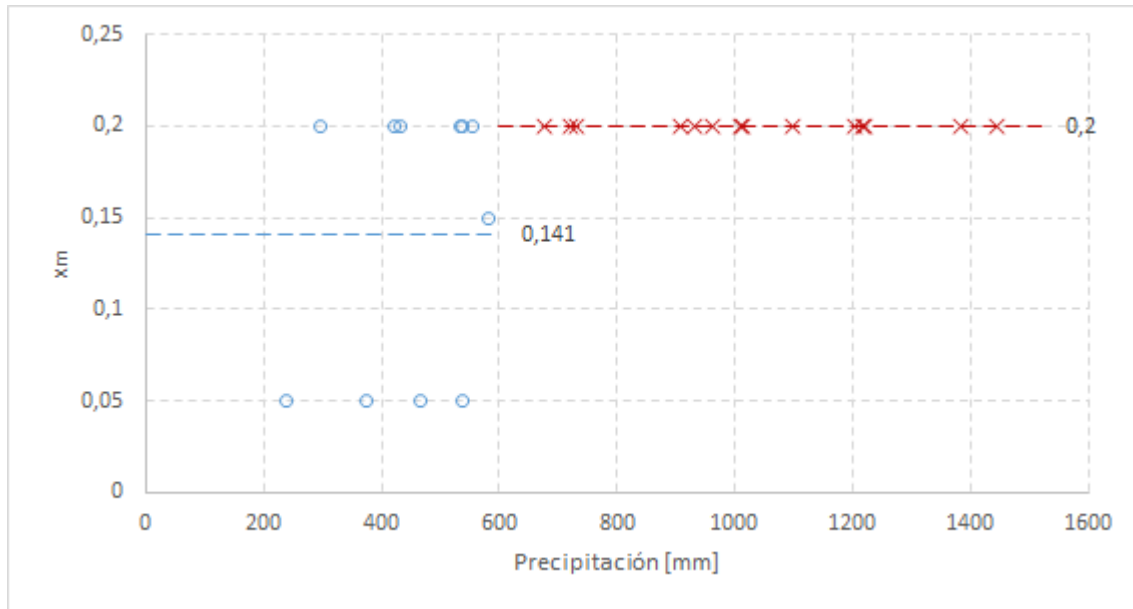


Figura 3.20. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el parámetro x_m de Muskingum.

11) Parámetro K_m de Muskingum:

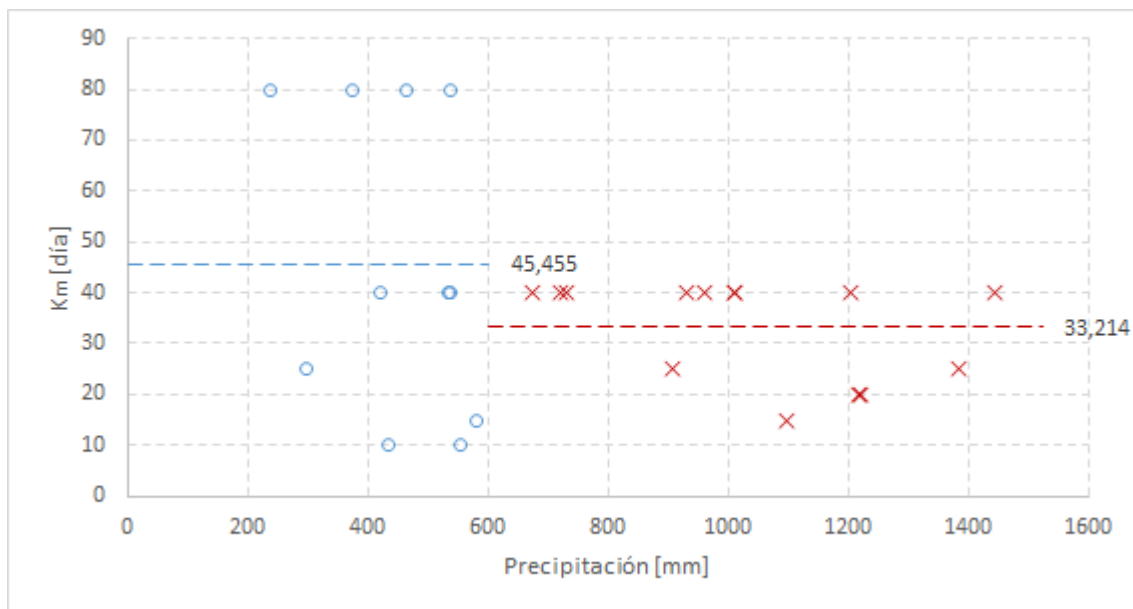


Figura 3.21. Gráfico de la precipitación acumulada hasta agosto y el parámetro K_m de Muskingum.

En este caso, para precipitaciones menores a 600 [mm] hay gran dispersión del parámetro, por lo que se toma al promedio como valor representativo, teniendo en cuenta que no todos los valores obtenidos en las calibraciones son cercanos al promedio. Por otra parte, para precipitaciones acumuladas mayores a 600 [mm] se presenta poca dispersión del valor del parámetro, por lo que se decide tomar al promedio como valor representativo del parámetro para este rango.

En resumen, para esta metodología, los criterios propuestos para la selección de los valores de los parámetros del modelo son los que se muestran en la Tabla 14.

Tabla 14. Criterios para asignar valores a los parámetros del modelo.

Parámetro	Criterio
γ_{atm}	Igual a 0,00628 [°C/m]
CK	Igual a 0,002 [1/día] para $P_{ag} < 1000$ [mm] Igual a 0,0079 [1/día] para $P_{ag} > 1000$ [mm]
$FRAC$	Igual a 0,744
$HMAX$	Igual a 8,462 para $P_{ag} < 800$ [mm] Igual a 15 para $P_{ag} > 800$ [mm]
$HSMAX$	Igual a 77,79 [cm] para $P_{ag} < 800$ [mm] Igual a 65 [cm] para $P_{ag} > 800$ [mm]
FP_1	Igual a 0,362 para $P_{ag} < 800$ [mm] Igual a 0,5 para $P_{ag} > 800$ [mm]
FP_2	Igual a 2,39 para $P_{ag} < 1000$ [mm] Igual a 3,925 para $P_{ag} > 1000$ [mm]
FP_3	Igual a 4,935 para $P_{ag} < 1200$ [mm] Igual a 1,775 para $P_{ag} > 1200$ [mm]
FP_4	Utilizar relación $FP_4 = -2,715 \ln(P_{ag}) + 20,755$
x_m	Igual a 0,141 para $P_{ag} < 600$ [mm] Igual a 0,2 para $P_{ag} > 600$ [mm]
K_m	Igual a 45,455 para $P_{ag} < 600$ [mm] Igual a 33,214 para $P_{ag} > 600$ [mm]

De esta manera, conociendo la precipitación acumulada hasta agosto de un año hidrológico, es posible aplicar esta metodología y tener valores propuestos para los parámetros. Sin embargo, ya que es necesario conocer la precipitación acumulada hasta agosto, solo es posible realizar predicciones de caudal desde septiembre en adelante.

En el caso de los 8 años seleccionados para validación, sus precipitaciones acumuladas hasta agosto se muestran en la Tabla 15 y los parámetros asignados con el método de clasificación de años por humedad son los mostrados en la Tabla 16.

Tabla 15. Precipitación acumulada hasta agosto en los años hidrológicos de validación.

Año	Precipitación acumulada hasta agosto [mm]
1974-1975	1217,5
1987-1988	1384,8
1989-1990	721,4
1990-1991	296,7
1991-1992	931,6
1997-1998	1011,3
1999-2000	537,8
2008-2009	1012,8

Tabla 16. Valores de parámetros asignados mediante método de predicción de caudales por clasificación de años por humedad.

Periodo	γ_{atm}	CK	FRAC	HMAX	HSMAX	FP₁	FP₂	FP₃	FP₄	x_m	k_m
1974-1975	0,00628	0,0079	0,744	15	65	0,5	3,925	1,775	1,466	0,2	33,214
1987-1988	0,00628	0,0079	0,744	15	65	0,5	3,925	1,775	1,117	0,2	33,214
1989-1990	0,00628	0,002	0,744	8,462	77,79	0,362	2,39	4,935	2,88	0,2	33,214
1990-1991	0,00628	0,002	0,744	8,462	77,79	0,362	2,39	4,935	5,299	0,141	45,455
1991-1992	0,00628	0,002	0,744	15	65	0,5	2,39	4,935	2,192	0,2	33,214
1997-1998	0,00628	0,0079	0,744	15	65	0,5	3,925	4,935	1,97	0,2	33,214
1999-2000	0,00628	0,002	0,744	8,462	77,79	0,362	2,39	4,935	3,685	0,141	45,455
2008-2009	0,00628	0,0079	0,744	15	65	0,5	3,925	4,935	1,966	0,2	33,214

4. RESULTADOS

A continuación, se presentan los resultados obtenidos en los 8 años de validación. Para cada método propuesto se muestra la simulación del año más y menos favorable a modo de ejemplo, de todas maneras es posible ver las simulaciones de los 8 años con los dos métodos propuestos en el ANEXO D. Además, se presentan tablas resumen con los errores porcentuales entre valores medidos y simulados, de caudales medios diarios y caudales medios mensuales.

Es importante mencionar que los errores porcentuales mostrados a continuación son calculados sin considerar el valor absoluto de la diferencia entre valor medido y simulado, esto con el objetivo de saber si en las simulaciones se está sobreestimando o subestimando el valor del caudal. Es decir, se utiliza la siguiente expresión:

$$Error\% = \frac{Valor\ simulado - Valor\ medido}{Valor\ medido} \cdot 100\% \quad (97)$$

4.1. Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Calibración de Periodos Extensos

Para el primer método de predicción de caudales propuesto, el año de simulación que presenta mejor comportamiento corresponde al año hidrológico 1974-1975. A continuación, se muestra un gráfico comparativo entre los caudales medios diarios medidos y los simulados de aquel año:

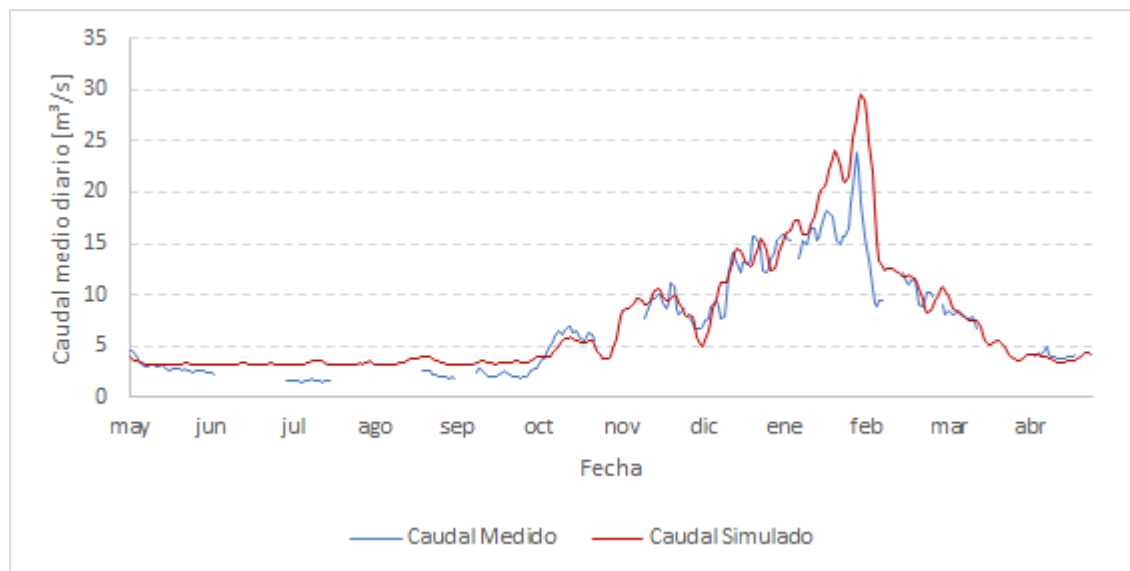


Figura 4.1. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1974-1975.

Adicionalmente, en la Figura 4.2 se puede ver un gráfico de dispersión con ajuste lineal entre los caudales medios diarios medidos y simulados de aquel año hidrológico. Luego, en la Figura 4.3 y en la Figura 4.4 se pueden ver los gráficos correspondientes al año hidrológico 1991-1992, que es uno de los peores resultados obtenidos en las validaciones del método de calibración de periodos extensos.

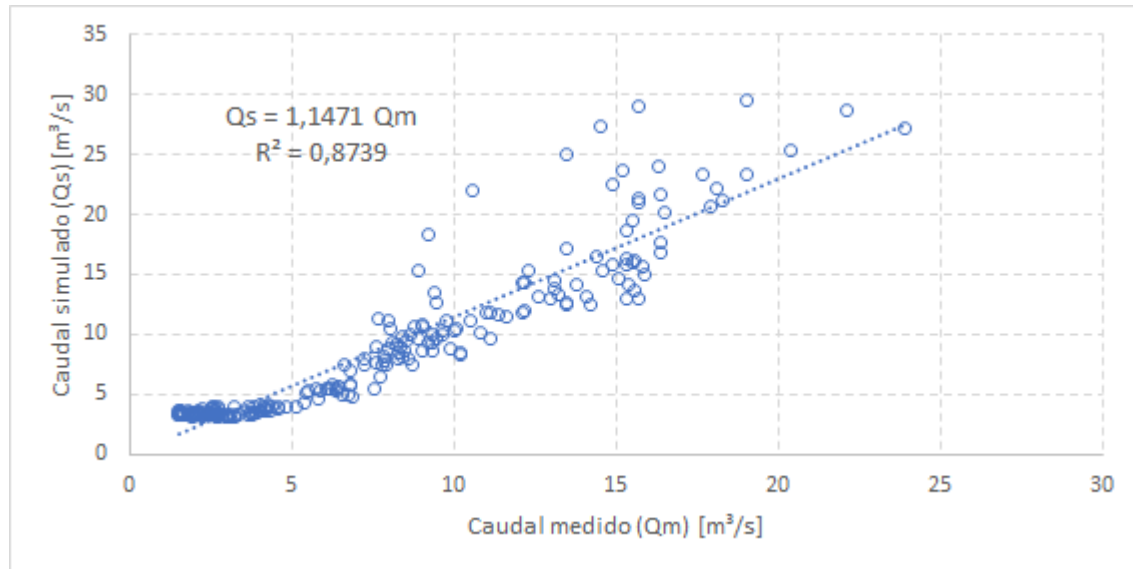


Figura 4.2. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1974-1975.

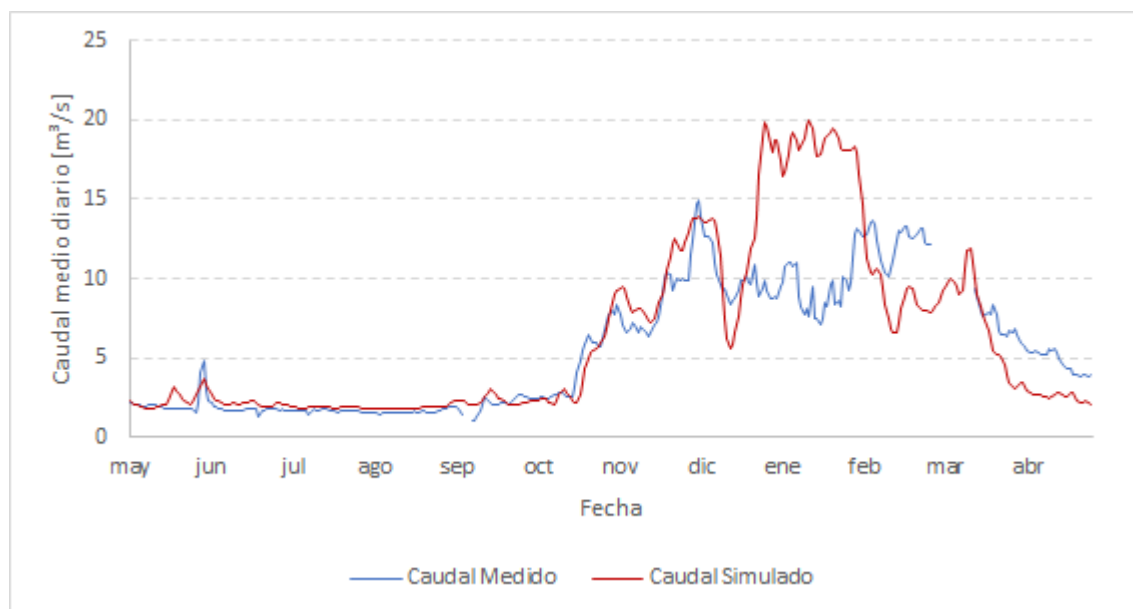


Figura 4.3. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1991-1992.

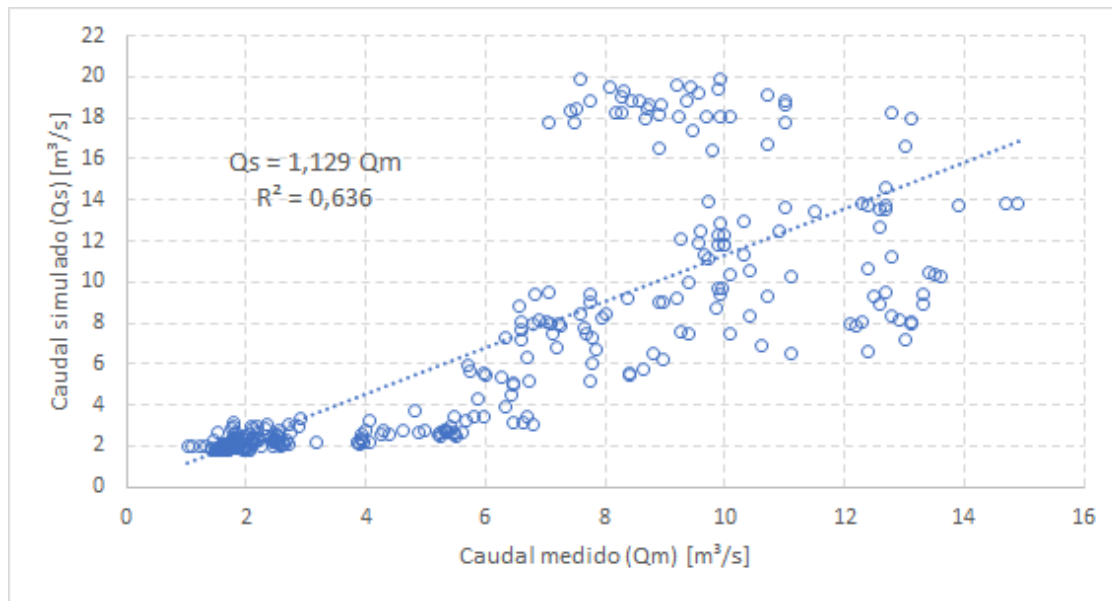


Figura 4.4. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1991-1992.

A continuación, se presentan los errores porcentuales promedio en primavera (considerada desde el 21 de septiembre al 20 de diciembre) y verano (considerado desde el 21 de diciembre al 20 de marzo) de los años de validación, entre caudales medios diarios medidos y simulados.

Tabla 17. Errores porcentuales promedio para las estaciones de primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del primer método propuesto.

Periodo	Estación	Error porcentual promedio
1974-1975	Primavera	8,4%
	Verano	17,0%
1987-1988	Primavera	1,1%
	Verano	85,0%
1989-1990	Primavera	18,5%
	Verano	27,1%
1990-1991*	Primavera	5,4%
	Verano	2,0%
1991-1992	Primavera	-0,1%
	Verano	44,0%
1997-1998	Primavera	-42,5%
	Verano	-14,8%
1999-2000†	Primavera	-6,7%
	Verano	7,5%
2008-2009‡	Primavera	27,5%
	Verano	12,1%

* Faltan mediciones desde el 26 de octubre al 22 de noviembre de 1990.

† Faltan mediciones desde el 27 de octubre al 21 de noviembre de 1999.

‡ Faltan mediciones desde el 20 de agosto al 29 de octubre de 2008.

4.2. Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Clasificación de Años por Humedad

En el caso del segundo método propuesto, el año hidrológico que presenta mejor comportamiento corresponde al periodo 1974-1975 que se muestra a continuación:

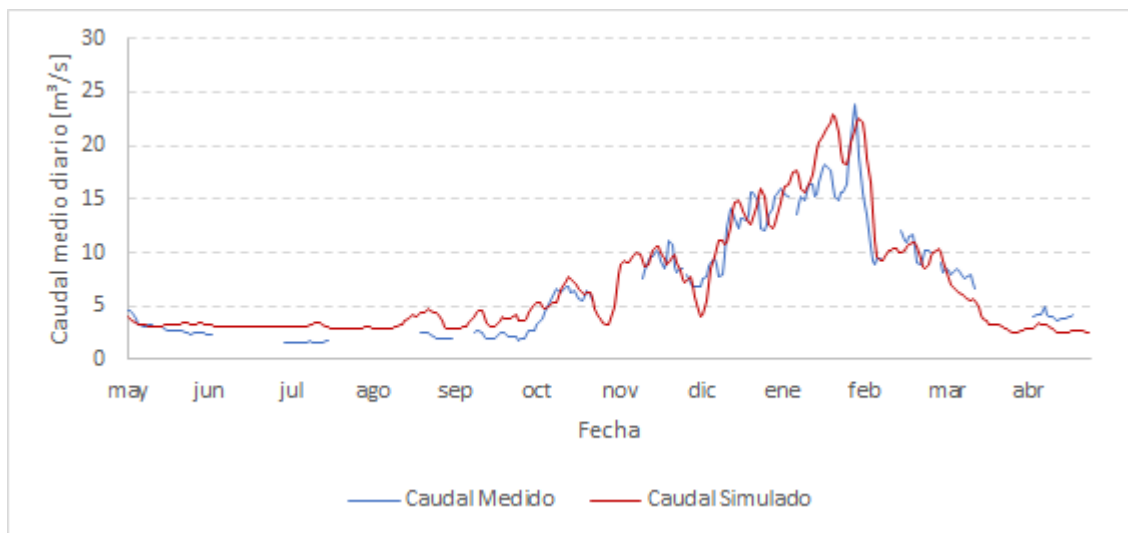


Figura 4.5. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1974-1975.

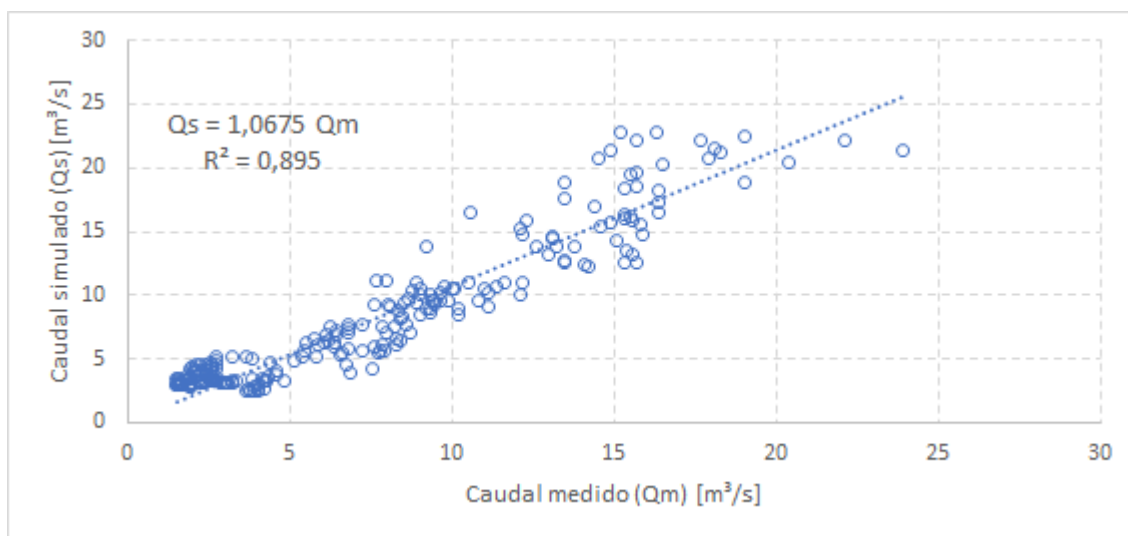


Figura 4.6. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1974-1975.

Por otra parte, uno de los años que presenta peor desempeño corresponde al periodo 2008-2009.

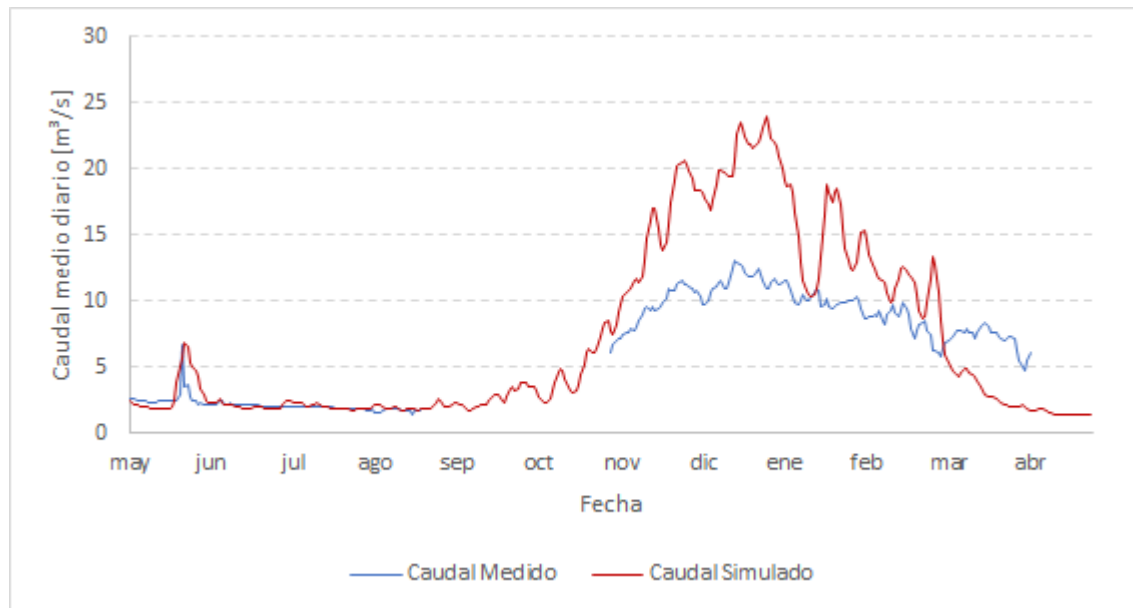


Figura 4.7. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.

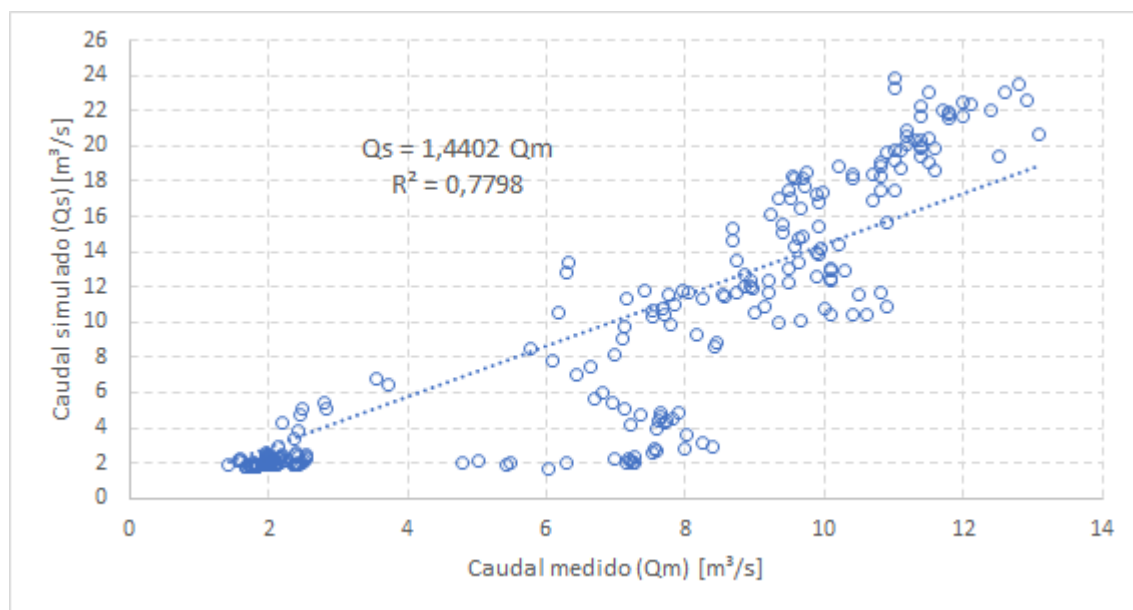


Figura 4.8. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.

Los errores porcentuales promedio en las estaciones de primavera y verano, entre los caudales medios diarios medidos y simulados, se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 18. Errores porcentuales promedio para las estaciones de primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del segundo método propuesto.

Periodo	Estación	Error porcentual promedio
1974-1975	Primavera	16,5%
	Verano	4,9%
1987-1988	Primavera	13,5%
	Verano	53,4%
1989-1990	Primavera	16,0%
	Verano	14,2%
1990-1991*	Primavera	-1,7%
	Verano	-12,6%
1991-1992	Primavera	7,0%
	Verano	13,4%
1997-1998	Primavera	-28,9%
	Verano	22,3%
1999-2000†	Primavera	4,0%
	Verano	18,3%
2008-2009‡	Primavera	60,8%
	Verano	36,3%

Desde el punto de vista de la implementación de cada metodología, cabe mencionar que el tiempo de implementación del método calibración de periodos extensos es notablemente menor que el del método de clasificación de años por humedad. Estos tiempos son aproximadamente de 2 días y 2 meses respectivamente, y tiene su explicación en el hecho de que, para el método de clasificación de años por humedad, es necesario la calibración de cada uno de los 25 años hidrológicos, mientras que con el método de calibraciones extensas, se requiere solamente de una gran calibración de un periodo extenso, lo que puede realizarse más rápido.

* Faltan mediciones desde el 26 de octubre al 22 de noviembre de 1990.

† Faltan mediciones desde el 27 de octubre al 21 de noviembre de 1999.

‡ Faltan mediciones desde el 20 de agosto al 29 de octubre de 2008.

5. ANÁLISIS

A continuación, en la Figura 5.1, se muestra un gráfico de los errores porcentuales promedio entre caudales medios diarios medidos y simulados. Los errores mostrados corresponden al promedio de los errores porcentuales de todos los días de primavera y verano de los 8 años seleccionados para validación, en el orden: 1974-1975, 1987-1988, 1989-1990, 1990-1991, 1991-1992, 1997-1998, 1999-2000 y 2008-2009. Las barras de color azul corresponden a los errores de las simulaciones hechas con el primer método de predicción propuesto, las barras de color rojo a los errores de las simulaciones hechas con el segundo método propuesto y las barras de color verde a los errores de las simulaciones hechas en las calibraciones de años individuales.

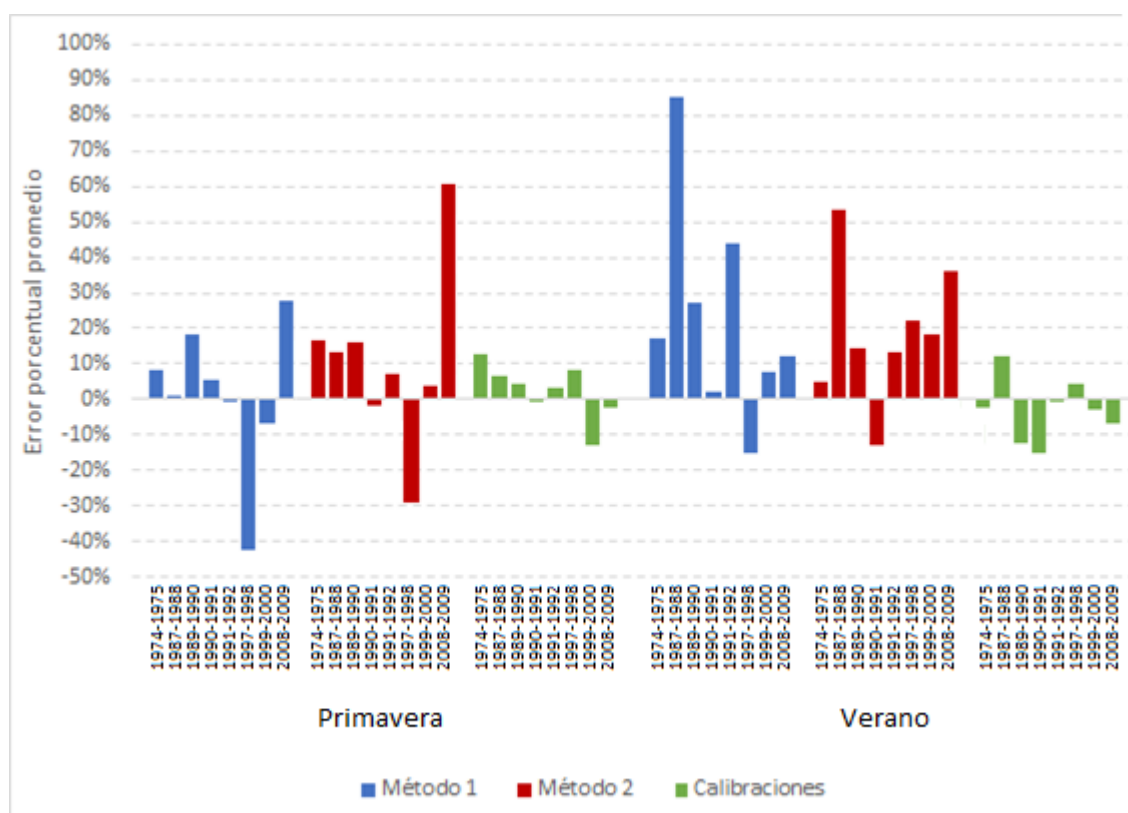


Figura 5.1. Error porcentual promedio en primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación de los dos métodos propuestos y en las calibraciones.

En el gráfico se puede ver que el orden de magnitud de los errores porcentuales obtenidos con los dos métodos de predicción propuestos es similar al orden de magnitud de los errores porcentuales obtenidos en las calibraciones, donde se puede considerar que el modelo tiene las condiciones propicias para mostrar sus mejores resultados. Sin embargo, con ambos métodos propuestos se aprecian algunos años con sesgos elevados. El primer caso que presenta un sesgo elevado corresponde a la primavera del año 1997-1998, tanto con el primer método como con el segundo; en este caso, como se ve en la Figura 5.2 y en la Figura 5.3 a continuación,

los métodos logran reproducir la forma en que evolucionan los caudales medidos en el tiempo, pero no logran reproducir la magnitud de éstos.

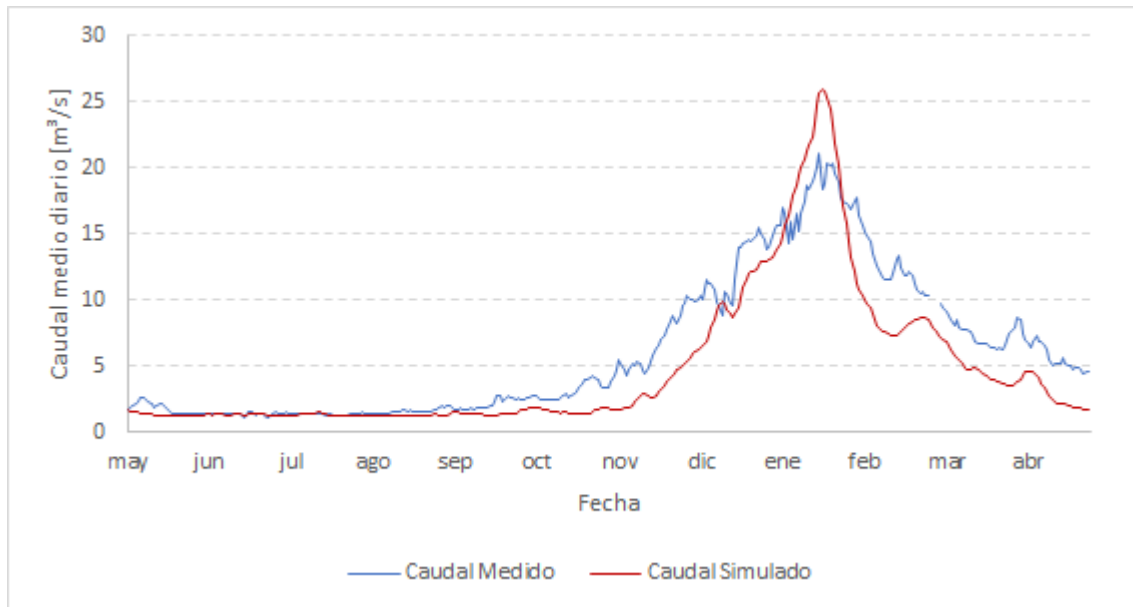


Figura 5.2. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1997-1998.

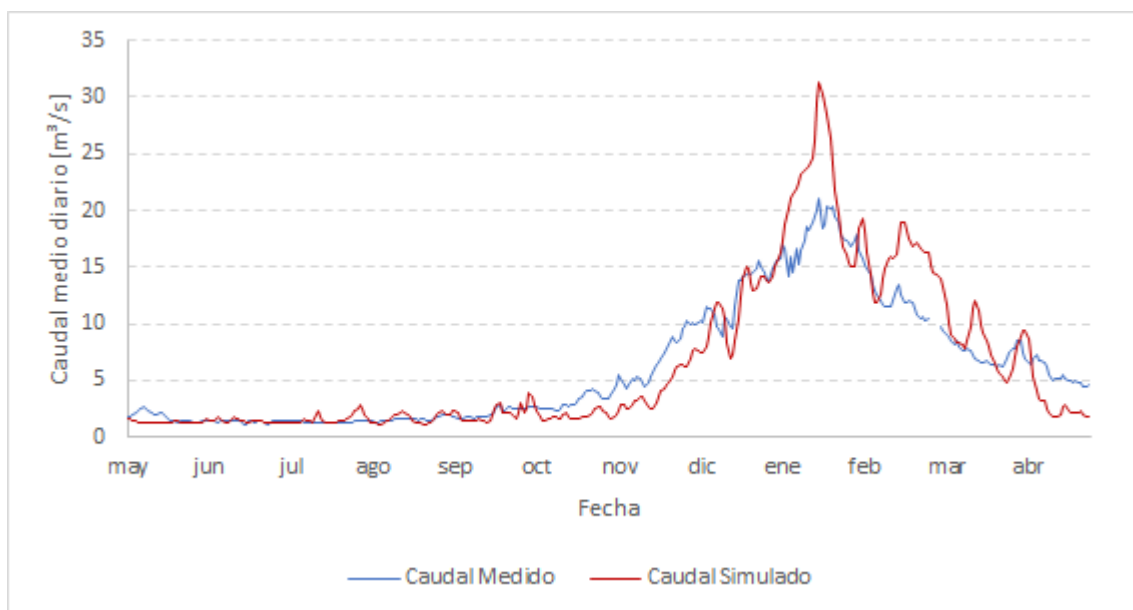


Figura 5.3. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1997-1998.

El segundo caso que presenta un sesgo elevado corresponde a la primavera del año 2008-2009, nuevamente tanto con el primer método propuesto como con el segundo. En este caso, se da la situación de que hay un periodo extenso de primavera sin mediciones de caudales medios diarios; corresponde a una ventana en que sus caudales adyacentes (mediciones del 19 de agosto y del 30 de octubre de 2008) son muy cercanos a los caudales simulados, tanto con el primer método como con el segundo. Tales modelaciones se pueden ver a continuación, en la Figura 5.4 para el caso del primer método propuesto, y en la Figura 5.5 para el caso del segundo; tal cercanía entre los caudales simulados y medidos al inicio y al final del periodo sin mediciones sugiere que de haber contado con tales mediciones, el error porcentual podría haber sido menor.

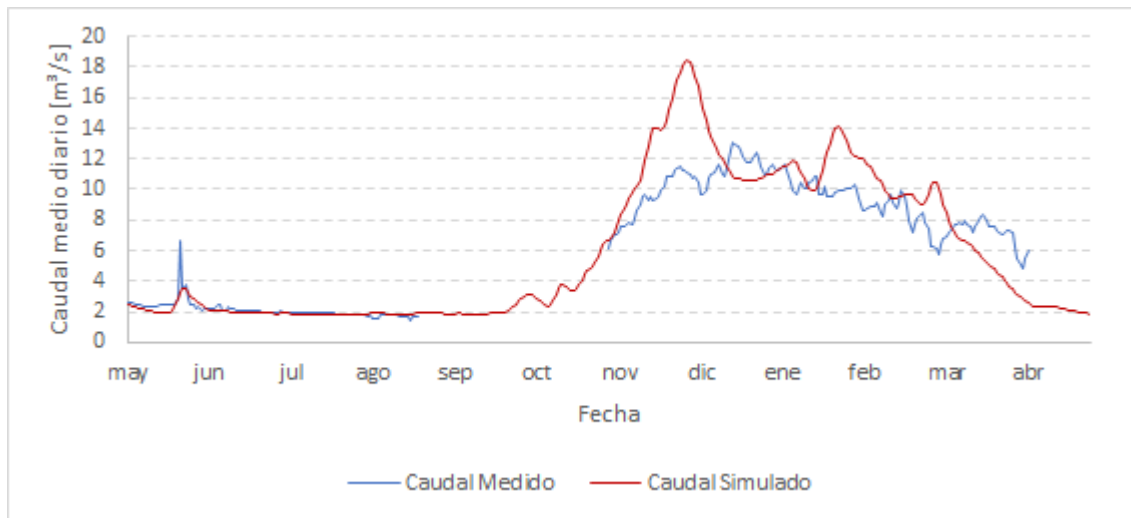


Figura 5.4. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 2008-2009.

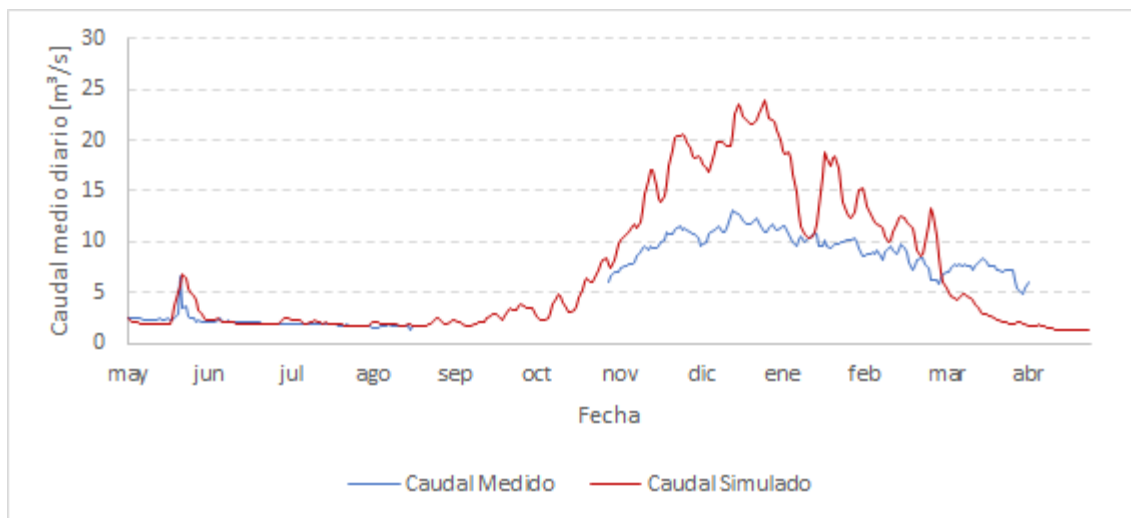


Figura 5.5. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.

En el caso de los errores porcentuales en verano, en el periodo 1987-1988 se puede ver un sesgo bastante alto. Sin embargo, en la Figura 5.6 se ve que a finales de febrero se presenta una repentina disminución del caudal medido, y que luego de un breve intervalo sin mediciones a finales de marzo, el caudal vuelve a aumentar a valores cercanos a 10 [m^3/s]. Tal comportamiento del caudal se considera sospechoso, más aun considerando que en las mediciones de la estación meteorológica no se registra precipitación alguna a finales de marzo que explique el aumento abrupto del caudal en esas fechas. Es por esto que se cree que entre finales de febrero y finales de marzo hay un error en las mediciones de caudal, es decir, en el registro figura un caudal menor al que en realidad escurrió en el río. De esta manera, las sobreestimaciones realizadas en las validaciones de ambos métodos en el periodo 1987-1988 se atribuyen principalmente a errores en las mediciones del caudal en el río, y no en gran medida a fallas propias de los métodos de predicción propuestos.



Figura 5.6. Caudal medio diario medido en el periodo 1987-1988.

Fuera de los periodos con sesgos elevados nombrados recientemente, los métodos propuestos muestran en general errores porcentuales del orden de los errores obtenidos en las simulaciones de las calibraciones. Es de esperar que en las calibraciones de años individuales se obtengan mejores desempeños, esto dado que cada calibración representa una situación óptima para el modelo, donde éste cuenta con un set de parámetros cuya característica es que éstos permiten al modelo realizar una simulación con una buena aproximación a los datos medidos. Ello indica que, considerando las propias limitaciones del modelo, los métodos propuestos muestran en general desempeños a la altura de los mostrados en las calibraciones de años individuales.

Por otra parte, se ve un patrón en las simulaciones de las calibraciones de años individuales (barras verdes en la Figura 5.1), generalmente se sobreestiman los caudales en primavera y se subestiman en verano. Dado esto, si se grafican los errores porcentuales promedio en primavera y verano entre los caudales medios diarios medidos y los simulados en las calibraciones (mismos errores porcentuales de las calibraciones expuestos en la Figura 5.1),

junto con el promedio de las temperaturas máximas diarias registradas en primavera de cada año, el gráfico obtenido es el mostrado en la Figura 5.7.

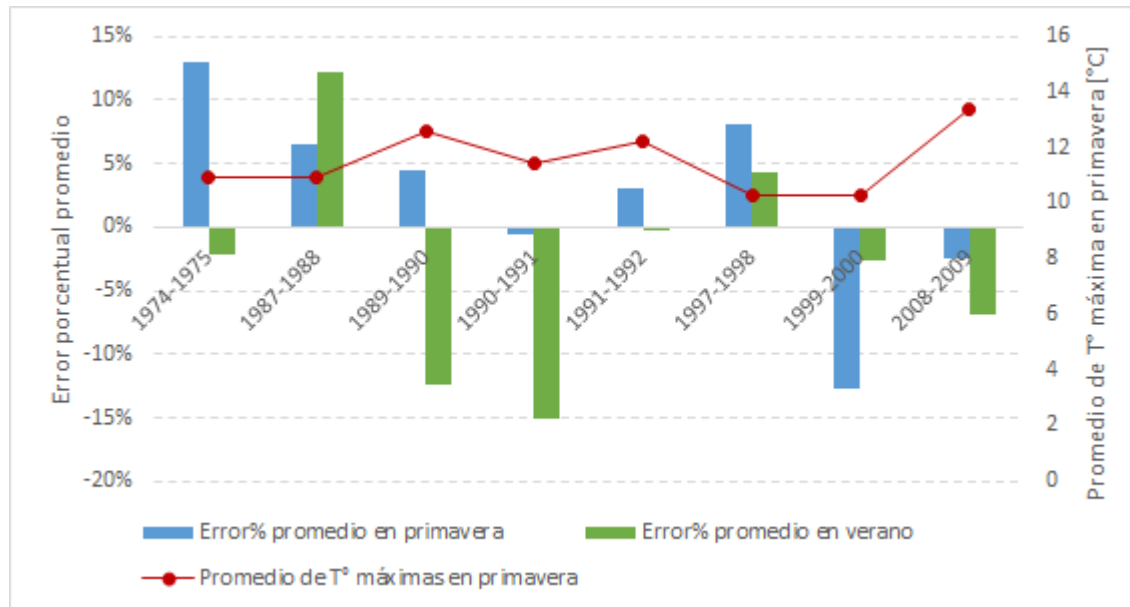


Figura 5.7. Error porcentual promedio en primavera y verano entre caudales medios diarios medidos y simulados en las calibraciones de años individuales de los 8 años seleccionados, junto con el promedio de temperaturas máximas diarias en primavera.

Entendiendo que la temperatura máxima diaria puede indicar qué tan altas fueron en general las temperaturas en un periodo determinado, en el gráfico se puede ver que la mayoría de las veces el modelo sobreestima más los caudales primaverales cuando la temperatura presente en primavera es baja, y los sobreestima menos cuando la temperatura presente en primavera es alta (llegando incluso a subestimar en el periodo 2008-2009). Sin embargo, si se analizan las simulaciones expuestas en el ANEXO C, se puede ver que la disminución del error porcentual en los periodos con primaveras con temperaturas altas (1989-1990, 1990-1991 y 1991-1992) no obedece al fenómeno de que en estos años se haya tenido un acercamiento notablemente mayor, entre caudales medidos y simulados, al obtenido en los periodos con primaveras con temperaturas bajas (1974-1975, 1987-1988 y 1997-1998); más bien se puede ver que en años con primaveras con temperaturas altas, se presentan disminuciones abruptas del caudal simulado, dejando el caudal simulado por debajo del caudal medido en un periodo corto de tiempo. Ejemplos de este tipo de disminuciones puntuales del caudal simulado se pueden ver encerradas en círculos en la Figura 5.8 y en la Figura 5.9; tales disminuciones abruptas colaboran a que el error porcentual promedio de primavera disminuya y dé la apariencia de que se sobreestiman menos los caudales en años con primaveras calurosas.

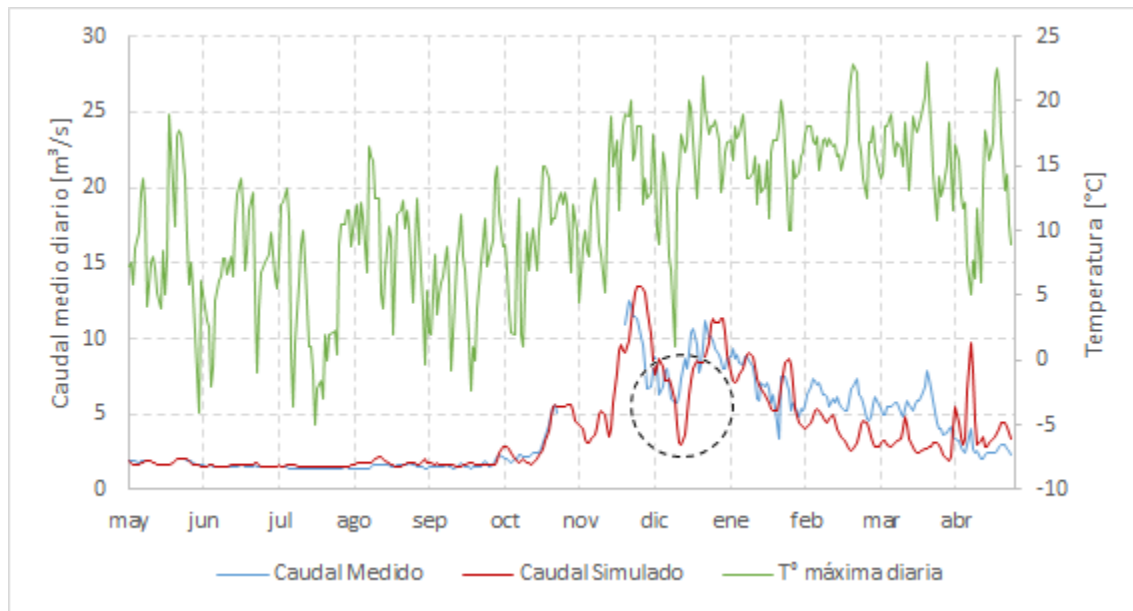


Figura 5.8. Gráfico de caudales medios diarios medidos y simulados, junto con la temperatura máxima diaria para el periodo 1990-1991.

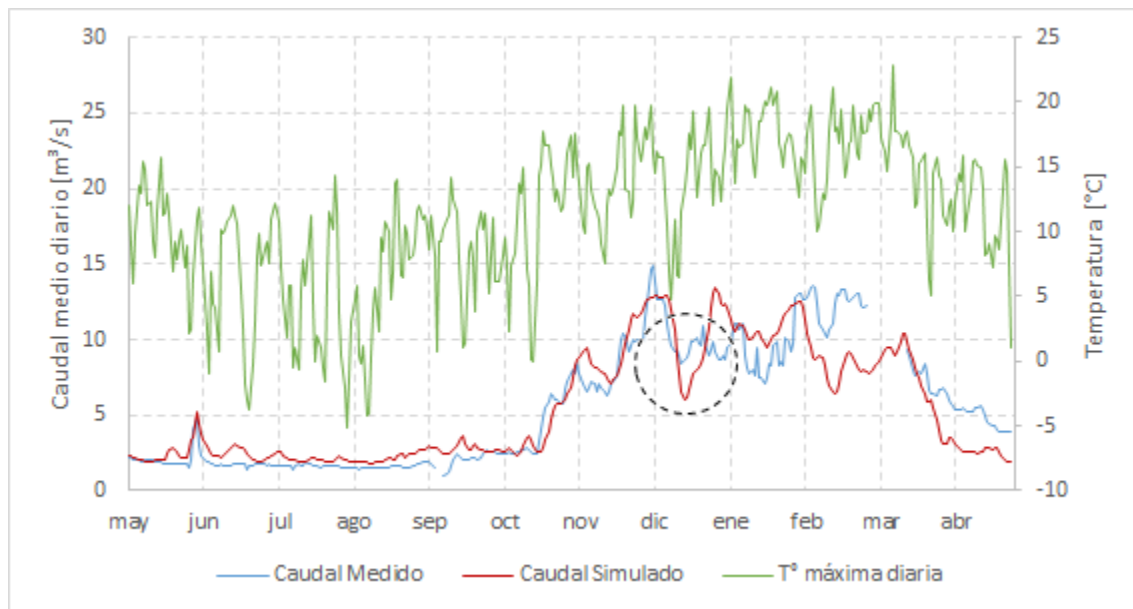


Figura 5.9. Gráfico de caudales medios diarios medidos y simulados, junto con la temperatura máxima diaria para el periodo 1991-1992.

Por otra parte, lo anterior indica que el modelo presenta dificultades para responder a cambios drásticos de la temperatura del aire, ya que, si se analizan los gráficos de la Figura 5.8 y Figura 5.9 con mayor detención, se puede ver que la disminución del caudal medido en el río puede atribuirse a una disminución repentina de la temperatura del aire momentos antes de la disminución de caudal, lo que podría estar generando menor o nulo derretimiento en ese instante. El modelo efectivamente logra captar la disminución en la temperatura y responde consecuentemente con una disminución del caudal, sin embargo, una vez que la temperatura del aire aumenta, el modelo no logra adecuarse rápidamente y continúa disminuyendo el caudal, a pesar de que un aumento de temperatura indique que debiera existir un aumento en el derretimiento y posteriormente en el caudal. Este fenómeno también está presente en la simulación del año 1989-1990 mostrada en la Figura 5.10, y se observa que luego de ocurrido, el modelo presenta mayores discordancias entre los caudales medidos y simulados, es decir, si se solucionase tal problema, es de esperar que el modelo muestre un mejor comportamiento, incluso presentándose disminuciones puntuales y abruptas de temperatura como las mencionadas.

Por lo tanto, se tienen dos ideas importantes, la primera es la recientemente mencionada sobre las disminuciones abruptas de caudal producto de caídas repentinas de la temperatura ambiente en años con temperaturas altas en primavera; el hecho de que este fenómeno no ocurra con las disminuciones abruptas de temperatura en otoño e invierno, se puede explicar en que los derretimientos en tales estaciones son mucho menores, por lo tanto, de haber errores en los derretimientos, éstos no tienen grandes repercusiones. La segunda idea importante es que el modelo sobreestima constantemente caudales en primavera, que dado el funcionamiento del modelo, lo más seguro es que esta constante sobreestimación en primavera se deba a que el modelo calcule derretimientos mayores a los reales recurrentemente; lo que se agudiza en periodos con primaveras con altas temperaturas.

La sobreestimación del derretimiento da pie al segundo patrón presente en el gráfico de la Figura 5.7: en años con primaveras con temperaturas altas, se subestiman más los caudales de verano que en los años con primaveras con temperaturas más bajas. La constante sobreestimación del derretimiento en primavera provoca la disminución apresurada de la profundidad del manto, llegando de forma adelantada al momento en que la profundidad del manto es cero (o cercana a cero), traducándose esto en una disminución notable en los caudales.

El fenómeno antes mencionado se evidencia en la Figura 5.10, donde se puede ver que para el periodo 1989-1990, en los meses de febrero, marzo y abril, el caudal simulado está notablemente por debajo del caudal medido; este tipo de situaciones se repite constantemente en las modelaciones realizadas y tiene directa relación con el espesor del manto en ese instante. Se puede ver que el comienzo de aquella notable separación entre caudal medido y simulado coincide con el momento en que prácticamente deja de existir manto de nieve en la cuenca (finales de febrero), y por lo tanto ya no hay nieve presente para generar derretimiento. Esto indica que el modelo estima un valor de derretimiento mayor al real, lo que se traduce en una sobreestimación de caudales en primavera, una acelerada disminución del manto de nieve y luego una subestimación de los caudales en verano debido a la falta de nieve en la cuenca.

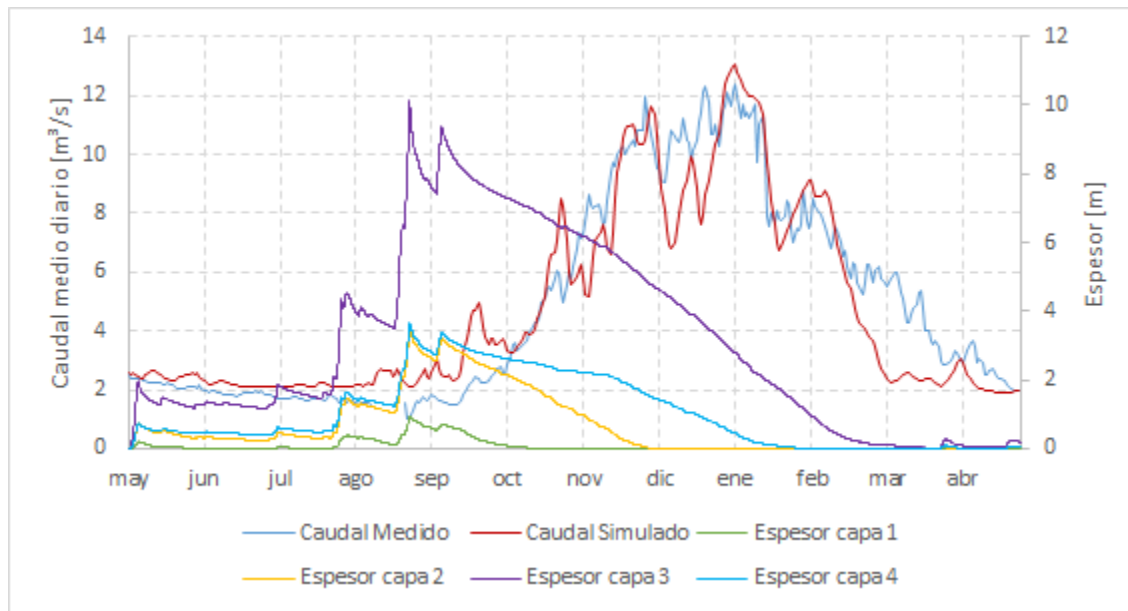


Figura 5.10. Gráfico de caudales medios diarios medidos y simulados, junto con el espesor simulado del manto para el periodo 1989-1990.

A pesar de todo, existen años que presentan excepciones a los patrones mencionados. En el periodo 1987-1988 se sobreestiman los caudales en verano, contrario a lo que se ha venido sosteniendo; tal excepción puede explicarse en la anomalía presente en las mediciones de aquel año (se presume que hay datos mal medidos para este periodo), que fue mencionada en el análisis del gráfico de la Figura 5.6. Por otra parte, el año 1997-1998 también presenta una sobreestimación del caudal en verano, lo que se puede explicar al ver la Figura 5.11, en donde se puede ver que tal año es el que presenta mayor precipitación anual, lo que permite al modelo lograr tener nieve en la cuenca al llegar al verano.

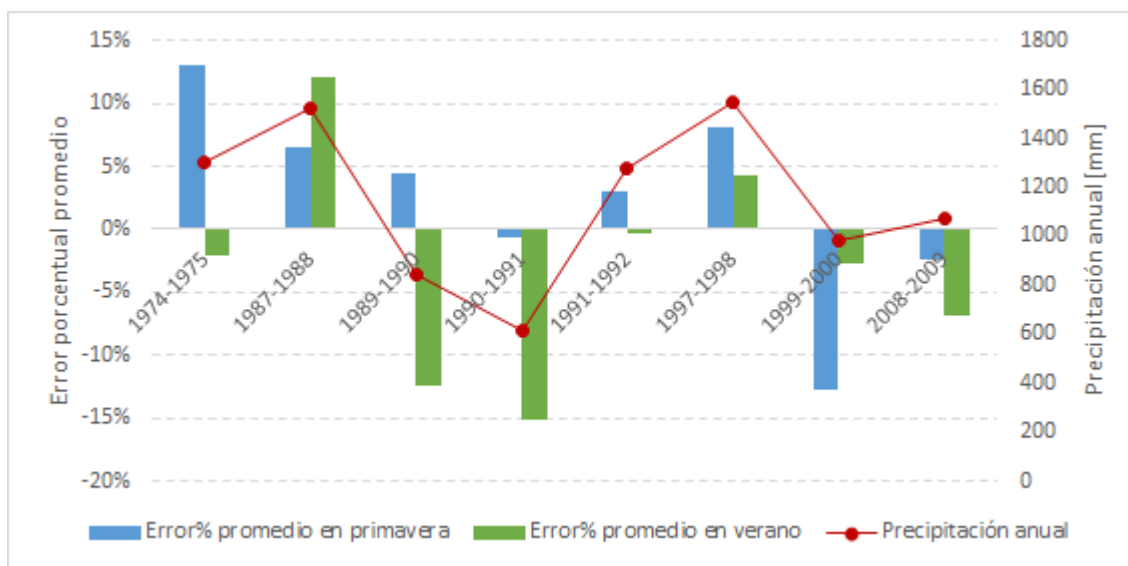


Figura 5.11. Error porcentual promedio en primavera y verano entre caudales medios diarios medidos y simulados en las calibraciones de los 8 años seleccionados, junto con la precipitación anual de cada año.

El gráfico anterior también indica que por lo general se sobreestiman más los caudales en primavera cuando el año se trata de un año con precipitaciones altas, además de subestimar poco los caudales en verano. Por otra parte, se sobreestiman menos los caudales de primavera ante años con precipitaciones bajas, y se subestiman más los caudales en verano. Dado esto, el modelo presenta problemas para encontrar un punto de equilibrio, para así, no sobreestimar en primavera y subestimar en verano los caudales. Sin embargo, al analizar el gráfico de la Figura 5.10, es posible ver que cada disminución importante en el caudal coincide con el derretimiento total de una capa, lo que lleva a pensar que de haber una discretización de la cuenca en un mayor número de bandas, se podría llegar a un mejoramiento en las estimaciones del modelo.

Un factor importante a considerar es que en todas las simulaciones realizadas está presente el supuesto de que la cuenca se encuentra totalmente seca al inicio del año hidrológico, lo que puede influir en los resultados de los caudales simulados. Este supuesto puede no cumplirse en casos de años hidrológicos posteriores a años demasiado húmedos, ya que podría existir nieve remanente del periodo anterior.

Por otra parte, la división de la cuenca en una mayor cantidad de bandas permite asignar con mayor exactitud las propiedades de éstas, no solo con la profundidad del manto de nieve en cada banda, sino que también con la temperatura del aire sobre el manto, que ya se ha visto, que esto puede ser un factor relacionado de manera importante con los errores.

El análisis de los errores porcentuales obtenidos en las validaciones del método de predicción mediante calibración de periodos extensos, indica que éste presenta un mejor comportamiento en primavera que en verano. Esto se puede ver reflejado en el gráfico de la Figura 5.12, en donde se ve que los errores porcentuales en primavera son por lo general más bajos que los obtenidos en verano. Además, en la Tabla 19 se puede ver que en promedio se tienen menores errores porcentuales en primavera que en verano; con un 13,8% en primavera y un 17,8% en verano. Es importante tener en cuenta que para el cálculo del error promedio en verano de la Tabla 19, no se consideró el periodo 1987-1988 por las sospechas de errores en la medición mencionadas anteriormente.

En el caso del método de predicción mediante clasificación de años por humedad, el promedio de los errores porcentuales se muestra en la Figura 5.13. En el gráfico de la figura se ve que si no se considera el verano del periodo 1987-1988, los errores porcentuales en primavera y en verano son similares, de hecho, en la Tabla 19 se puede ver que el promedio del error en primavera de todos los casos es 18,5%, mientras que en verano es 17,4%, lo que no significa una gran diferencia en ambas estaciones.

La Tabla 19 además permite comparar ambos métodos propuestos. Se ve que el método de calibración de periodos extensos presenta en general menores errores porcentuales en primavera con un 13,8%, en comparación con un 18,5% del método de clasificación de años por humedad. En verano es distinto, ya que para el primer método propuesto se tiene en promedio un error del 17,8%, que es ligeramente superior al del segundo método propuesto que es de 17,4%, aunque ambos son bastante cercanos.

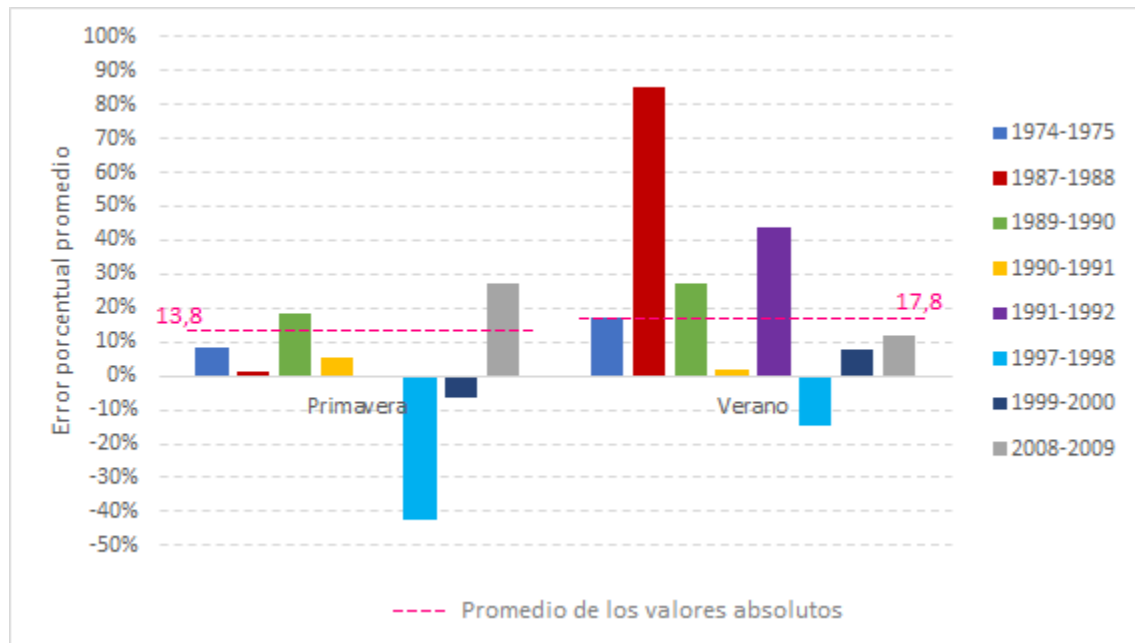


Figura 5.12. Error porcentual promedio en primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del método de calibración de periodos extensos.

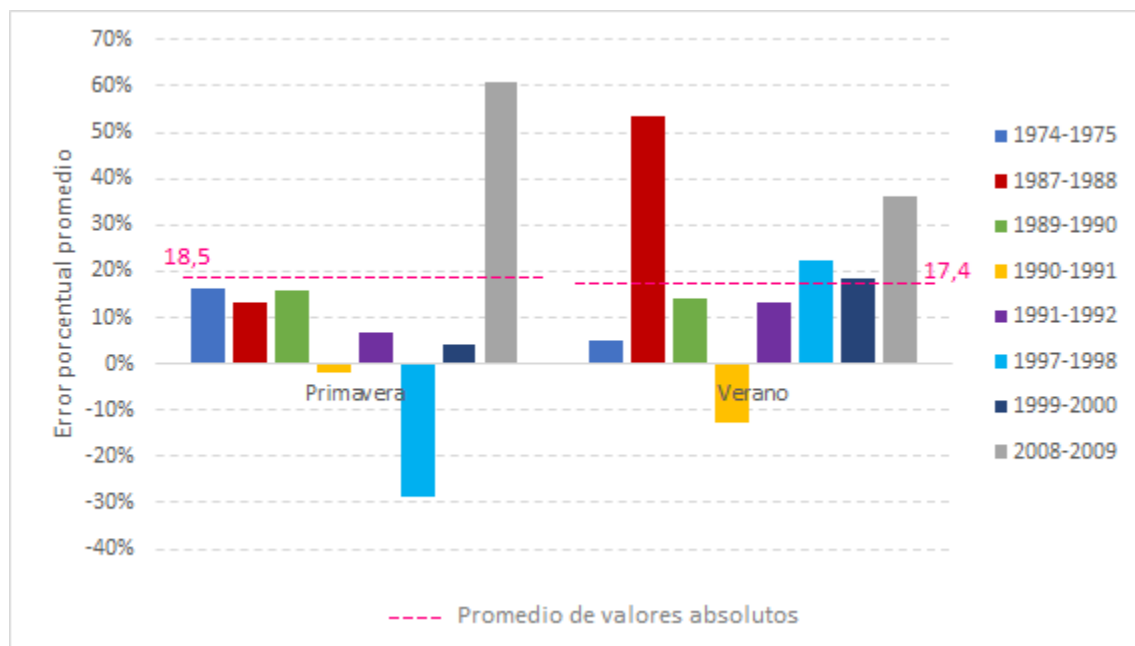


Figura 5.13. Error porcentual promedio en primavera y verano, entre caudales medios diarios medidos y simulados en la validación del método de clasificación de años por humedad.

Tabla 19. Promedio del valor absoluto de los errores porcentuales de cada método en primavera y verano.

Método	Primavera	Verano*
Calibración de periodos extensos	13,8%	17,8%
Clasificación de años por humedad	18,5%	17,4%

* En los cálculos de verano se excluye el periodo 1987-1988 para ambos métodos.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se logra proponer metodologías para la predicción de caudales en la cuenca del río Juncal a través de un Modelo Síntesis de Escorrentía, tales metodologías permiten al modelo definir sus 11 parámetros sin la necesidad de contar con mediciones previas de caudales medios diarios. Además, los métodos propuestos, tanto el de calibración de periodos extensos como el de clasificación de años por humedad, han sido sometidos a validación utilizando para ello los caudales medios diarios medidos de 8 años elegidos por sus precipitaciones anuales (desde años secos a años húmedos), obteniéndose resultados satisfactorios.

Los errores porcentuales obtenidos en las validaciones de ambos métodos propuestos tienen un orden de magnitud cercano al de los errores porcentuales obtenidos en las calibraciones de años individuales, aunque en general son mayores a estos últimos. Esta situación resulta ser favorable, ya que indica que los errores obtenidos están en gran medida asociados al modelo y no a los métodos propuestos (salvo algunos años que presentan sesgos elevados de sus errores porcentuales). Asimismo, es esperable que en las calibraciones se obtengan en general errores menores, debido a que éstas constituyen una situación en la que el modelo es aplicado de la manera tradicional (como siempre se ha utilizado en ocasiones anteriores), y representan una situación en la que el modelo cuenta con las condiciones propicias para su perfecto funcionamiento. En general, se considera que los errores porcentuales de los métodos son aceptables dentro del ámbito de la hidrología, aunque se debe tener en cuenta que se presentan años en los que los errores porcentuales son altos.

Lamentablemente en esta ocasión no es posible poner a prueba los métodos con predicciones reales, ya que para ello se requiere de una estadística meteorológica diaria desde mayo a agosto y no se cuenta con acceso a aquella información; es por esto que se considera que una futura investigación podría consistir en realizar una predicción de caudales en un momento en que se cuente con aquella estadística meteorológica. De esa manera, se podrían evaluar de forma más apropiada los métodos y estudiar la calidad de las predicciones realizadas considerando los errores propios de las estimaciones meteorológicas a utilizar en ese instante.

Por otro lado, respecto a la comparación de ambos métodos de predicción propuestos, se encuentra que en la estación de primavera el método de calibración de periodos extensos obtiene en general errores porcentuales notablemente menores que los obtenidos con el método de clasificación de años por humedad. Por otra parte, en la estación de verano se da el caso contrario, y los errores porcentuales del método de calibraciones de periodos extensos son mayores a los obtenidos con el método de clasificación de años por humedad, sin embargo, esta diferencia es mucho más leve comparada con la diferencia obtenida en primavera. Es por esto, que desde el punto de vista de una mejor aproximación a los caudales medidos, es recomendable utilizar el método de calibración de periodos extensos en lugar del método de clasificación de años por humedad; aunque ninguno de los dos está exento de, en algunas ocasiones, entregar resultados alejados de los caudales que efectivamente son medidos en el punto de control.

Respecto a la posible relación entre los valores de los parámetros obtenidos en calibraciones de años individuales y la precipitación presente en cada año, no se obtienen

resultados del todo satisfactorios. En algunos casos no se obtiene relación alguna, en otros el gráfico es prácticamente una línea horizontal (parámetros γ_{atm} y $FRAC$ en la Figura 3.11 y Figura 3.13 respectivamente), lo que indica una independencia entre ambas magnitudes; en una sola ocasión se presenta una relación con coeficiente de determinación aceptable. A pesar de esto, es importante mencionar que en la mayoría de los parámetros se presenta un valor límite de precipitación acumulada hasta agosto sobre el cual los éstos tienden a ser más estables de lo que son antes de tal valor; este valor límite generalmente es cercano a 800 [mm].

Desde el punto de vista de facilidad y rapidez en la aplicación de cada método, el método de calibración de periodos extensos resulta más fácil de implementar; esto debido a que solo se requiere de una estadística extensa y continua del lugar que permita realizar una sola gran calibración del modelo; naturalmente el tiempo que esto lleve depende de la capacidad de cómputo del computador utilizado, en este caso, en la calibración del periodo de 9 años continuos, la calibración demoró cerca de 2 días. Por otra parte, para la implementación del método de clasificación de años por humedad, son requeridas las calibraciones individuales de una gran cantidad de años, y luego un análisis de la relación existente entre los parámetros obtenidos y la precipitación presente hasta agosto en cada año; relación que en algunos casos no existe o no es totalmente satisfactoria, esto implica un mayor tiempo en la aplicación del método (a diferencia del método de calibración de periodos extensos, la aplicación de este método tomó cerca de 2 meses). Esto es una razón adicional para la recomendación de la utilización del primer método de predicción propuesto.

Respecto al programa creado para la aplicación y calibración del modelo, se tiene que éste es de fácil utilización, ya que hace posible el ingreso de información a través de programas amigables como Microsoft Excel. Sin embargo, es posible realizar un mejoramiento mediante la implementación de una interfaz gráfica. Además, a diferencia de versiones anteriores, permite derretir totalmente el manto de nieve a través de modificaciones hechas al modelo, lo que significa un mayor apego a la realidad. También entrega la posibilidad de comenzar la simulación de años hidrológicos considerando la cuenca totalmente seca, lo que puede resultar especialmente beneficioso para lograr una mejor aproximación a la realidad en las modelaciones de años consecutivos.

En relación al desempeño del modelo en las calibraciones, se obtiene que éste presenta dificultades para encontrar un punto de equilibrio que permita no sobreestimar caudales en primavera y subestimarlos en verano; cuando el modelo obtiene caudales adecuados en primavera, los subestima en verano, y cuando obtiene caudales adecuados en verano, los sobreestima en primavera. Se cree que esto puede deberse a que el modelo constantemente sobreestime el derretimiento, lo que explicaría una sobreestimación de caudales en primavera, que luego generaría una disminución apresurada del manto de nieve, y que enseguida se traduciría en una subestimación de caudales en verano producto de la falta de nieve en la cuenca. La idea de la existencia de este mecanismo se ve reforzada por la relación encontrada entre la sobreestimación de caudales en primavera en años húmedos, y la subestimación de caudales en verano en años secos.

Adicionalmente a la sobreestimación y subestimación de caudales recién mencionada, se encuentra que el modelo presenta problemas para responder a cambios drásticos de la temperatura del aire en primavera y verano. Se cree que tanto el problema de sobreestimación y subestimación de caudales, como el problema de respuesta tardía del modelo ante cambios

drásticos de temperatura del aire, podrían ser resueltos con una discretización de la cuenca en un mayor número de bandas (podría abordarse en una investigación futura), de esta forma se detallarían de mejor manera los atributos del manto, en especial los factores de precipitación (FP_i) y la temperatura del aire. El aumento de la cantidad de bandas no debería presentar grandes problemas al programa realizado en esta memoria, ya que la manera en que está estructurado permite que al agregársele más bandas, el tiempo de cómputo no debiese aumentar demasiado. La razón de lo anterior, es que el modelo hidrológico se implementó en el software MATLAB (MATrix LABoratory) en base a una estructuración matricial, y tal como su nombre en inglés lo indica, este es realmente eficiente siempre que se trabaje en base a calculo matricial.

Además, como propuesta de estudio futuro, se tiene la aplicación de los métodos propuestos en predicciones reales de caudal a una escala diaria con una semana de antelación, utilizando estimaciones de magnitudes meteorológicas como temperatura máxima y mínima, humedad relativa máxima y mínima, velocidad media del viento, precipitación y nubosidad en los días que se desea predecir. De esta manera, se podría evaluar la efectividad de los métodos considerando los errores en las predicciones meteorológicas.

Otra posible investigación futura está ligada a la profundidad inicial del manto de nieve. Como se ha comentado, es recurrente que el modelo llegue a verano con poca o nula nieve en la cuenca, lo que genera la subestimación de caudales en verano; esto puede tener su razón de origen en el supuesto realizado de que en cada periodo simulado, la cuenca se considera totalmente seca al inicio, lo que puede no cumplirse cuando se realizan simulaciones de años posteriores a años húmedos (altas precipitaciones). El estudio propuesto consiste en encontrar una posible relación entre la precipitación anual del año previo al modelado y la profundidad final (inicial del año siguiente) del manto de nieve del año previo al año que se desea modelar. De esta manera, quizás se podrían reducir los errores generados por falta de nieve en verano.

Finalmente, el último estudio que se propone tiene relación con la radiación de onda corta incidente. Debido a que la radiación aportada por el Sol es uno de las fuentes más importantes para el derretimiento, y ya que se presentan problemas de subestimación de caudales en verano (periodo en que la radiación de onda corta toma un papel aún más importante), se propone sustituir las ecuaciones que utiliza el modelo para estimar la radiación solar, y reemplazarlas con mediciones. De esta manera, se podrían comparar los resultados obtenidos mediante ecuaciones y mediante mediciones, y tener una idea más clara de cuan exactas son las ecuaciones utilizadas.

REFERENCIAS

- Arrau, L. (1983). *Modelo de Hidrología de Nieves para Pronosticar Esguimientos por Deshielo*. VI Congreso Nacional de Hidráulica.
- CADE-IDEPE, Consultores en Ingeniería. (2004). *Diagnóstico y Clasificación de los Cursos y Cuerpos de Agua Según Objetivos de Calidad, Cuenca del Río Aconcagua*. Santiago.
- Cica. (1982). *Estudio Integral de Riego de los Valles Aconcagua, Putaendo, Ligua y Petorca*. Comisión Nacional de Riego.
- Eagleson, P. S. (1970). *Dynamic Hydrology*.
- Espíldora, B., & Stowhas, L. (1968). *Instalación y Operación de un Laboratorio de Hidrología de Nieves*. Santiago: Departamento de Obras Civiles, Universidad de Chile.
- Luna, R. (1981). *Método para Determinación de la Tasa de Derretimiento Máxima Probable en un Manto de Nieve*. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.
- Maluk, N. (2009). *Estimación de Pérdidas por Evapo-Sublimación en Cuencas Nivales*. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.
- Miguel, R. (1994). *Síntesis de Caudales Diarios en Cuencas Pluvionivales*. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.
- Morgan, D., Pruitt, W., & Luorence, F. (1971). *Analysis of Energy, Momentum and Mass Transfer above Vegetative Surfaces*. Davis: University of California.
- Peña, & Nazarala. (1987). *Simulación de la Escurrimiento de Deshielo en una Cuenca Nivo-Glacial de Los Andes de Chile Central*. VII Congreso Nacional de Hidráulica.
- Pérez, A. (2013). *Influencia de la Temperatura de la Lluvia en el Derretimiento de un Manto de Nieve*. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.
- Rikhter. (1956). *Snow Hidrology*. Portland, Oregon: 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.
- Rojas, D. (2005). *Modelo Hidrológico Distribuido para Cuencas Pluvio-Nivales Aplicado Sobre la Cavidad de la Mina El Teniente*. 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.
- Silva, C. (2000). *Simulación de un Manto de Nieve, Mediante un Modelo de Multicapas*. Valparaíso: Universidad Técnica Federico Santa María.

- Stowhas, L. (1975). *Simulation of Energy Budget and Melting Processes in Snowpack Systems under Data Constraints*. Davis: University of California.
- Yosida, Z. (1963). *Physical Properties of Snow, in Ice and Snow*. M.I.T.

ANEXO A

Cálculo de la Hora de Amanecer y Anochecer

A continuación, se detallan las ecuaciones utilizadas por el modelo para el cálculo de las horas de la salida y puesta de Sol en cada día de simulación. En primera lugar, es necesario calcular el ángulo horario del Sol al amanecer y al anochecer para el día del año en que se está haciendo el cálculo; tal ángulo se calcula como se muestra a continuación:

$$\cos(H) = -\tan(\phi) \tan(\delta) \quad (\text{A.1})$$

donde:

H : Ángulo horario del Sol al amanecer y al anochecer del día de cálculo.

ϕ : Latitud del lugar de interés.

δ : Ángulo de declinación del Sol en el día de cálculo.

Es importante recordar que δ depende del día en curso y puede ser calculado por la ecuación (9) expuesta en la explicación del balance energético, en la página 18.

Luego, al aplicar la inversa del coseno a la ecuación (A.1), se obtienen dos resultados para H , uno negativo y otro positivo; el valor negativo corresponde para el amanecer y el positivo para el anochecer. Finalmente, es posible reemplazar h por los valores de H en la ecuación (14) (página 19) y así despejar HR , de esta manera se obtienen la hora de amanecer y anochecer:

$$H_{AM/AN} = \frac{H + 180^\circ}{15} \quad (\text{A.2})$$

ANEXO B

Tutorial del Programa

A continuación, se detallan los pasos a seguir para la utilización del programa realizado en el software MATrix LABoratory (MATLAB). Esto se detalla tanto para el modo de síntesis de caudales, como para el modo de calibración del modelo.

Utilización del Programa para Síntesis de Caudales

Los pasos a seguir son los siguientes:

- Se abre el archivo de Excel «Entrada.xlsx» y se ubica en la primera hoja, titulada «Condiciones». En ella:
 - En la primera fila, se ingresa la latitud de la ubicación de la cuenca en estudio (en grados decimales y con valores negativos para el hemisferio Sur).
 - En la segunda fila se ingresan los valores de los 11 parámetros del modelo, en el orden: gradiente de temperatura atmosférica (γ_{atm} , [°C/m]), el coeficiente de descarga del embalse subterráneo (CK , [1/día]), la fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo ($FRAC$, [0-1]), el umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda ($HMAX$, [cm]), la capacidad de retención de agua en el suelo ($HSMAX$, [cm]), los factores de precipitación de las bandas (FP_i) y los factores de Muskingum x_m y K_m .
 - Posteriormente, en la tercera fila, se ingresa el valor del caudal medio diario presente el día anterior al día de comienzo de simulación (Q_0 , [m^3/s]).
 - A continuación, en la cuarta fila, se ingresa el número de bandas en que se divide la cuenca, la cota de la estación meteorológica en [m.s.n.m.], el área de la cuenca en [km^2].
 - Finalmente, desde la fila 5 hasta la fila $4 + N^{\circ} \text{ de bandas}$, se ingresan las características de cada banda, en el orden: fracción del área total de la cuenca que le corresponde a la banda, fracción del área total de la banda con orientación Este-Oeste, fracción del área total de la banda con orientación Norte, fracción del área total de la banda con orientación Sur, fracción del área total de la banda cubierta por glaciares, cota media de la banda y pendiente media de la banda.

En la Figura B.1 se puede ver el orden en que se debe llenar la información en la hoja «Condiciones».

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	Latitud										
2	γ_{atm}	CK	FRAC	HMAX	HSMAX	FP1	FP2	FP3	FP4	x_m	K_m
3	Q_0										
4	N° Bandas	Cota Est. Met.	Área cuenca								
5	Fracción Área banda 1	Fracción Área E-O	Fracción Área N	Fracción Área S	Fracción Área Glaciares	Cota Banda 1	Pendiente Media Banda 1				
6	Fracción Área banda 2	Fracción Área E-O	Fracción Área N	Fracción Área S	Fracción Área Glaciares	Cota Banda 2	Pendiente Media Banda 2				
	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮				
	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮				
	Fracción Área banda n	Fracción Área E-O	Fracción Área N	Fracción Área S	Fracción Área Glaciares	Cota Banda n	Pendiente Media Banda n				

Banda 1

Banda 2

Banda n

Figura B.1. Tabla a rellenar en la hoja «Condiciones».

2. En la hoja «Estadística Meteorológica» del archivo «Entrada.xlsx», se debe ingresar la información registrada en la estación meteorológica de cada uno de los días en los que se realizará la simulación. Cada una de las filas de la tabla le corresponderá a un día de la modelación y las columnas corresponderán a: número de día del año, temperatura máxima (TMAX, [°C]), temperatura mínima (TMIN, [°C]), precipitación diaria (PRECIP, [mm]), evaporación potencial diaria (EVAP, [mm]), factor que depende del tipo de nubes (K), fracción de horas de Sol en el día (N), Velocidad media diaria del viento (U, [cm/s]), humedad relativa máxima (HUM. REL. MAX., [%]) y humedad relativa mínima (HUM. REL. MIN., [%]). En la Figura B.2, se puede ver un ejemplo para el llenado de la tabla de la hoja «Estadística Meteorológica».

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1	ID	TMAX [°C]	TMIN [°C]	PRECIP [mm]	EVAP [mm]	K	N	U [cm/s]	HUM. REL. MAX [%]	HUM. REL. MIN [%]
2	121	7.2	2	0	4.7	0.5	0.46	419	57.2	30.3
3	122	7.5	3.8	0	4.7	0.5	0.29	417	30	18
4	123	5.8	-1	6	4.6	0.5	0.52	415	82	30
5	124	8.7	2	0	4.6	0.5	0.29	414	45	26
6	125	9.8	5	0	4.5	0.5	0.03	412	38	25
7	126	13	4	0	4.5	0.5	0	411	43	27
8	127	14	4.9	0	4.4	0.5	0.5	409	35	15
9	128	12	4.8	0	4.4	0.5	0.54	408	40	18

Figura B.2. Ejemplo de llenado de tabla en la hoja «Estadística Meteorológica».

Una vez llenadas las dos hojas mencionadas, la información requerida en «Entrada.xlsx» estará completa para el modo de síntesis de caudales; las dos hojas restantes son necesarias solo cuando el modo es de calibración del modelo.

3. Posteriormente, se debe ejecutar el código titulado «Sintesis.m». Una vez que el computador ejecute el código, el resultado de caudales simulados será posible de ver en el archivo «Salida.xlsx», en donde la primera columna corresponderá al día del año simulado y la segunda columna corresponderá al caudal medio diario simulado de ese día. En la Figura B 3, se puede ver un ejemplo de entrega de resultados en el archivo «Salida.xlsx».

	Día del año	Caudal simulado [m ³ /s]
	A	B
1	121	1.85338066
2	122	1.76049904
3	123	1.69902449
4	124	1.6941552
5	125	1.69029642
6	126	1.74295465
7	127	1.80633128

Figura B 3. Ejemplo de la entrega de resultados en el archivo «Salida.xlsx».

Utilización del Programa para Calibración

Los pasos a seguir son los siguientes:

1. Se deben llenar las hojas «Condiciones» y «Estadística Meteorológica», tal como se ha descrito en los pasos 1 y 2 recientemente mencionados.
2. Se debe llenar la hoja «Calibración de Parámetros», entregando un rango de variación para cada parámetro; con un límite inferior, un límite superior, un número de intervalos considerado para cada parámetro (mientras mayor sea este número, mayor será el tiempo de cómputo) y un valor de inicio de iteración para cada uno. En la Figura B.4 se puede ver un ejemplo de este paso.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
1	Parámetro	grt [°C/m]	ck	frac [o/1]	hmax [cm]	hsmax [cm]	FP1	FP2	FP3	FP4	xmus	kmus
2	Límite inferior	0.005	0.002	0.65	5	65	0.5	1	1	1	0.2	10
3	Límite superior	0.0065	0.008	0.9	15	100	1.2	2	2	2	0.3	40
4	Nro. Intervalos	3	6	5	2	4	5	5	5	5	2	6
5	Inicio de iteración	0.006	0.002	0.75	5	65	0.5	2.2	4.8	2.8	0.2	40

Figura B.4. Ejemplo de llenado de hoja «Calibración de Parámetros».

3. En la hoja «Caudal Medido», se deben ingresar los valores de caudal medio diario medido, en [m^3/s], desde el primer día a simular (sin incluir Q_0), hasta el último día. Esto se debe hacer en una columna, ubicando los caudales más antiguos al comienzo y los más recientes después, tal como se muestra en la Figura B 5. En caso de no existir medición, se debe colocar un -1.

	A
	Caudal Medio Diario
1	Medido [m^3/s]
2	1.94
3	1.92
4	1.93
5	1.87
6	1.82
7	1.86
8	1.9
9	1.89
10	-1
11	-1
12	-1
13	-1

Figura B 5. Ejemplo de llenado de hoja «Caudal Medido».

4. Una vez llenadas las 4 hojas de «Entrada.xlsx», se debe ejecutar el código «CalibracionV2.m». Una vez que el computador termine de ejecutar el código, el resultado de la mejor simulación encontrada se podrá ver en el archivo «Salida.xlsx», en la primera hoja, y su respectivo pack de parámetros se podrá ver en la segunda hoja, en el orden: gradiente de temperatura atmosférica (γ_{atm} , [°C/m]), el coeficiente de

descarga del embalse subterráneo (CK , [1/día]), la fracción del derretimiento efectivo que se infiltra en el suelo ($FRAC$, [0-1]), el umbral bajo el cual la cobertura es parcial en la banda ($HMAX$, [cm]), la capacidad de retención de agua en el suelo ($HSMAX$, [cm]), los factores de precipitación de las bandas (FP_i) y los factores de Muskingum x_m y K_m .

ANEXO C

Calibraciones Individuales de Años Hidrológicos

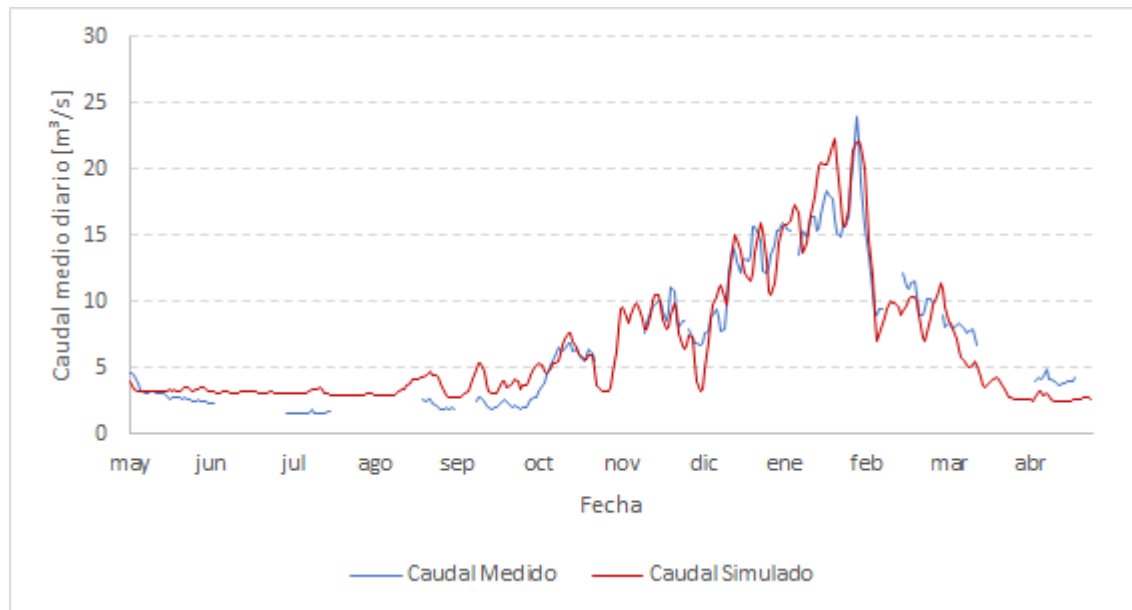


Figura C. 1. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1974-1975.

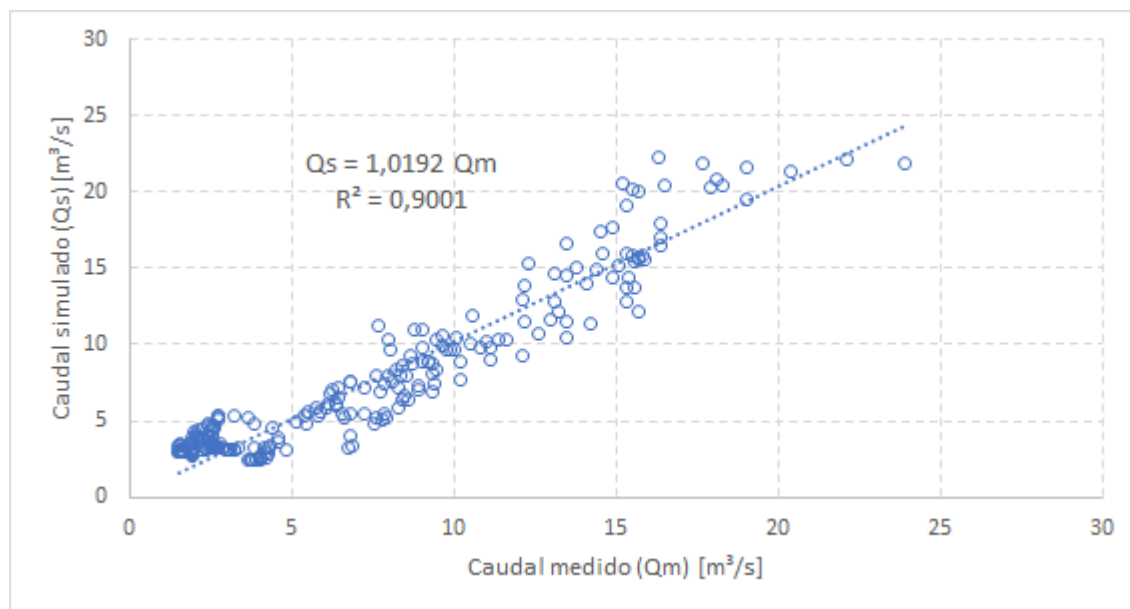


Figura C. 2. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1974-1975.

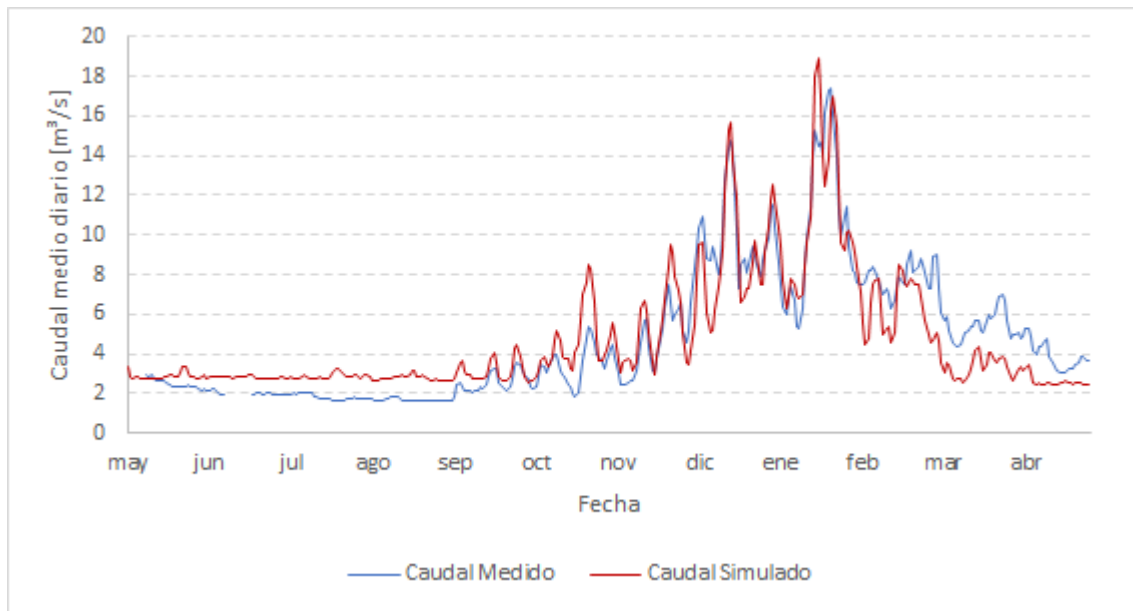


Figura C. 3. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1975-1976.

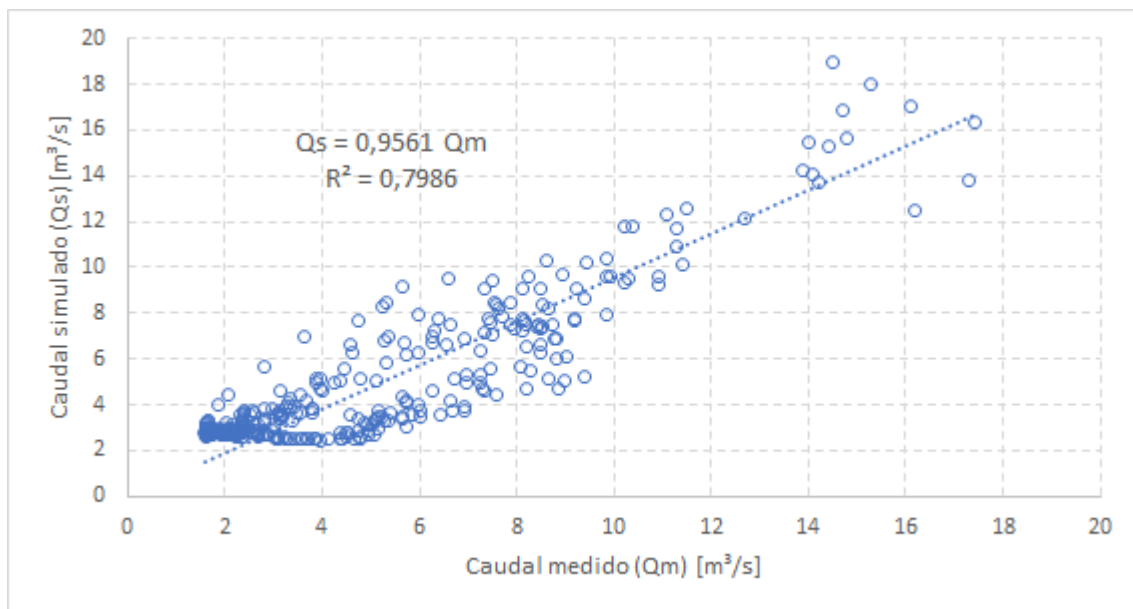


Figura C. 4. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1975-1976.

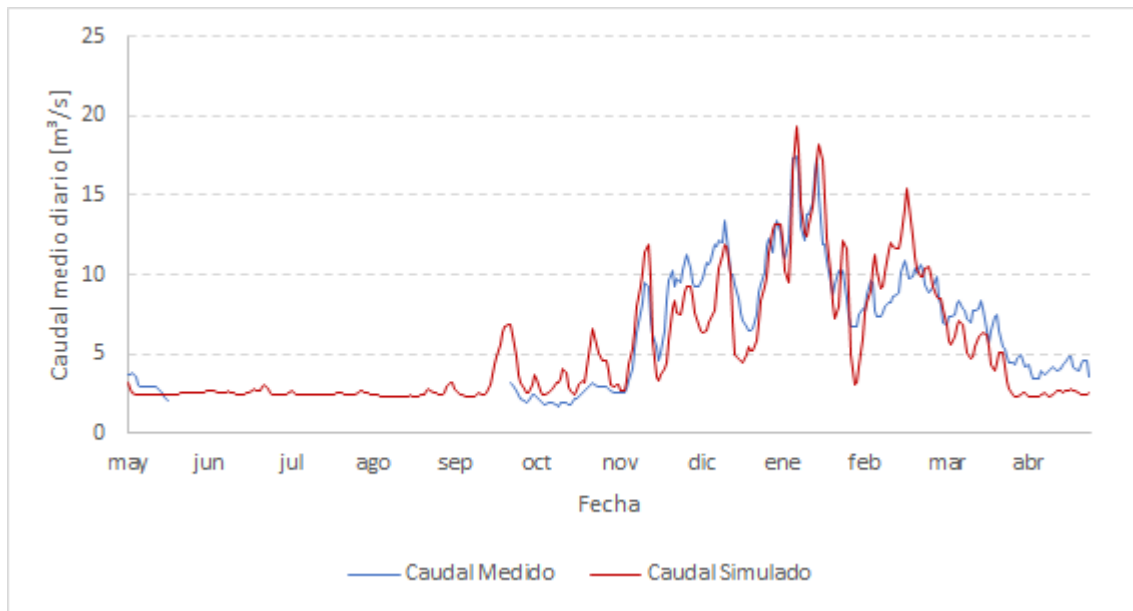


Figura C. 5. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1976-1977.

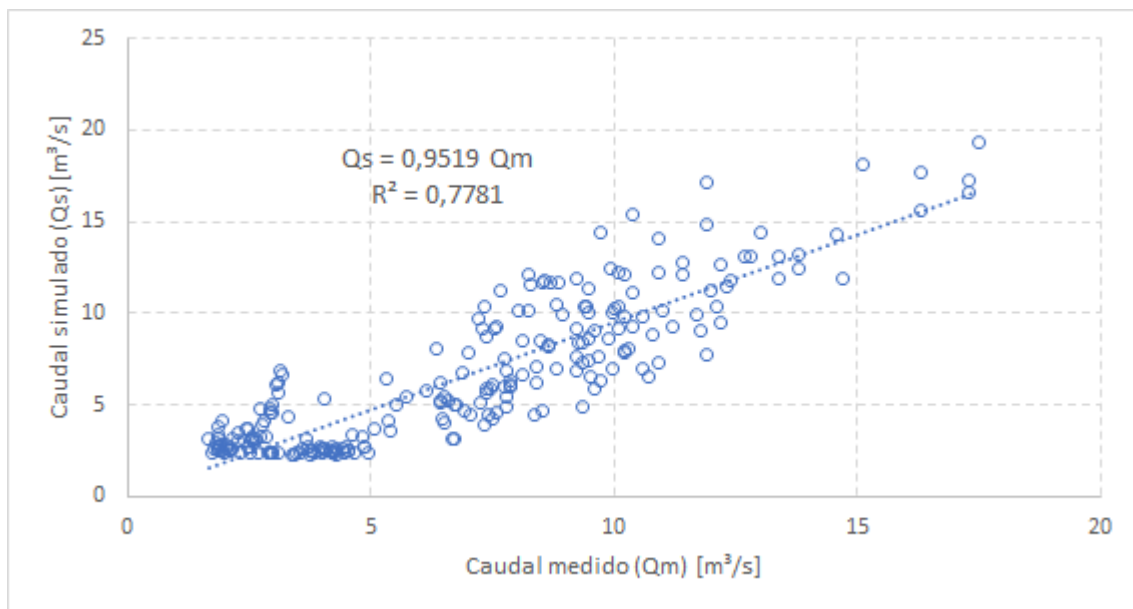


Figura C. 6. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1976-1977.

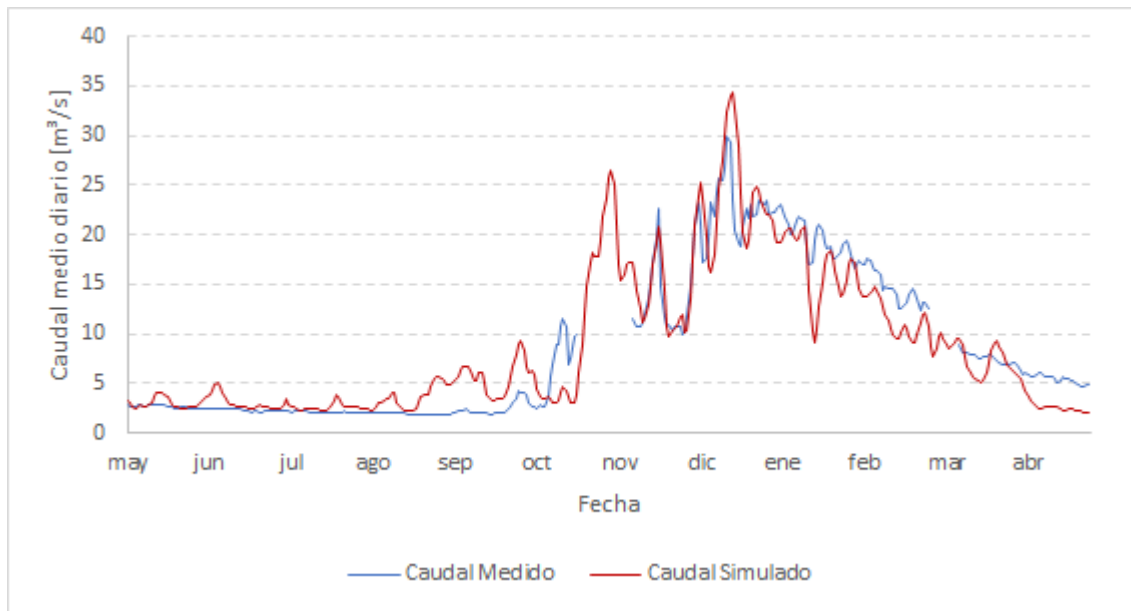


Figura C. 7. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1977-1978.

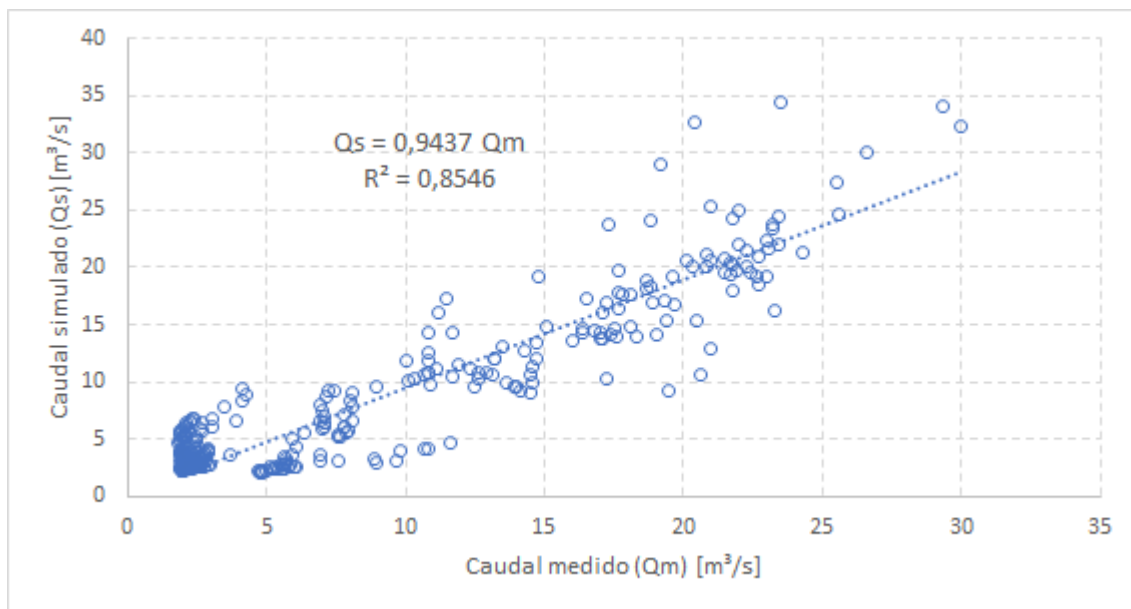


Figura C. 8. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1977-1978.

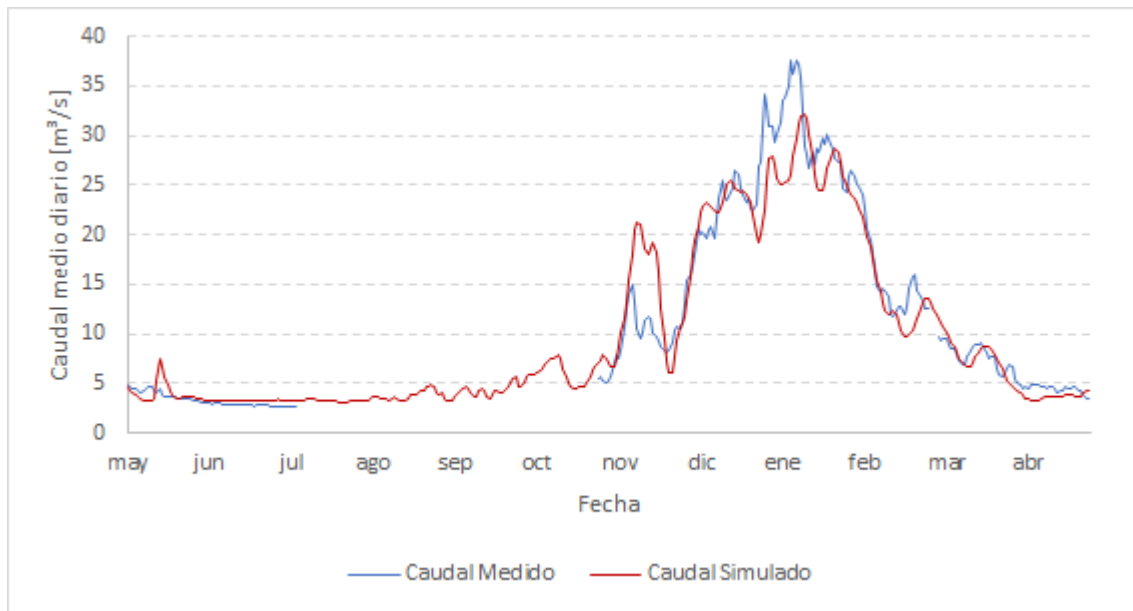


Figura C. 9. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1978-1979.

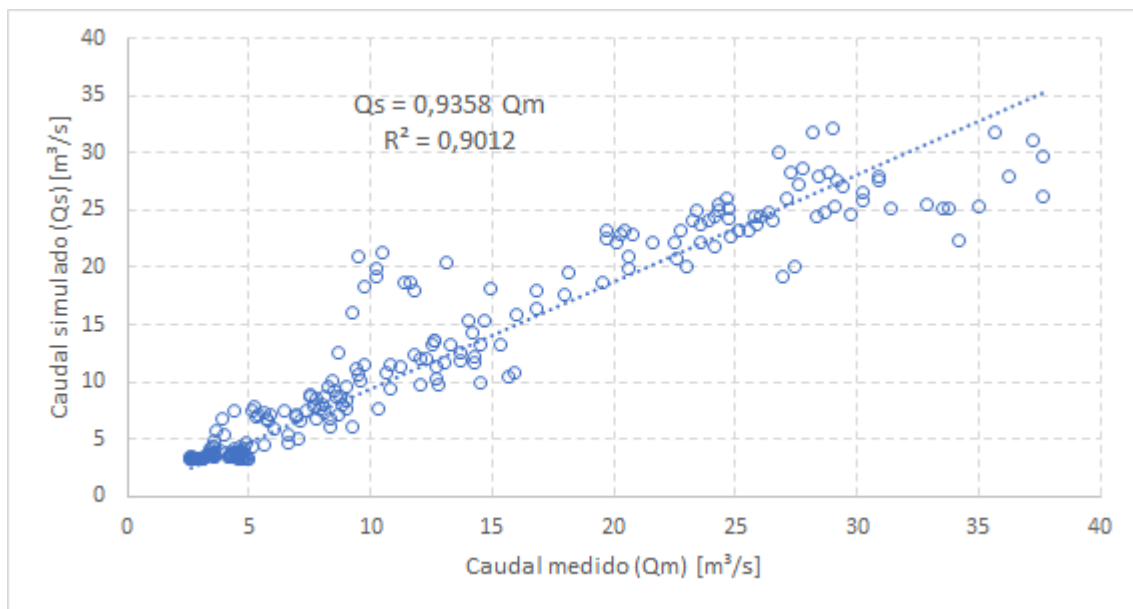


Figura C. 10. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1978-1979.

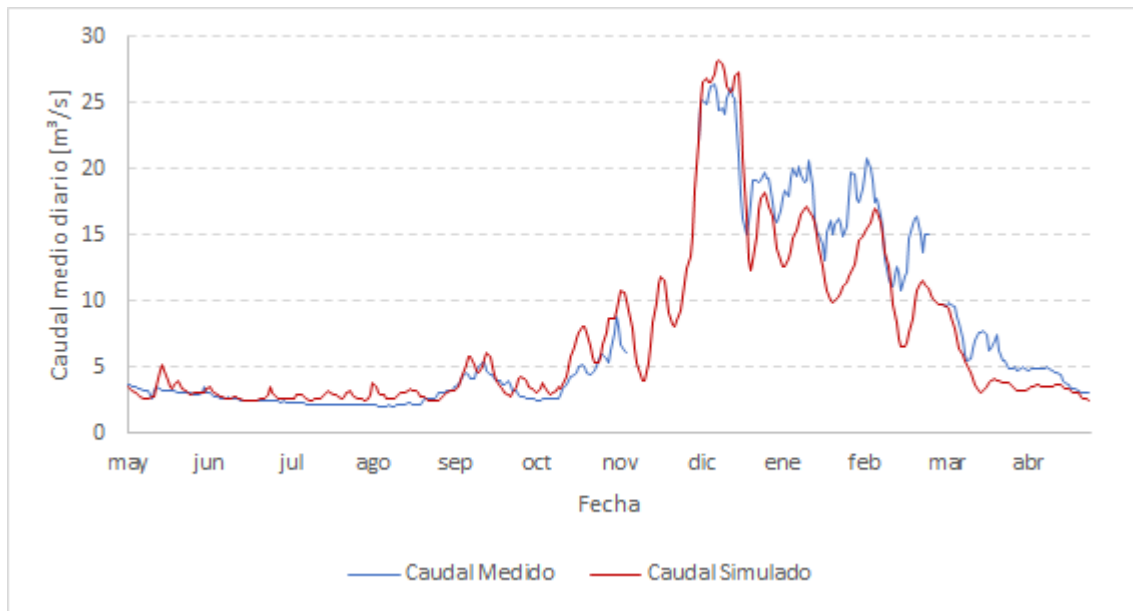


Figura C. 11. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1980-1981.

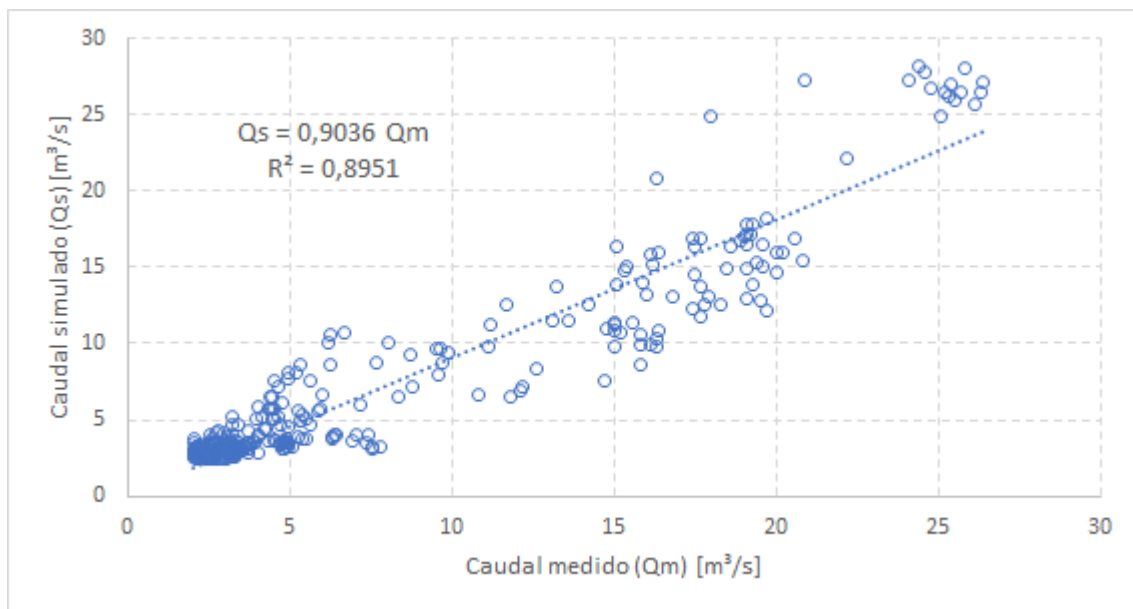


Figura C. 12. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1980-1981.

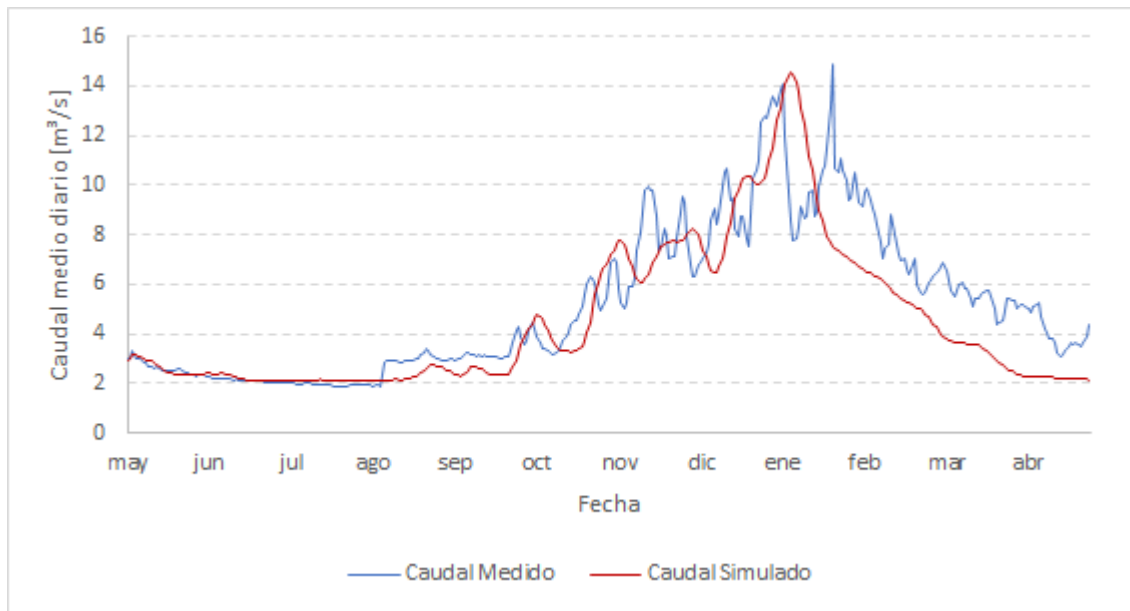


Figura C. 13. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1981-1982.

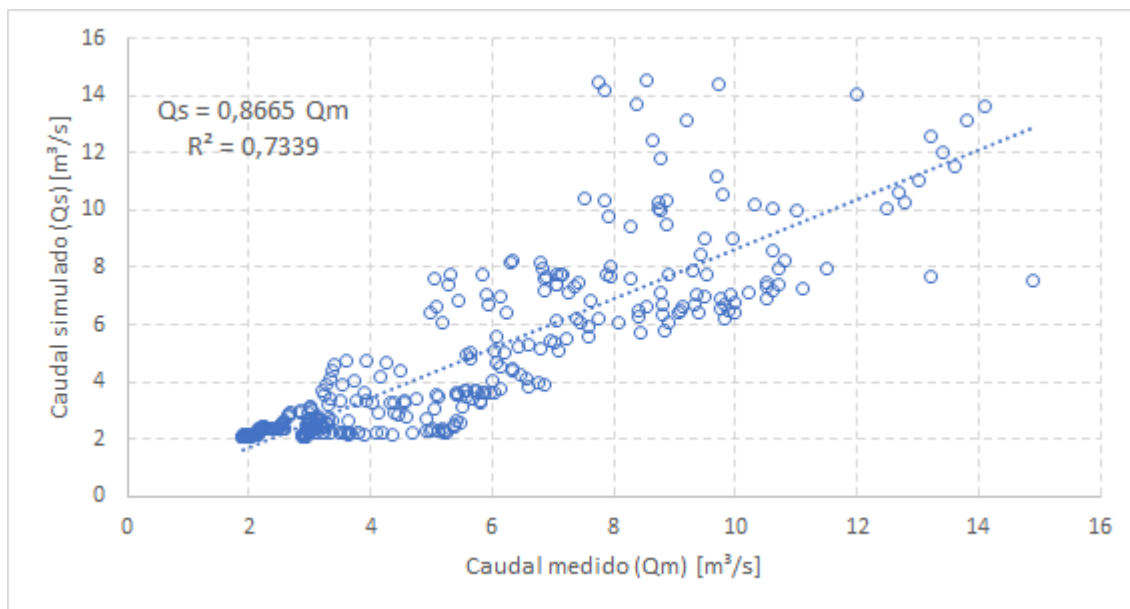


Figura C. 14. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1981-1982.

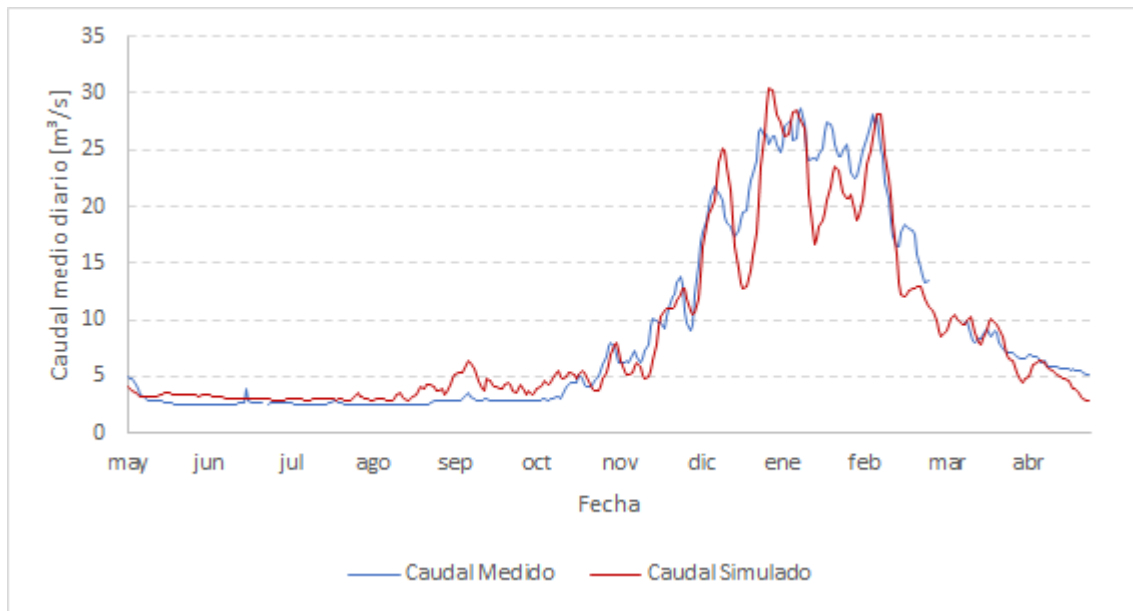


Figura C. 15. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1982-1983.

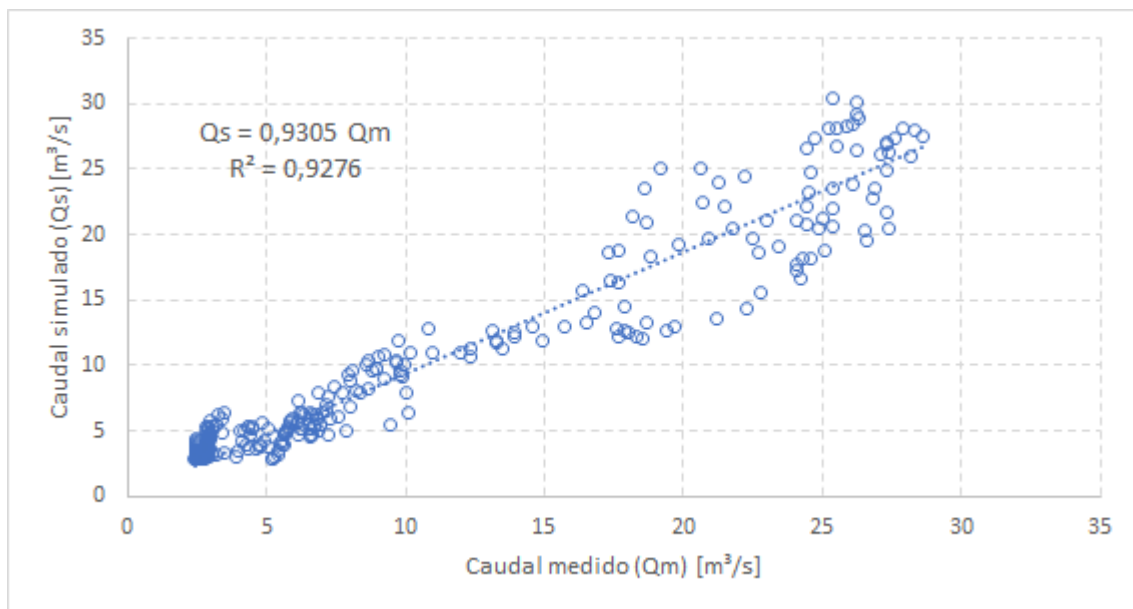


Figura C. 16. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1982-1983.

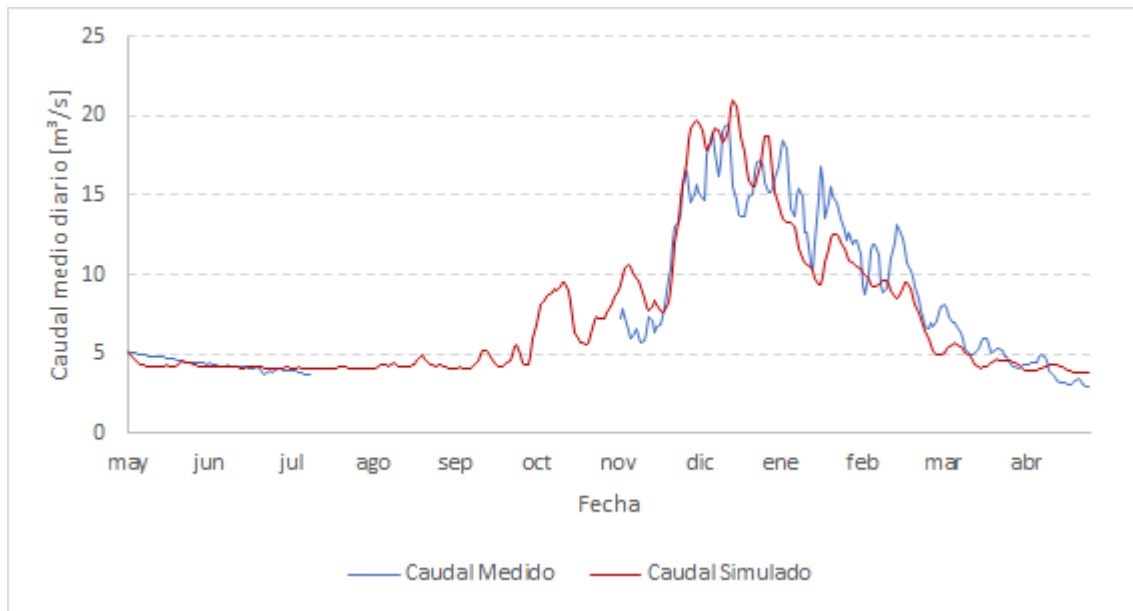


Figura C. 17. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1983-1984.

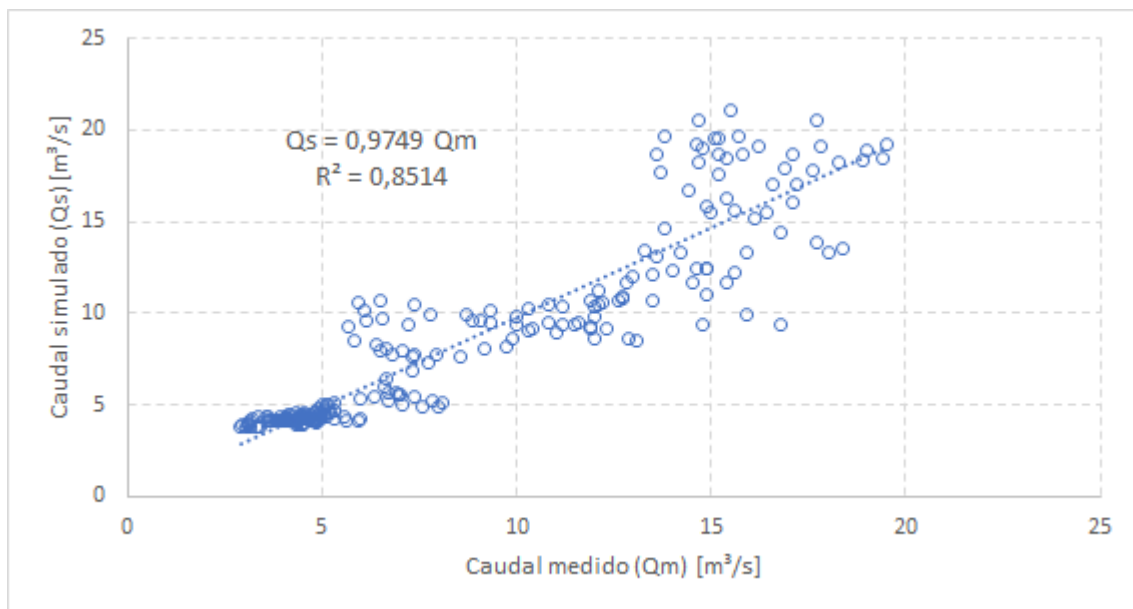


Figura C. 18. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1983-1984.

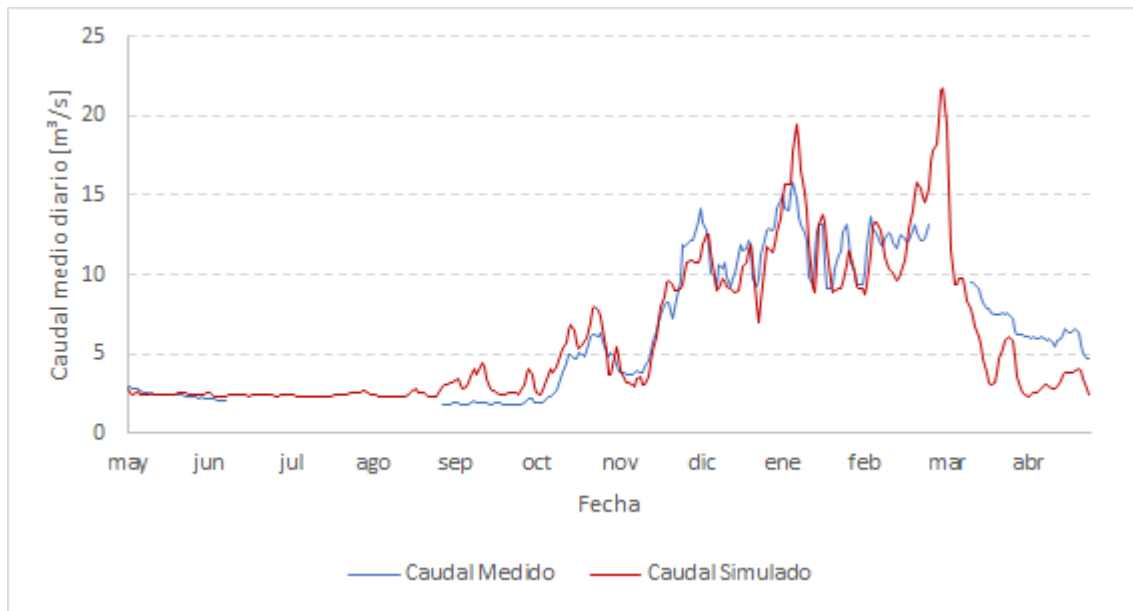


Figura C. 19. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1984-1985.

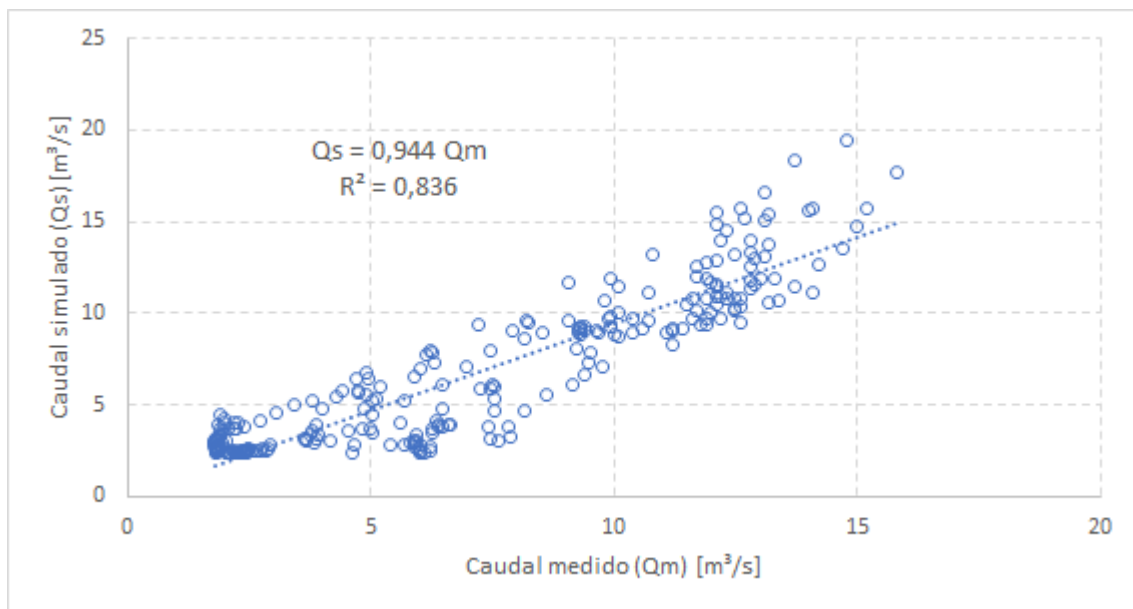


Figura C. 20. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1984-1985.

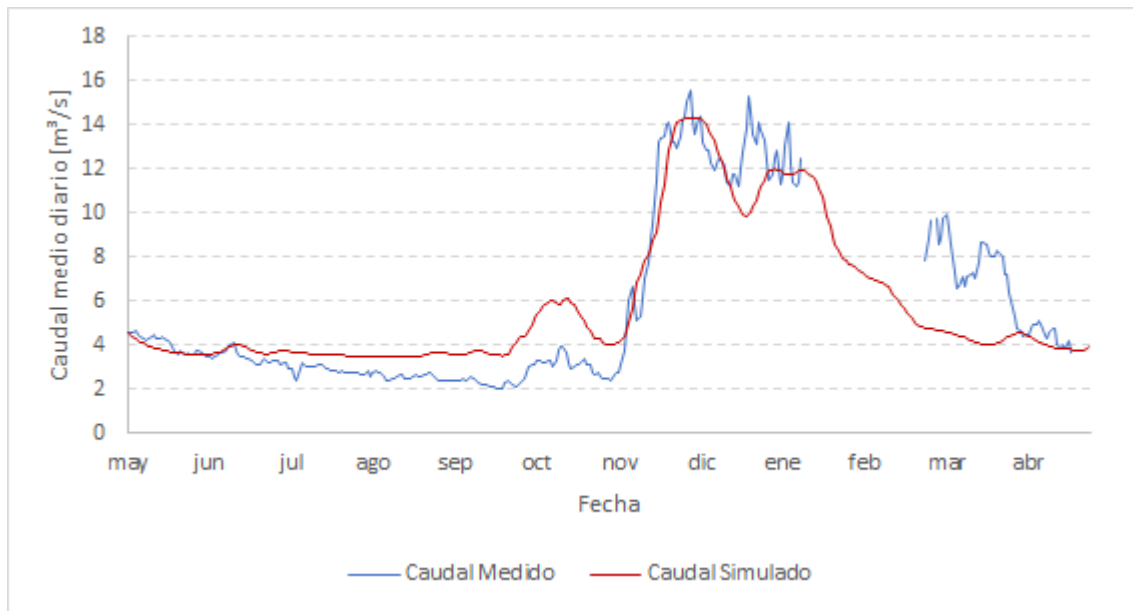


Figura C. 21. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1985-1986.

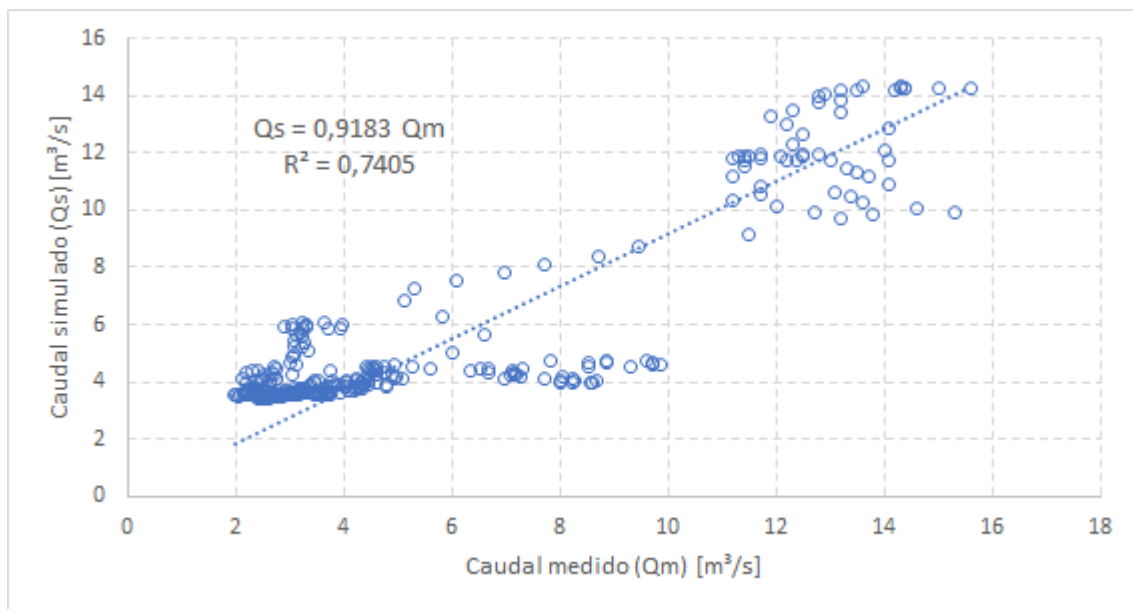


Figura C. 22. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1985-1986.

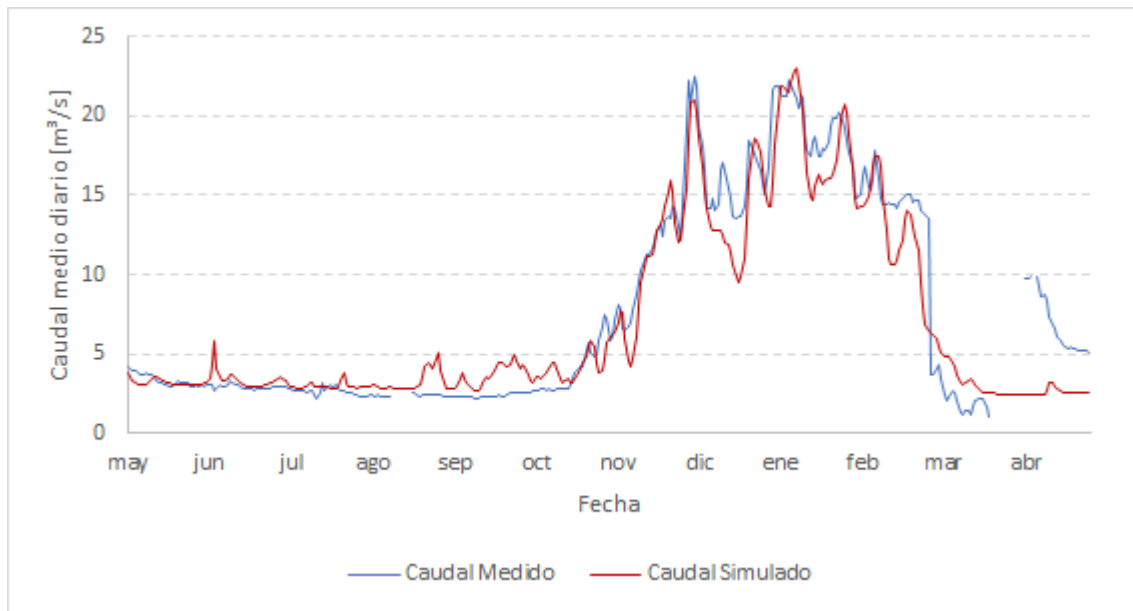


Figura C. 23. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1987-1988.

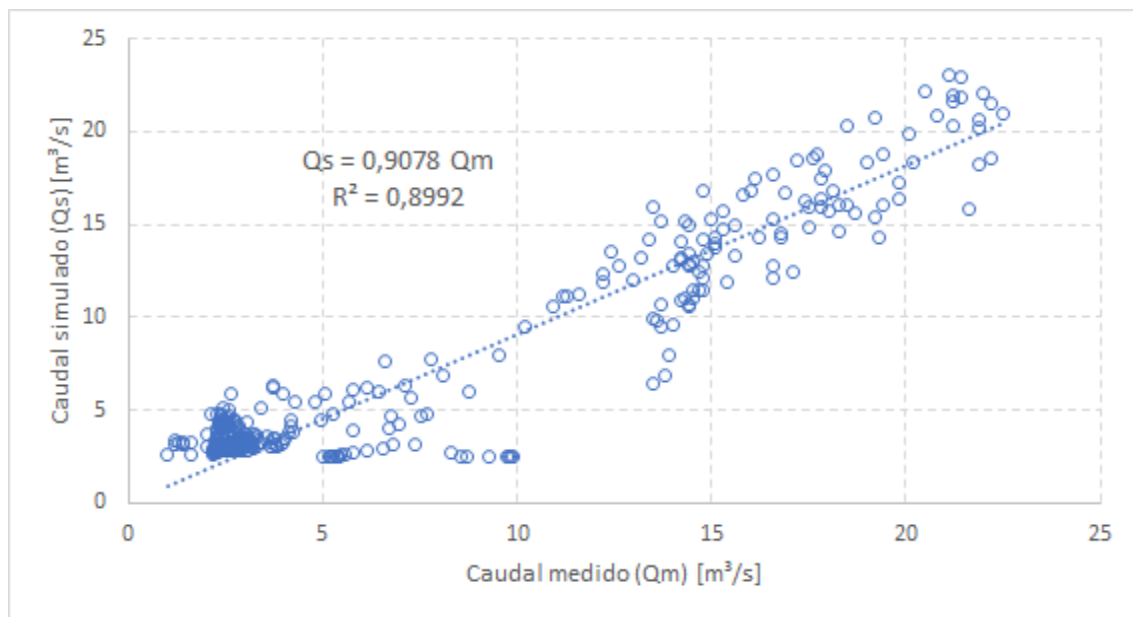


Figura C. 24. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1987-1988.

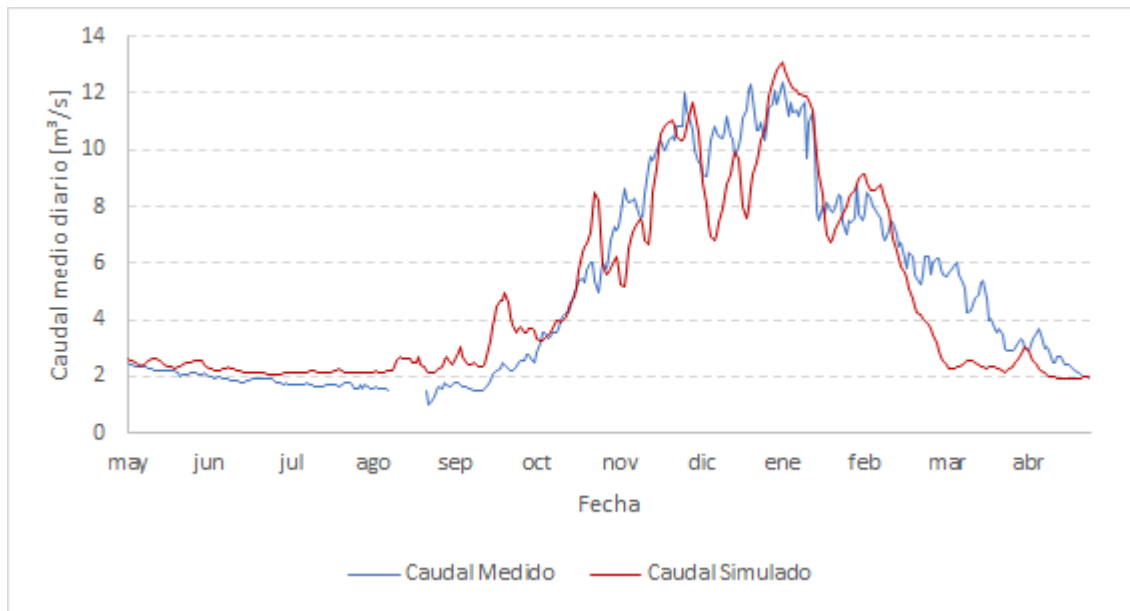


Figura C. 25. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1989-1990.

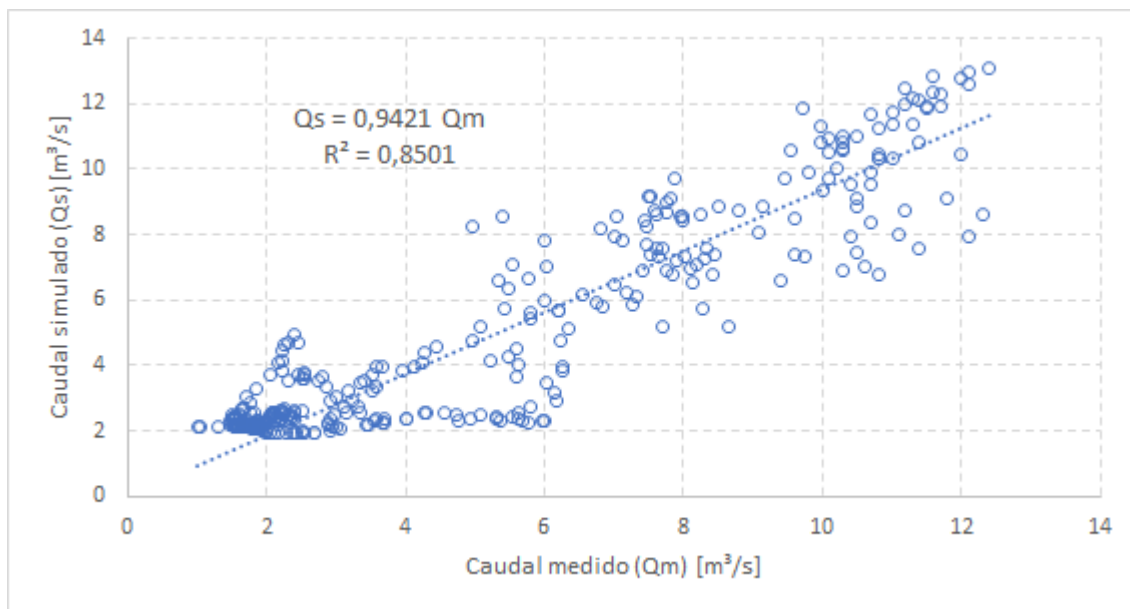


Figura C. 26. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1989-1990.

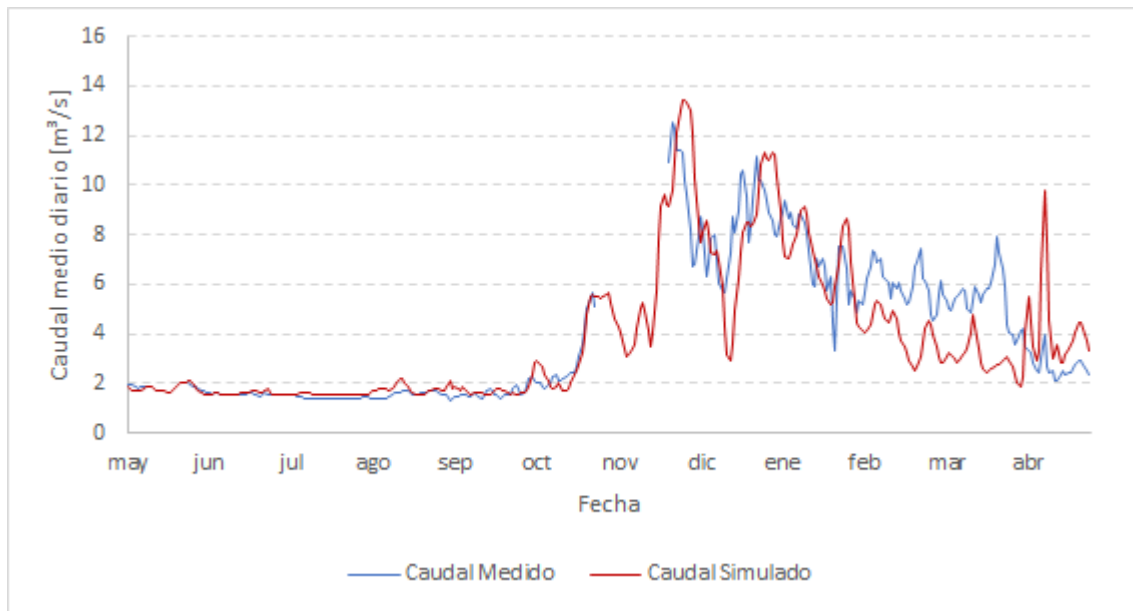


Figura C. 27. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1990-1991.

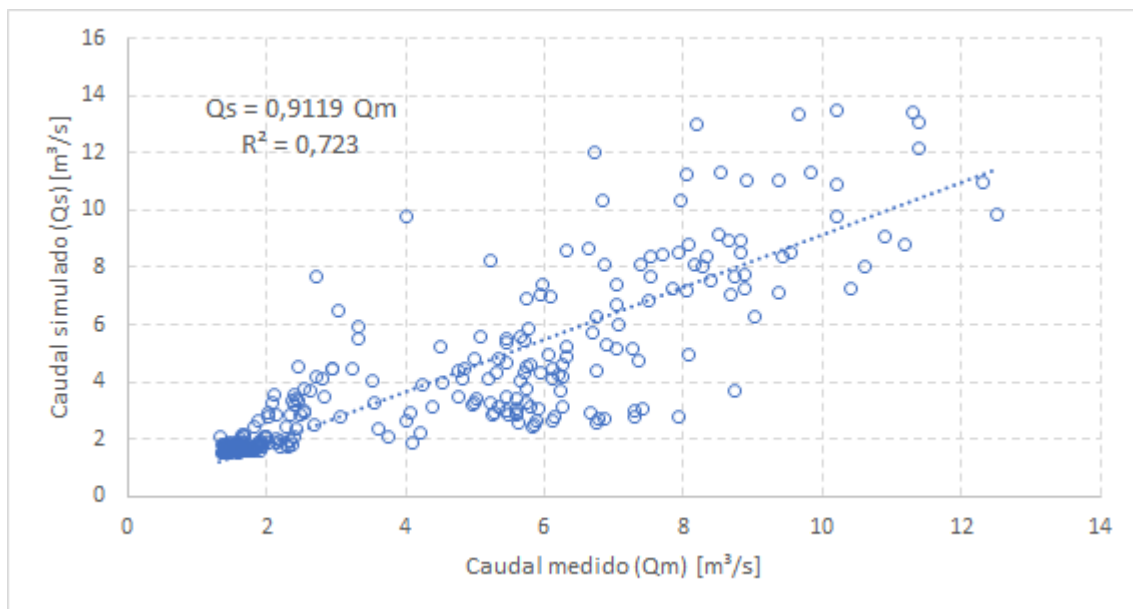


Figura C. 28. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1990-1991.

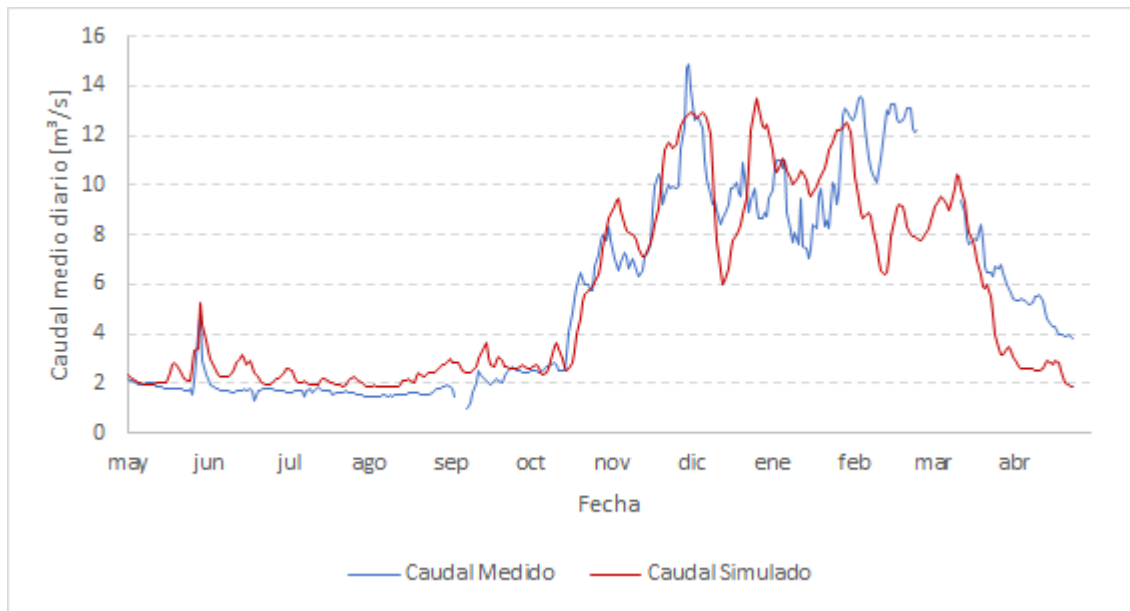


Figura C. 29. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1991-1992.

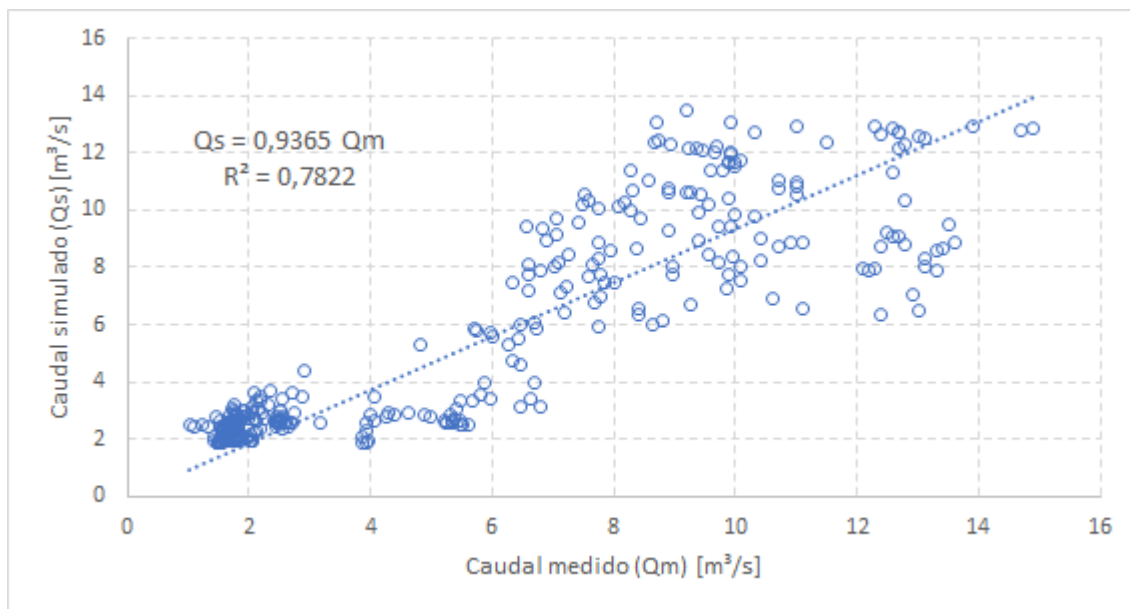


Figura C. 30. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1991-1992.

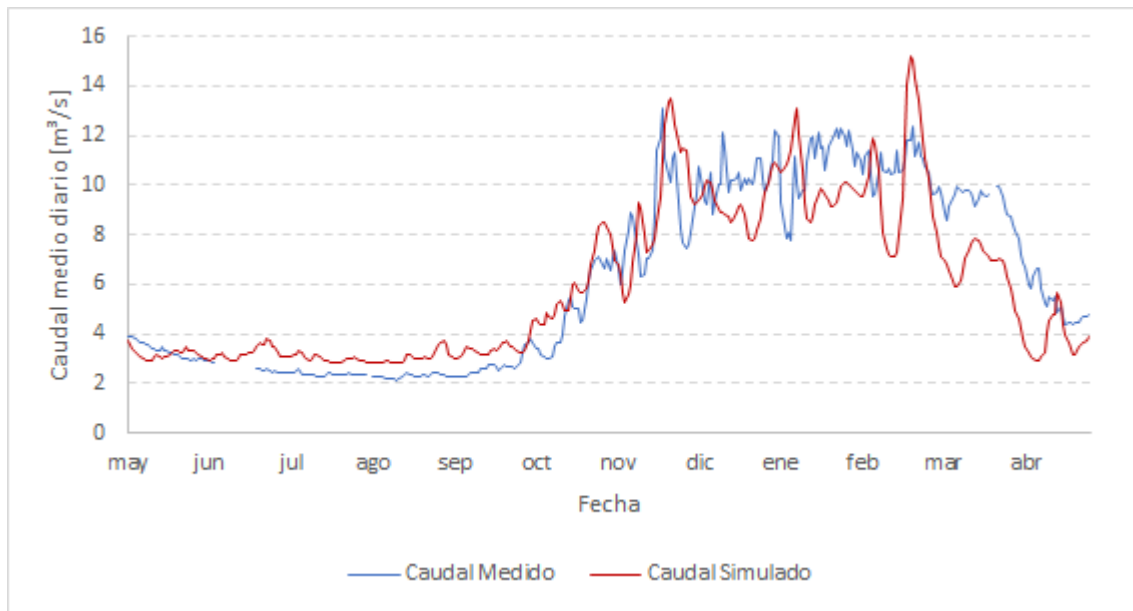


Figura C. 31. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1992-1993.

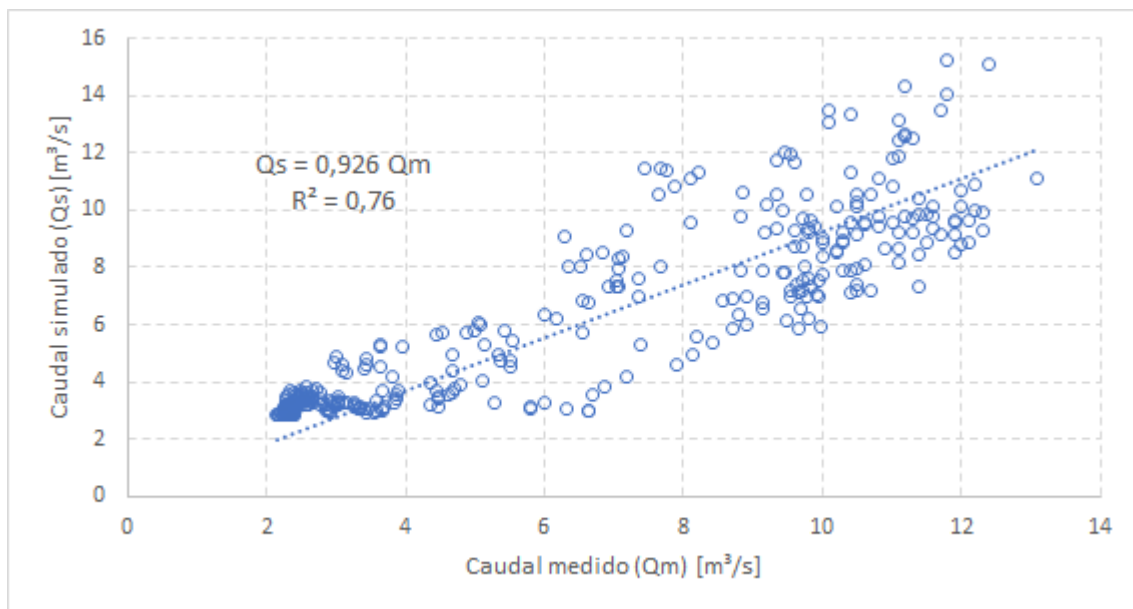


Figura C. 32. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1992-1993.

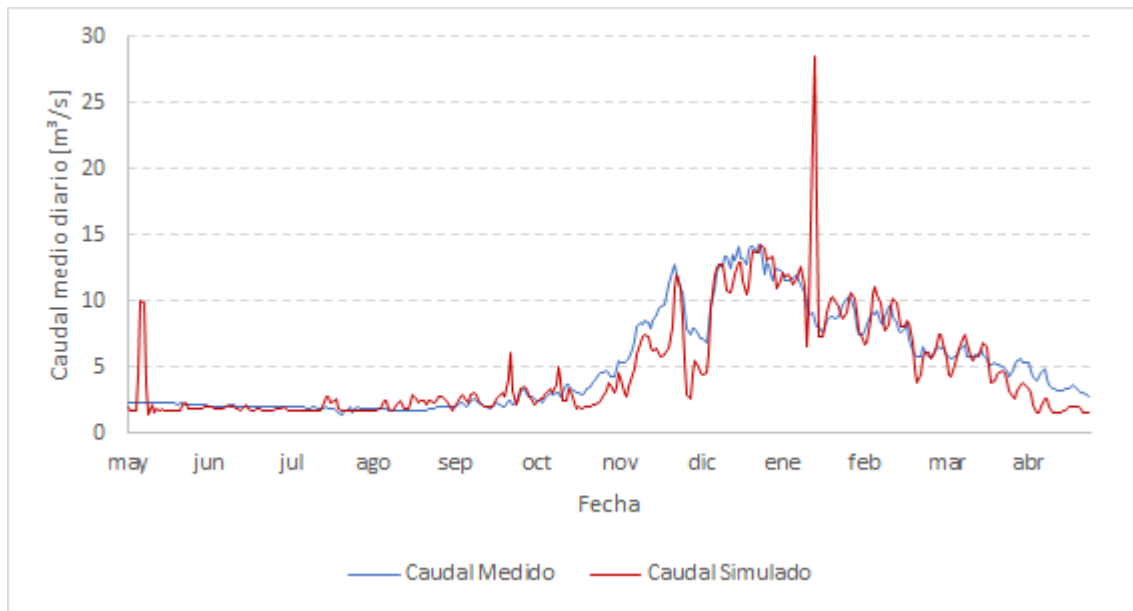


Figura C. 33. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1994-1995.

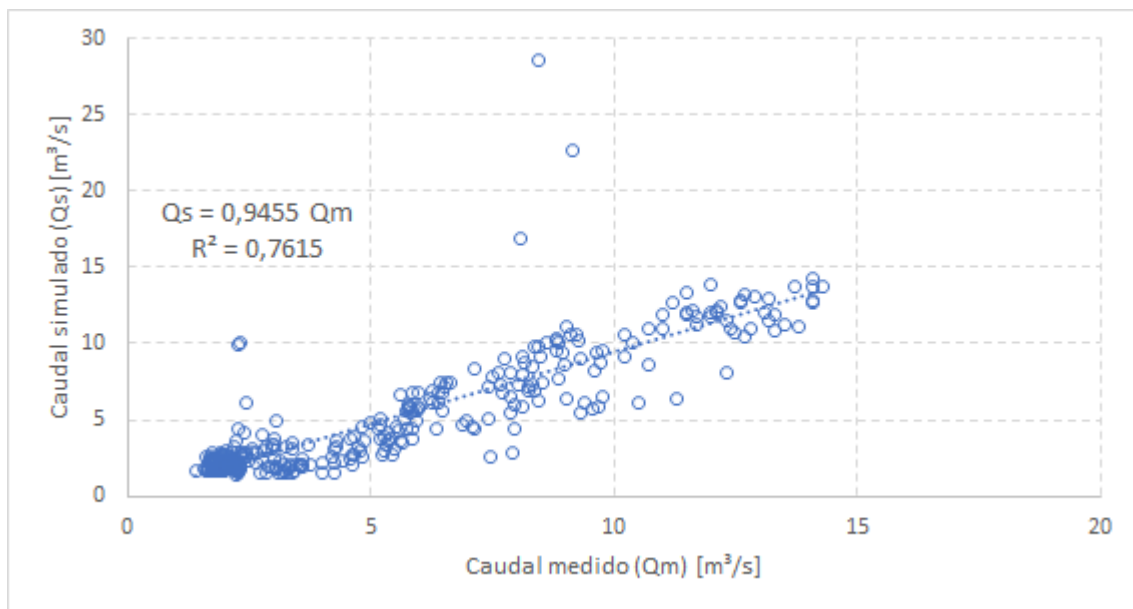


Figura C. 34. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1994-1995.

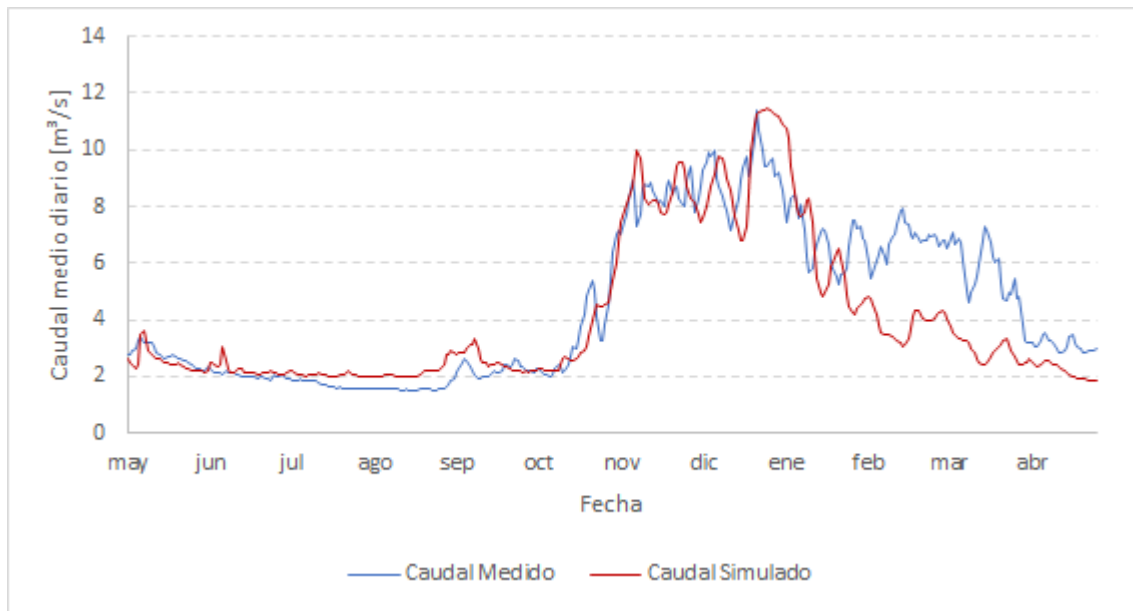


Figura C. 35. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1995-1996.

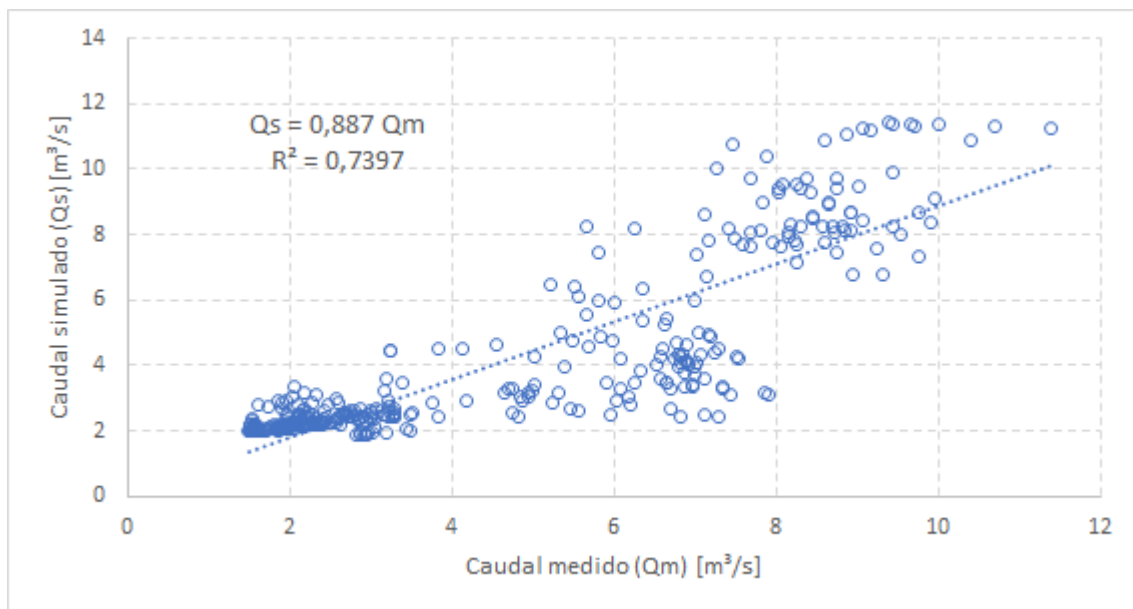


Figura C. 36. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1995-1996.

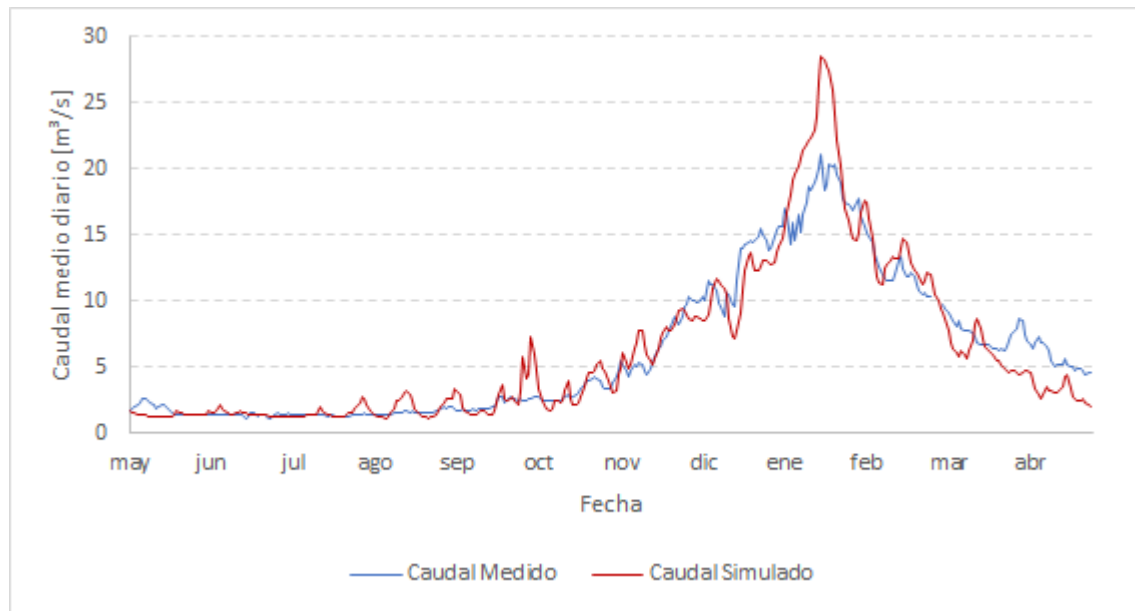


Figura C. 37. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1997-1998.

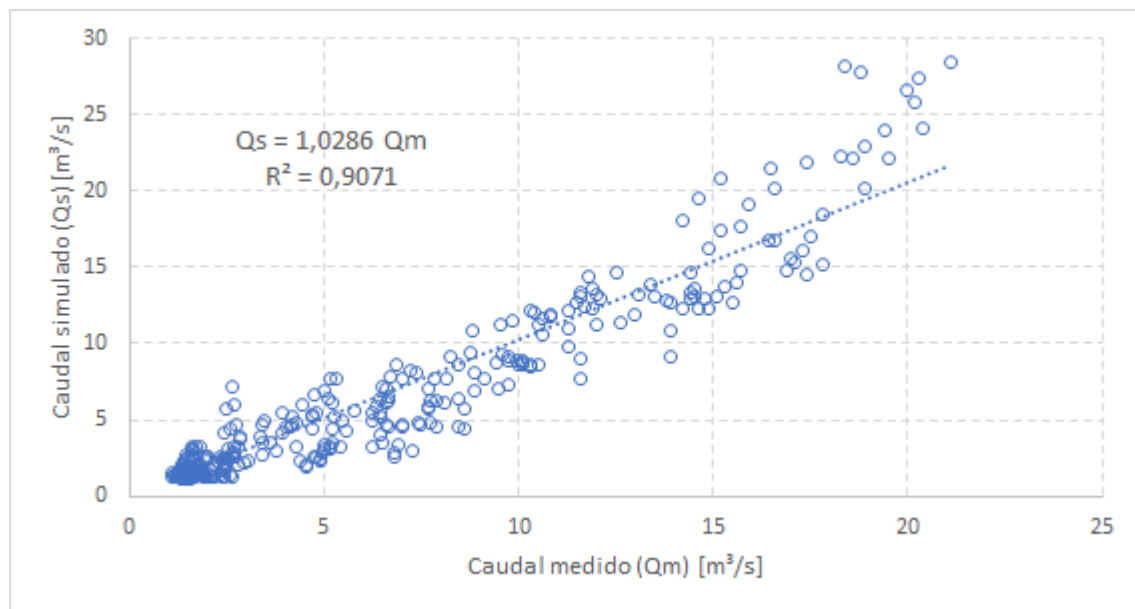


Figura C. 38. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1997-1998.

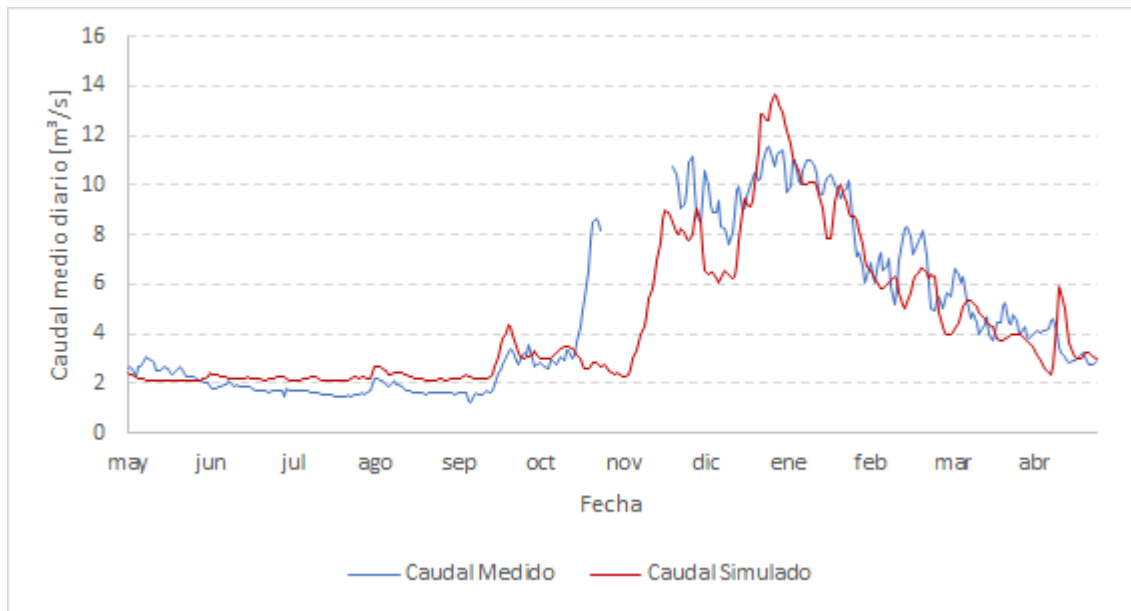


Figura C. 39. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1999-2000.

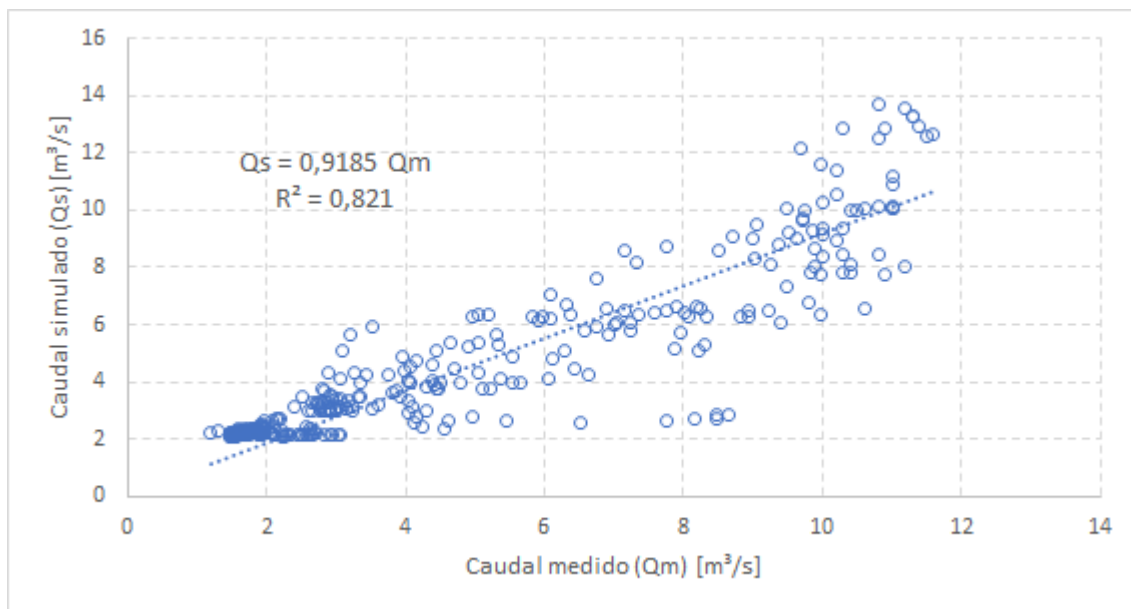


Figura C. 40. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 1999-2000.

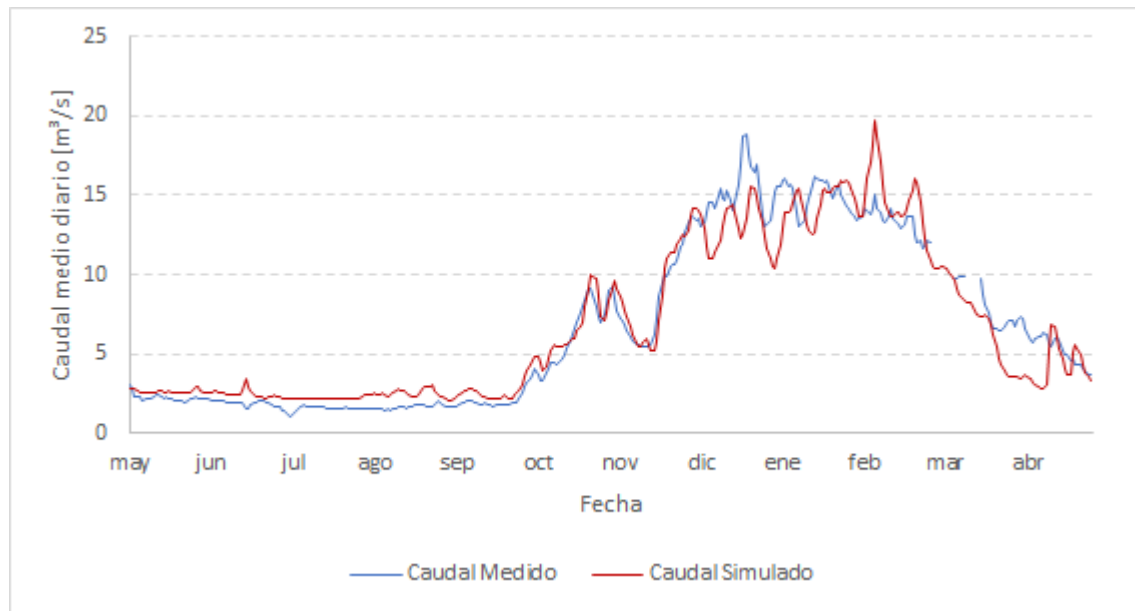


Figura C. 41. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2000-2001.

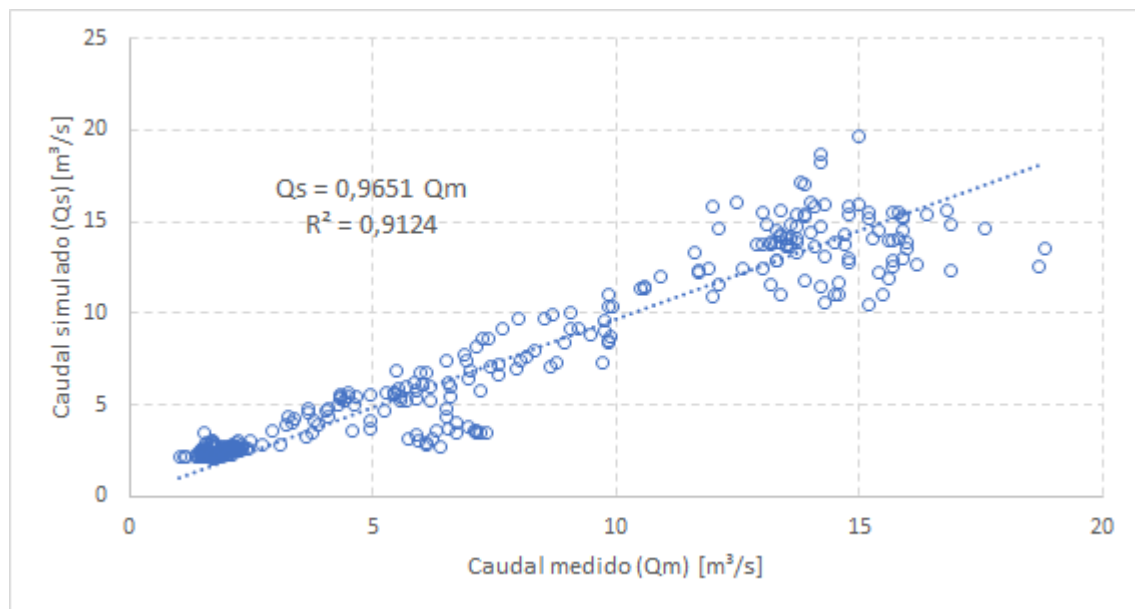


Figura C. 42. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2000-2001.

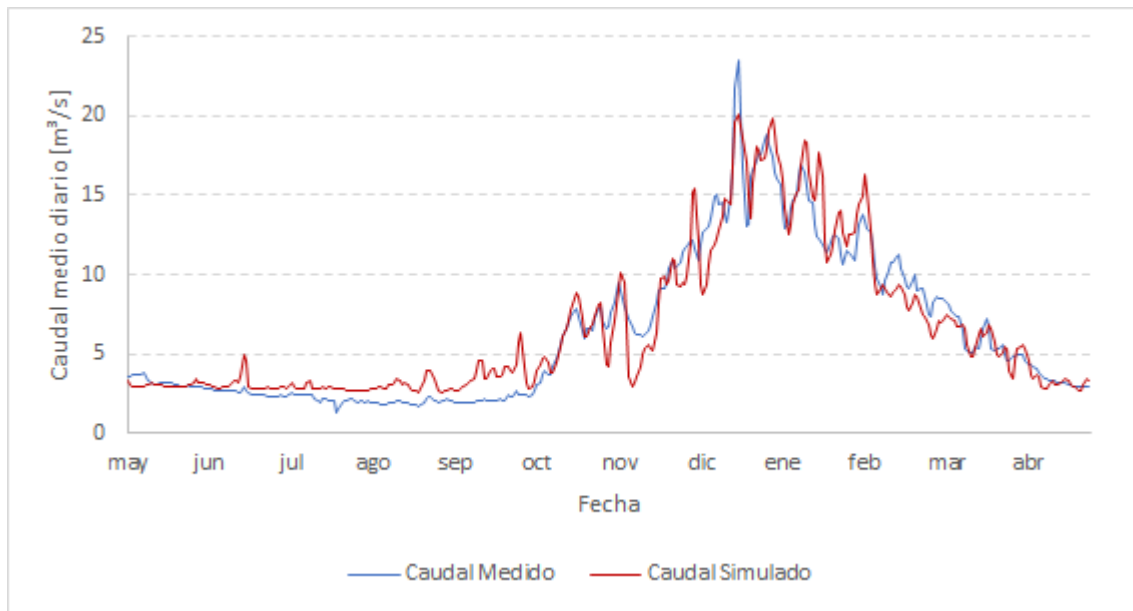


Figura C. 43. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2001-2002.

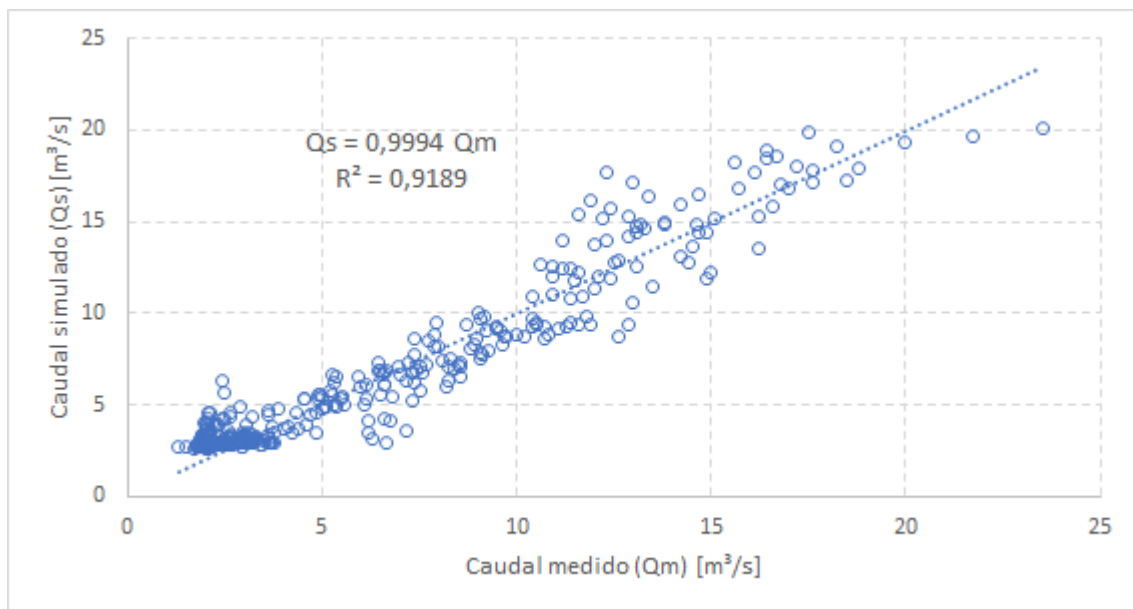


Figura C. 44. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2001-2002.

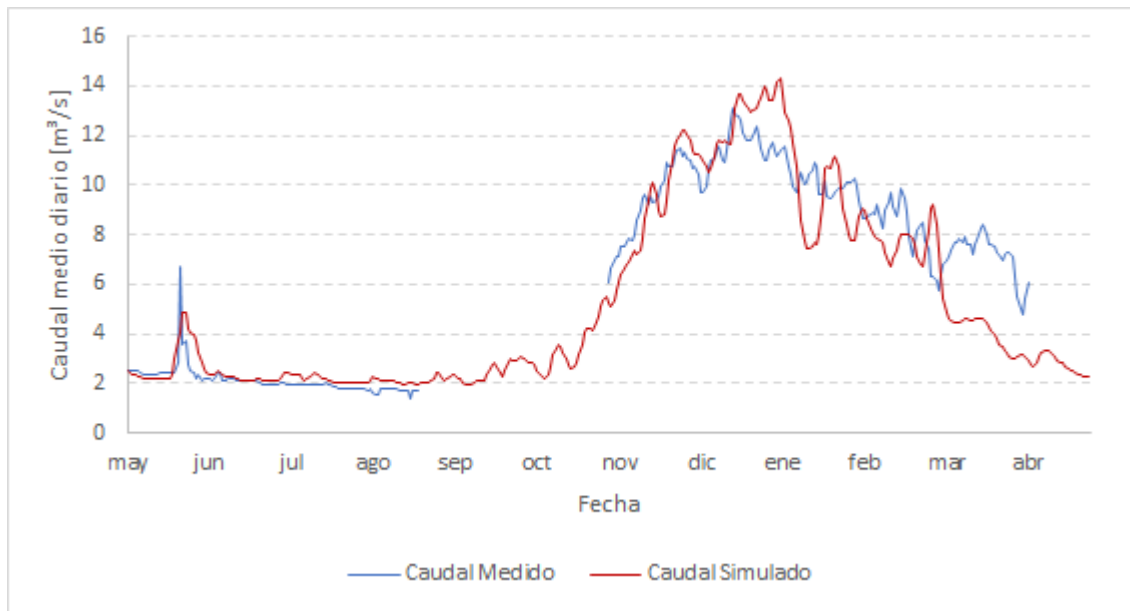


Figura C. 45. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2008-2009.

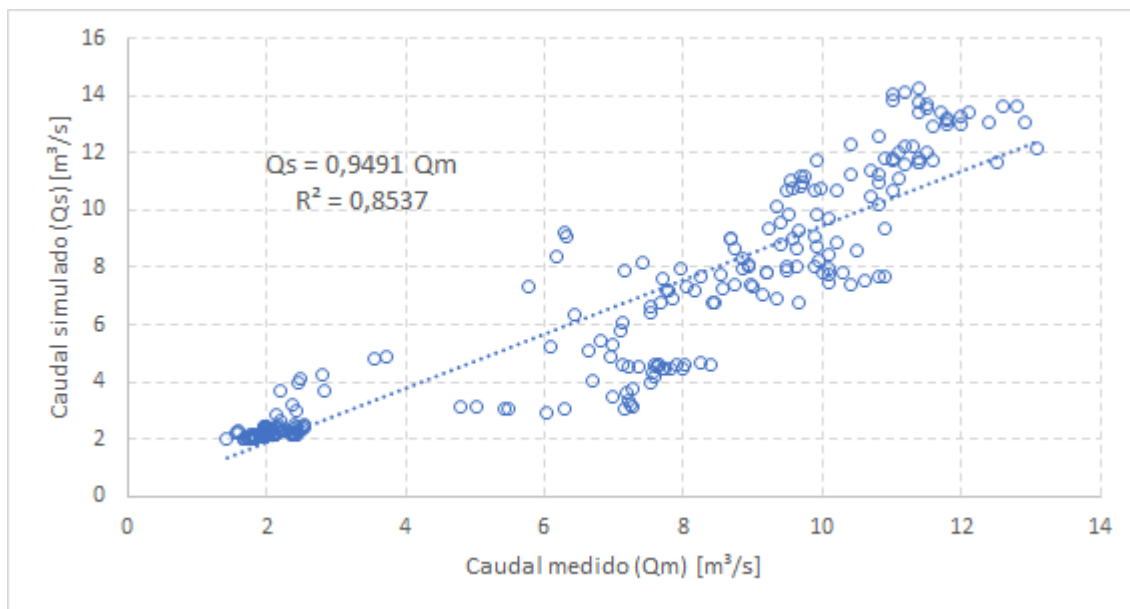


Figura C. 46. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2008-2009.

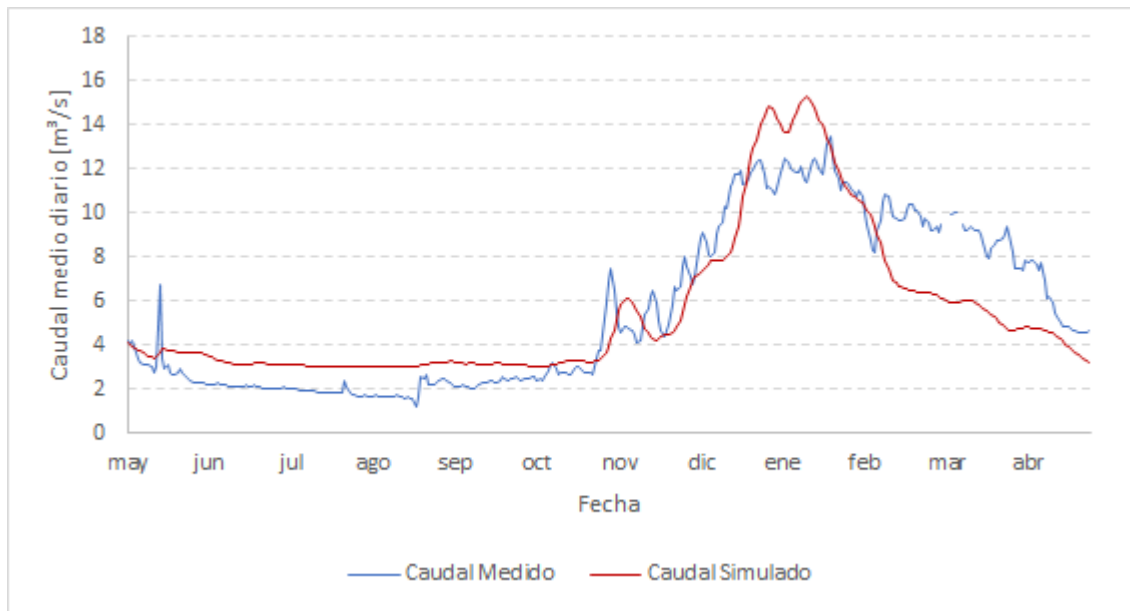


Figura C. 47. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2009-2010.

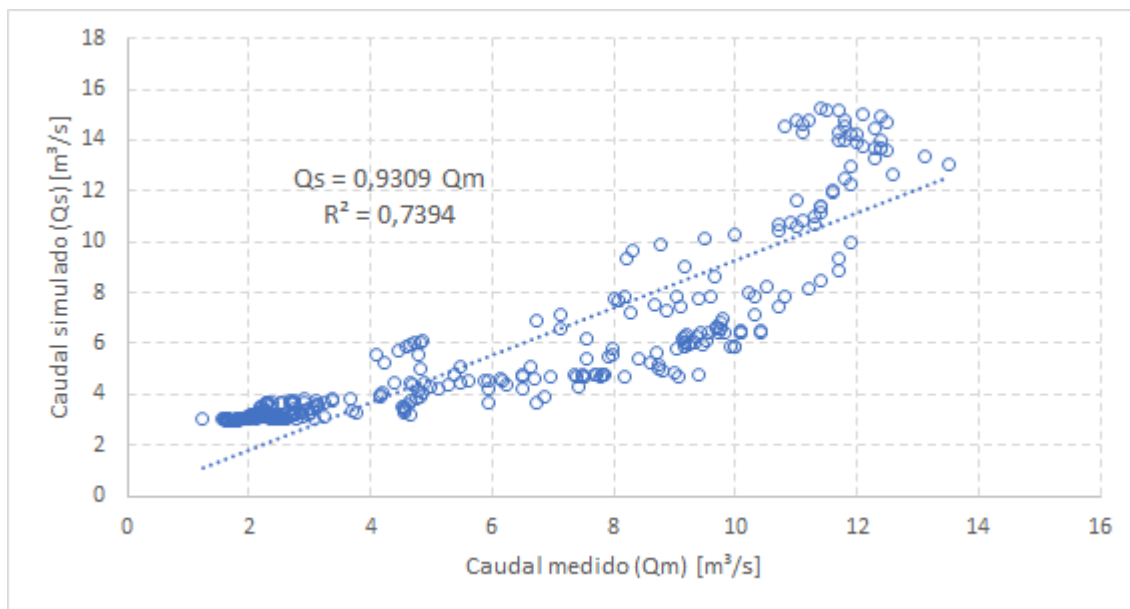


Figura C. 48. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2009-2010.

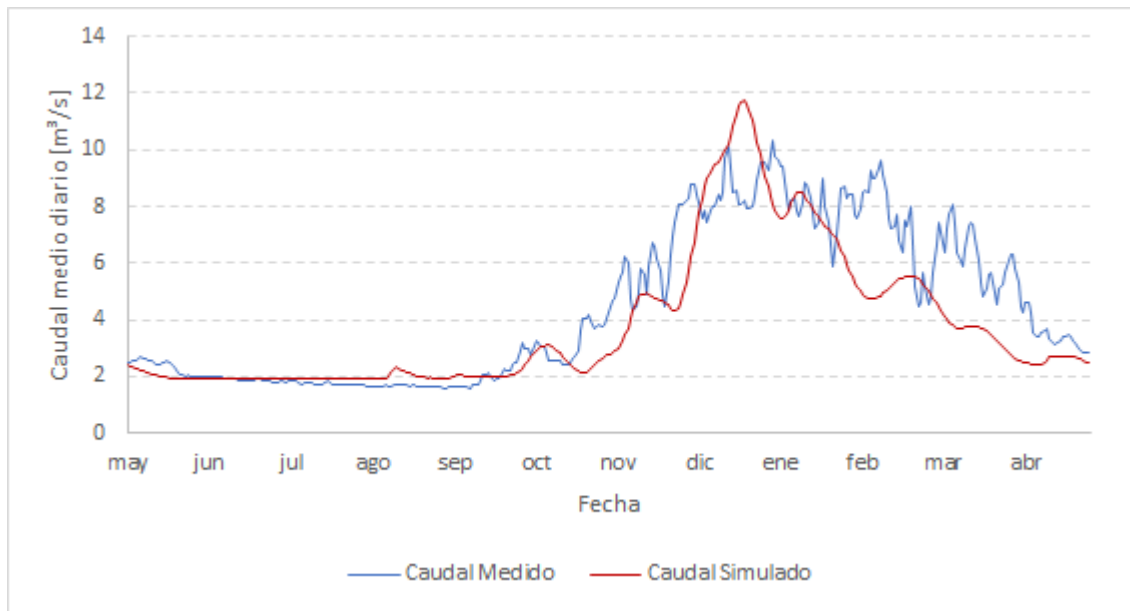


Figura C. 49. Gráfico comparativo de caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2011-2012.

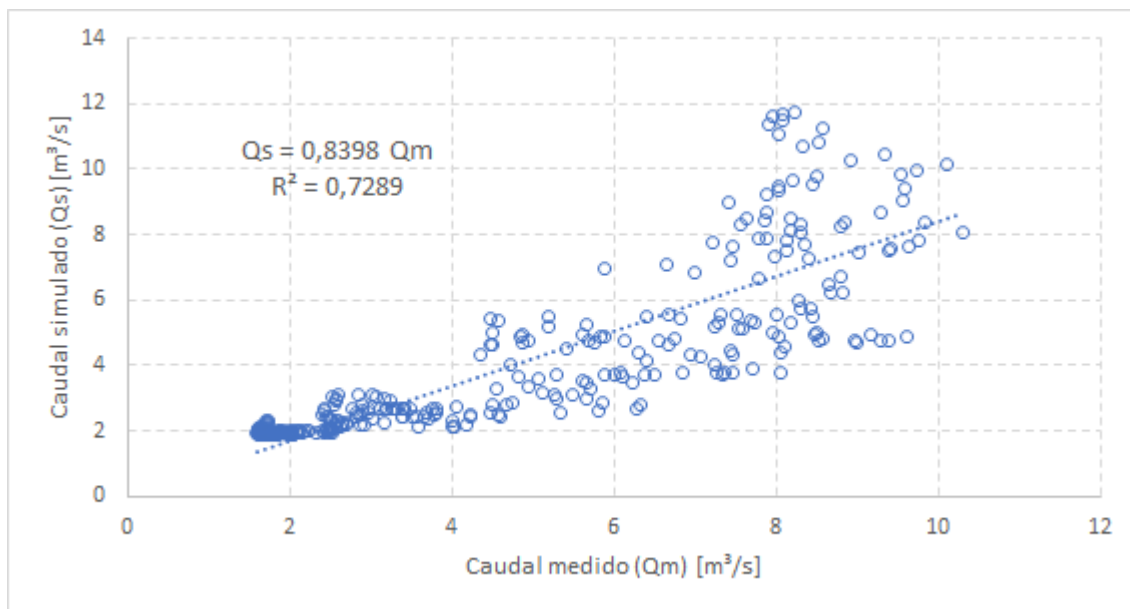


Figura C. 50. Gráfico de ajuste lineal entre caudales medidos y caudales simulados para el periodo 2011-2012.

ANEXO D

Simulaciones de los años de validación

A continuación, se presentan los resultados obtenidos en las validaciones de los dos métodos.

1. Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Calibración de Periodos Extensos

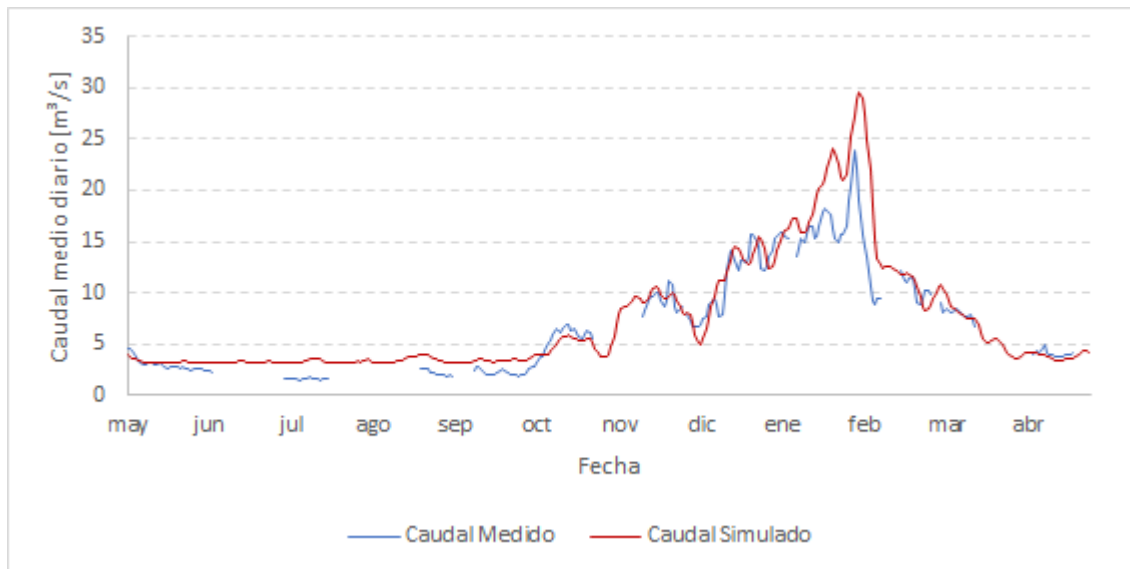


Figura D. 1. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1974-1975.

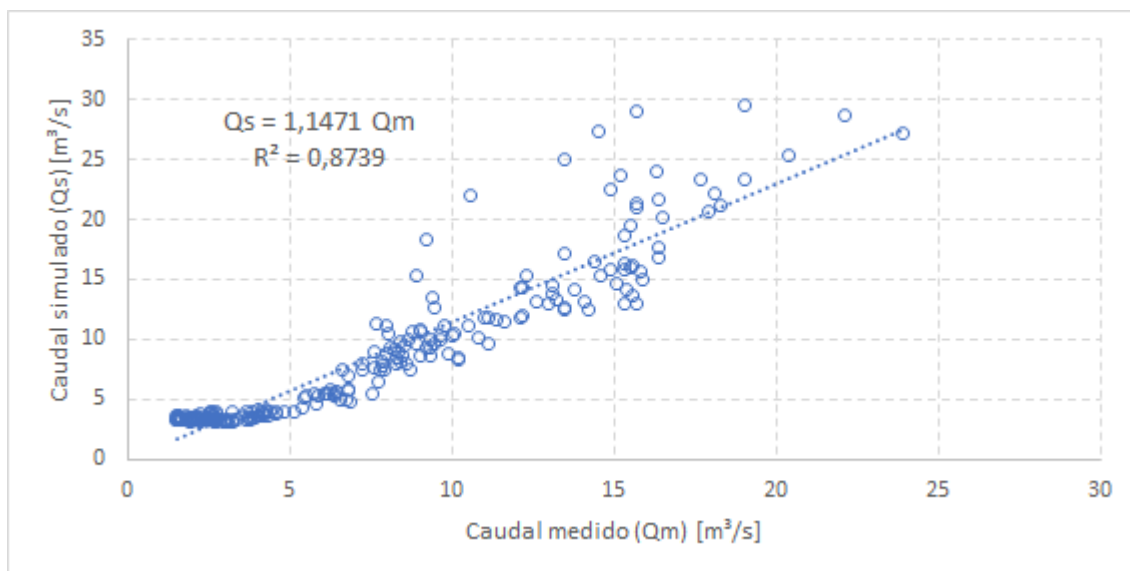


Figura D. 2. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1974-1975.

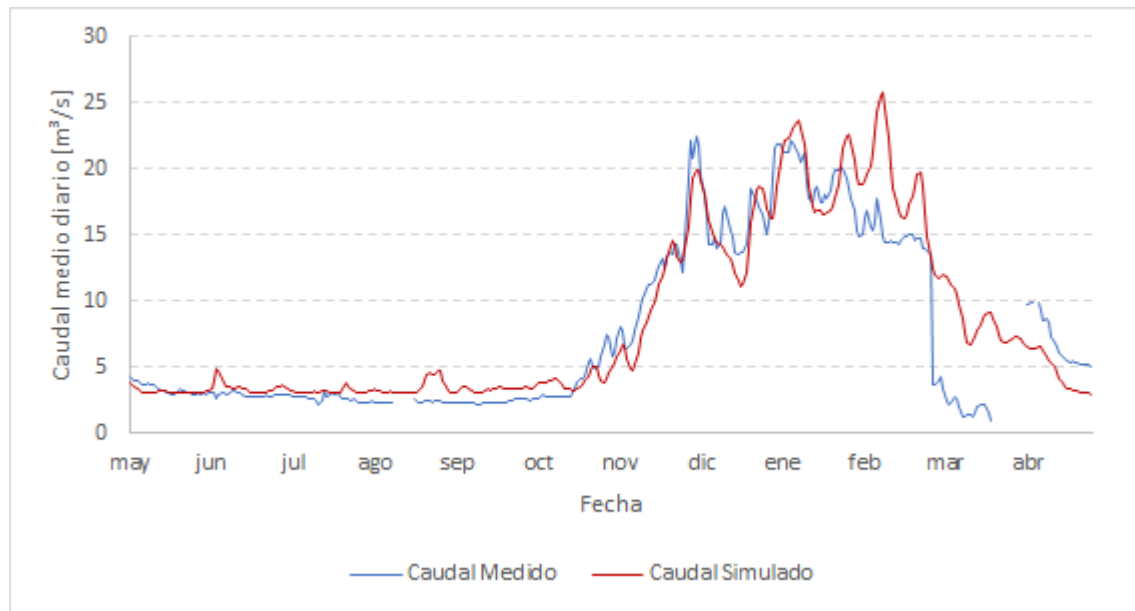


Figura D. 3. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1987-1988.

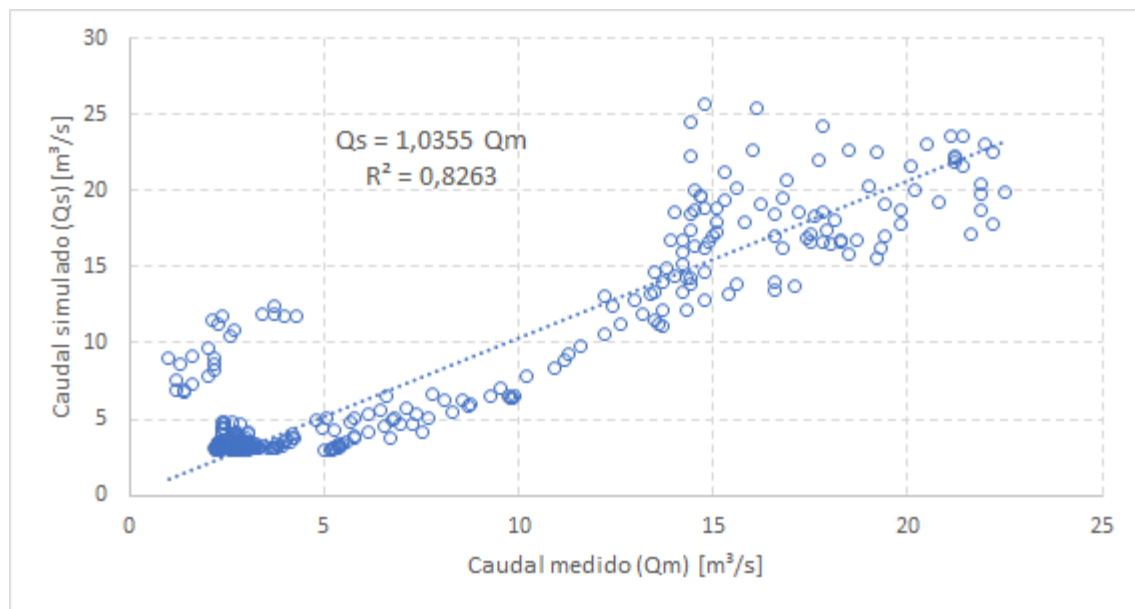


Figura D. 4. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1987-1988.

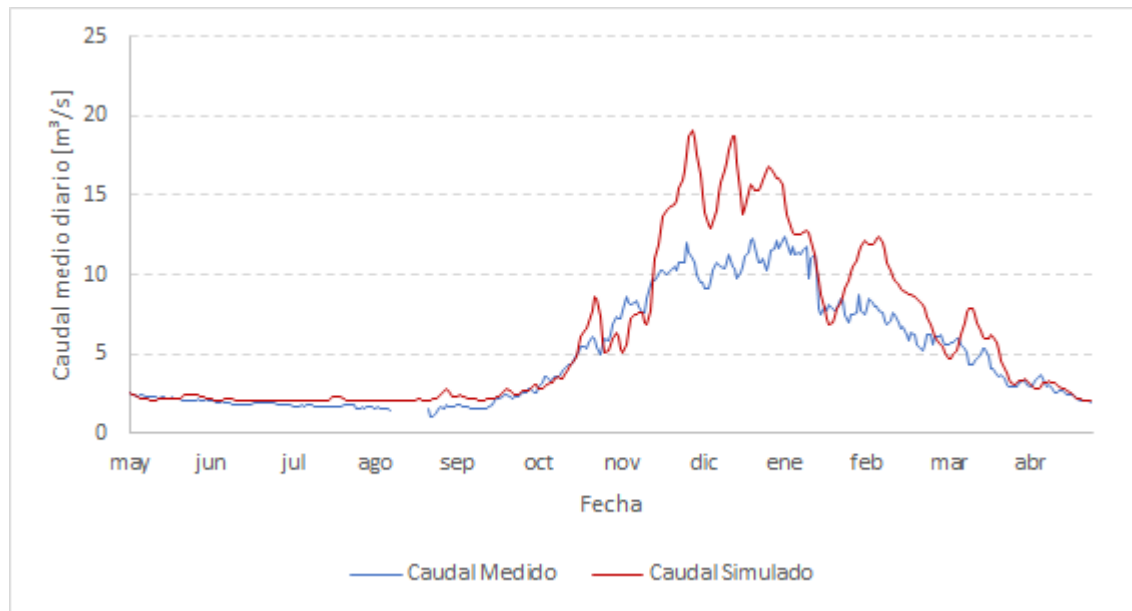


Figura D. 5. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1989-1990.

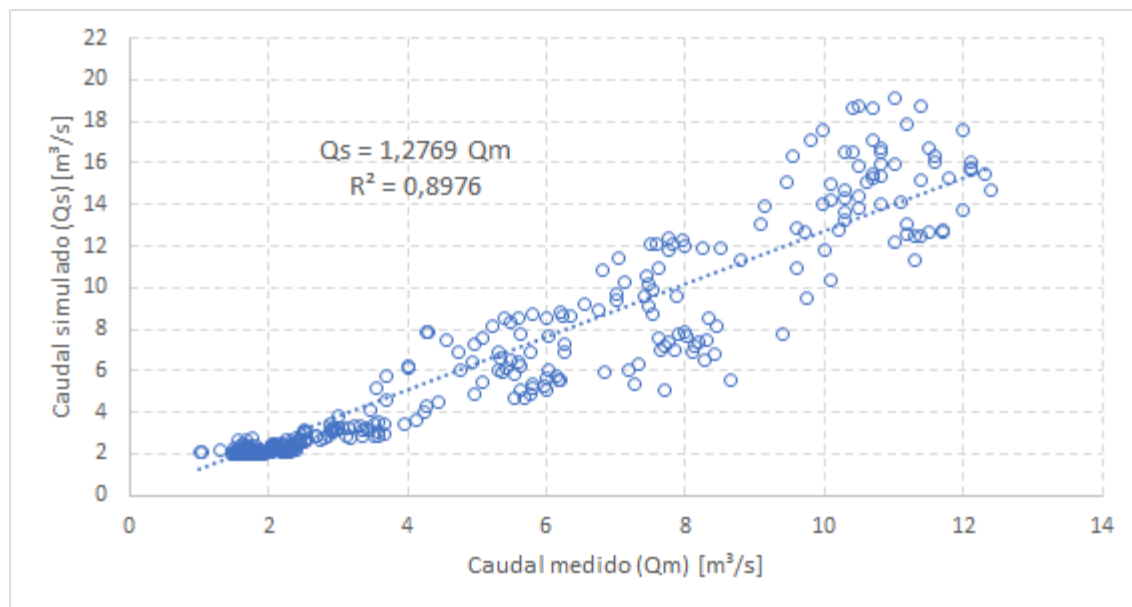


Figura D. 6. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1989-1990.

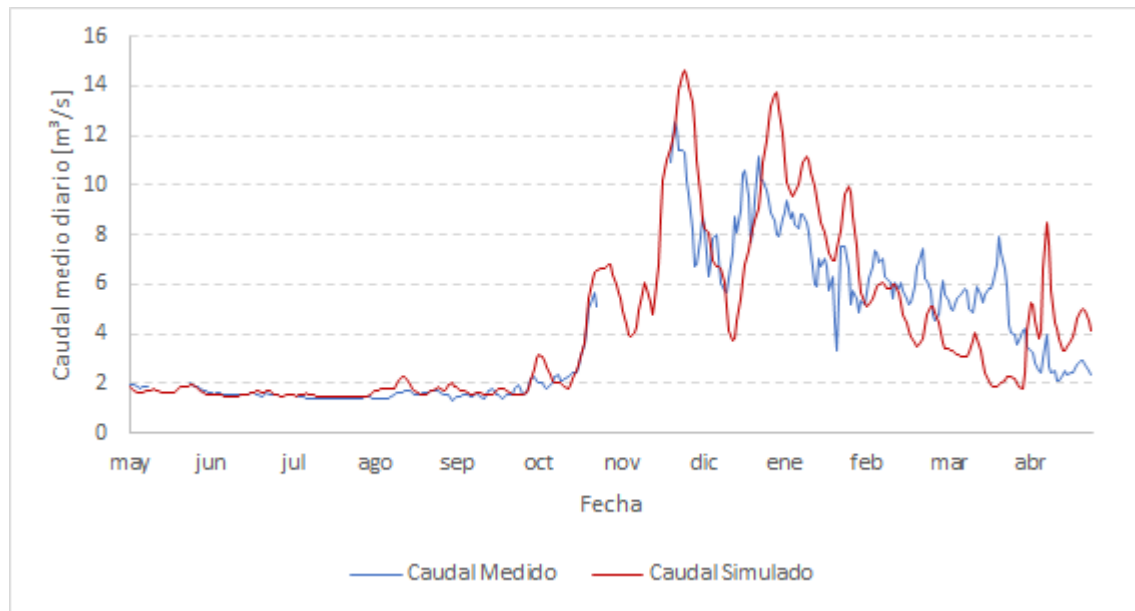


Figura D. 7. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1990-1991.

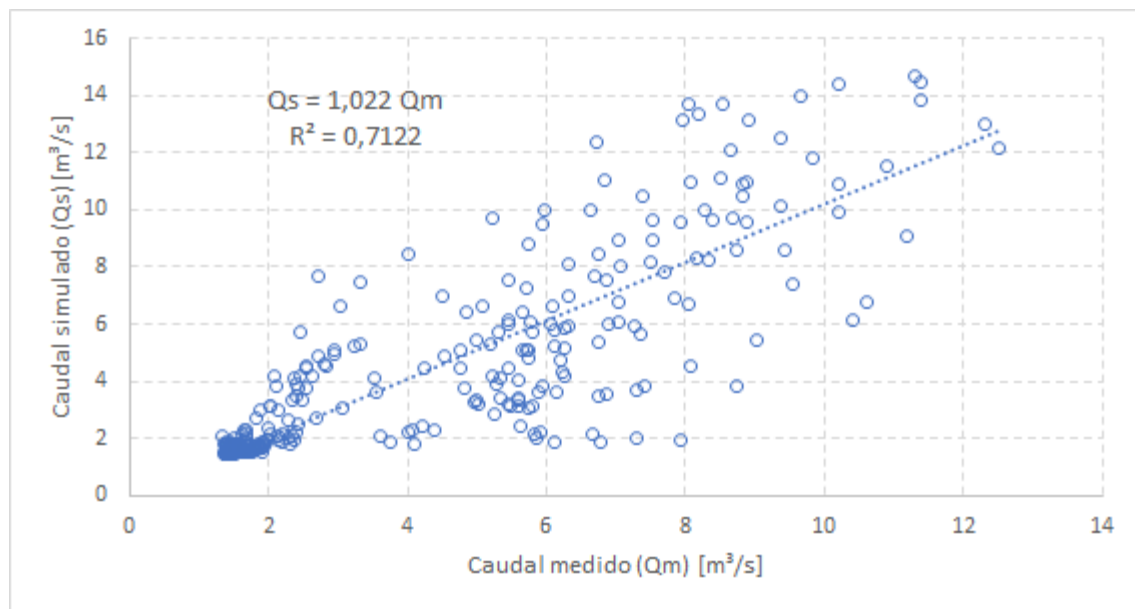


Figura D. 8. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1990-1991.

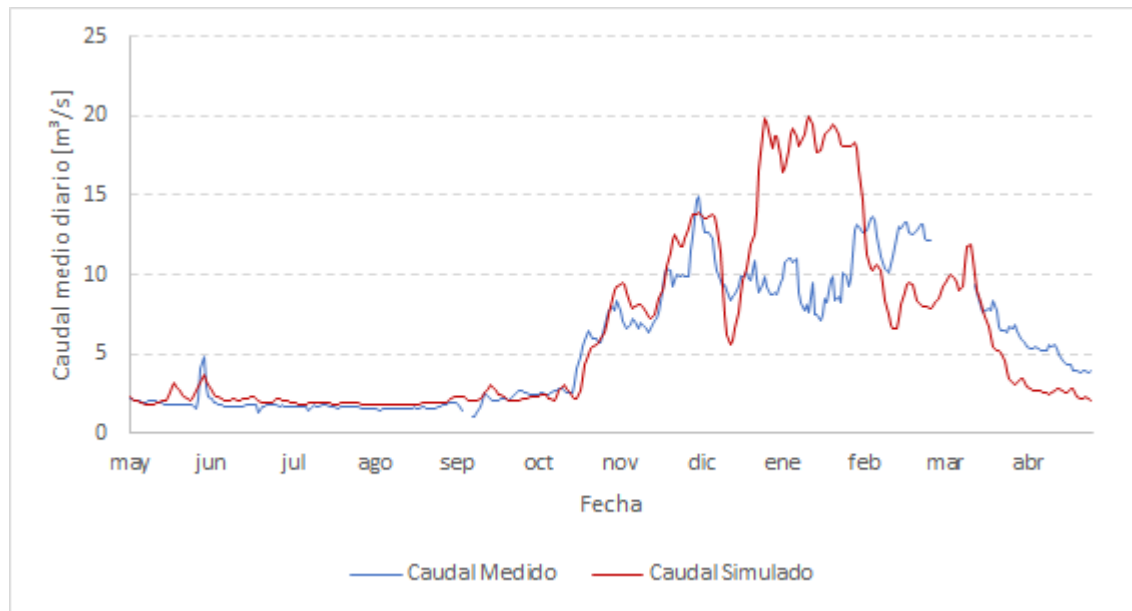


Figura D. 9. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1991-1992.

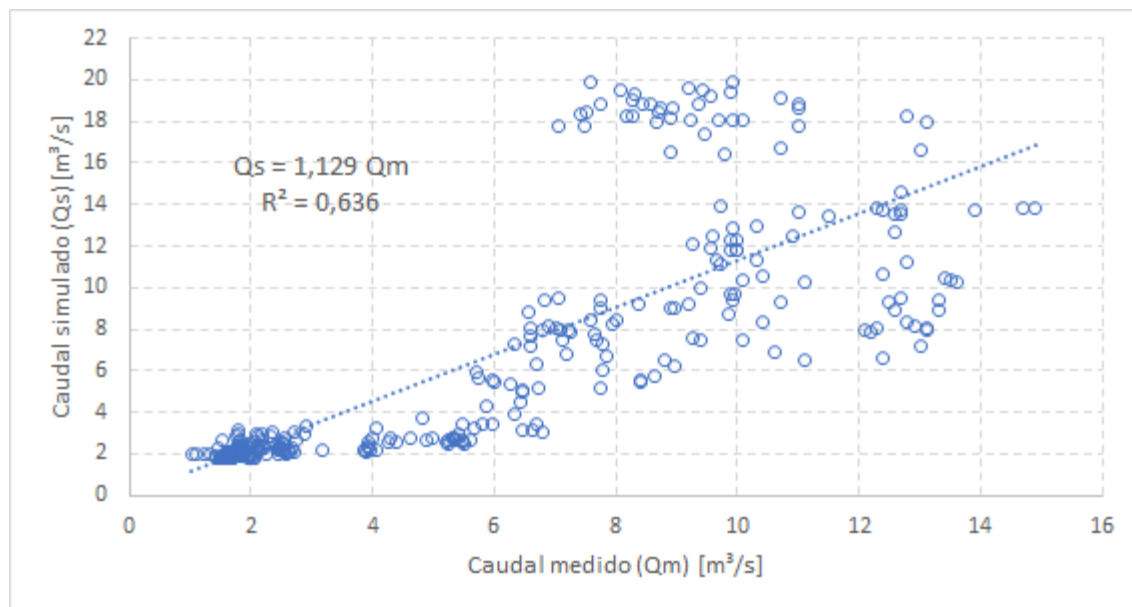


Figura D. 10. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1991-1992.

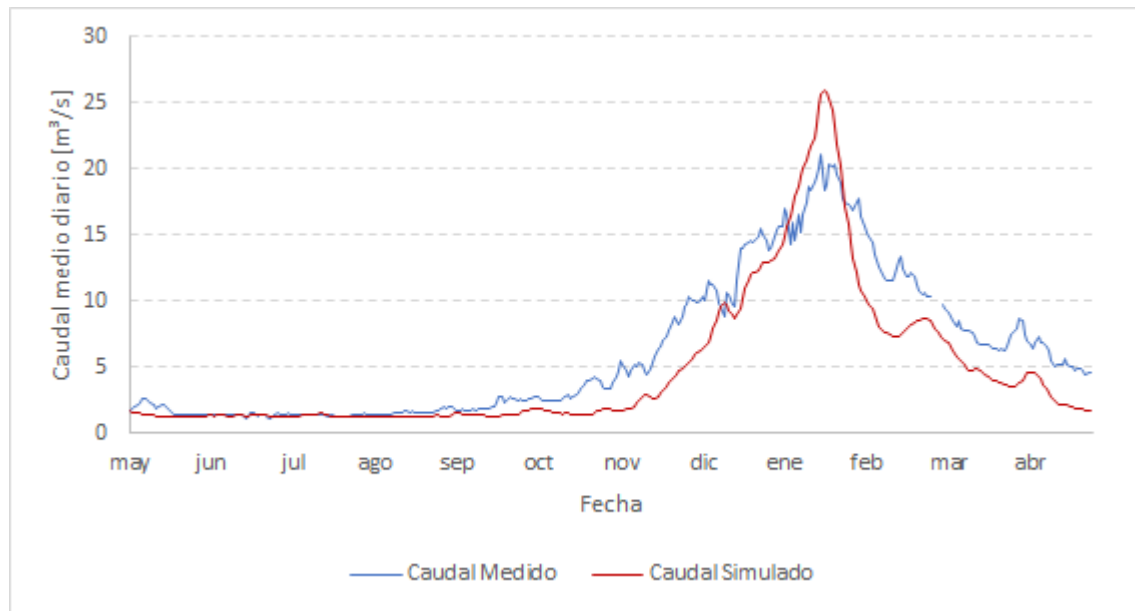


Figura D. 11. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1997-1998.

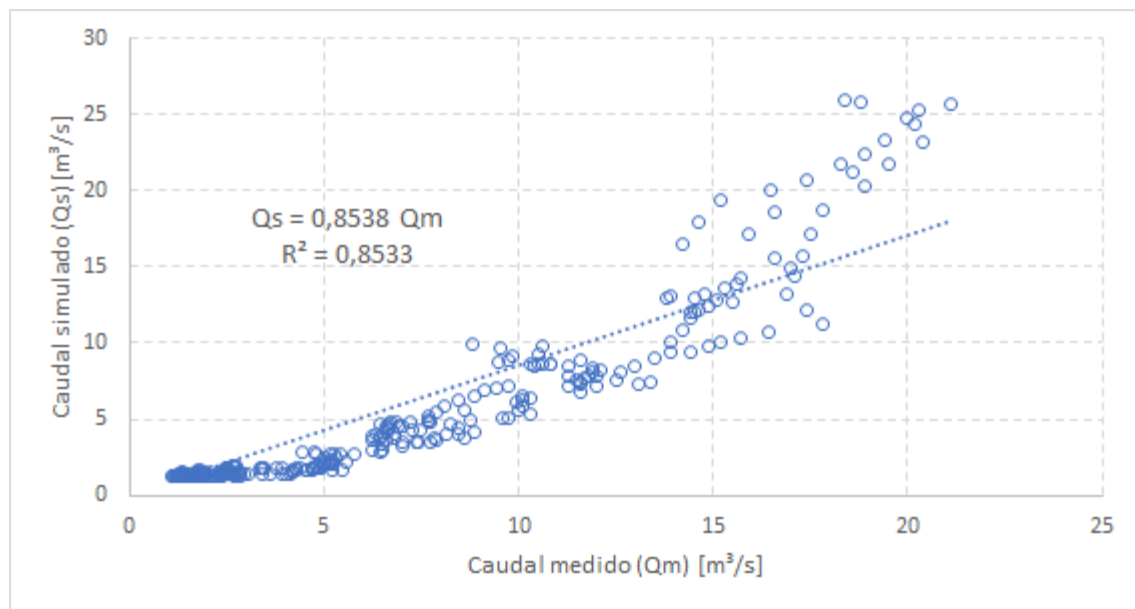


Figura D. 12. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1997-1998.

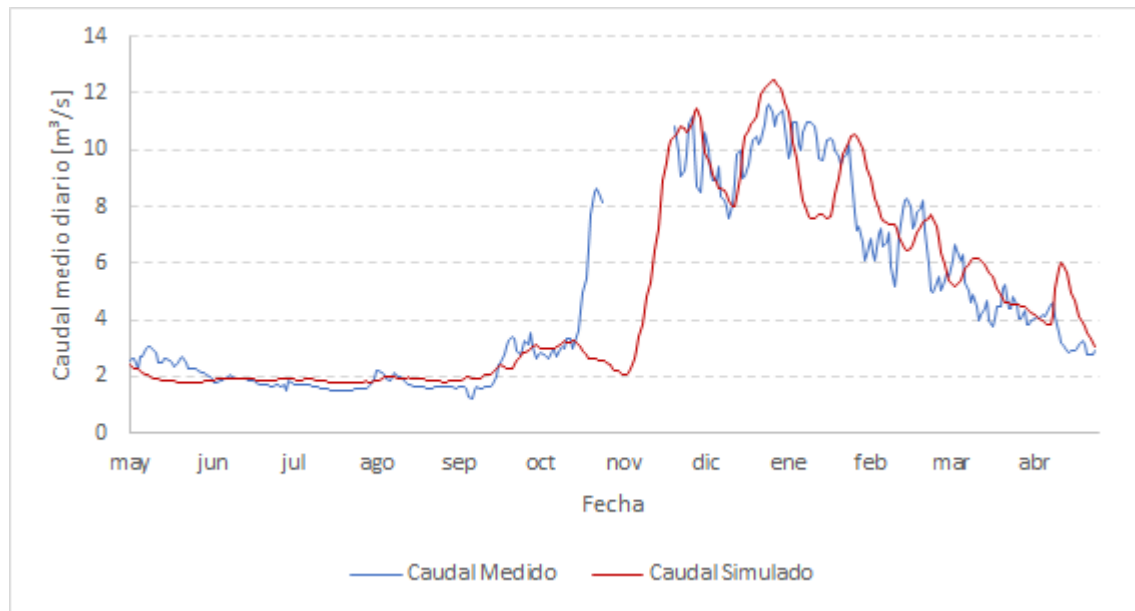


Figura D. 13. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1999-2000.

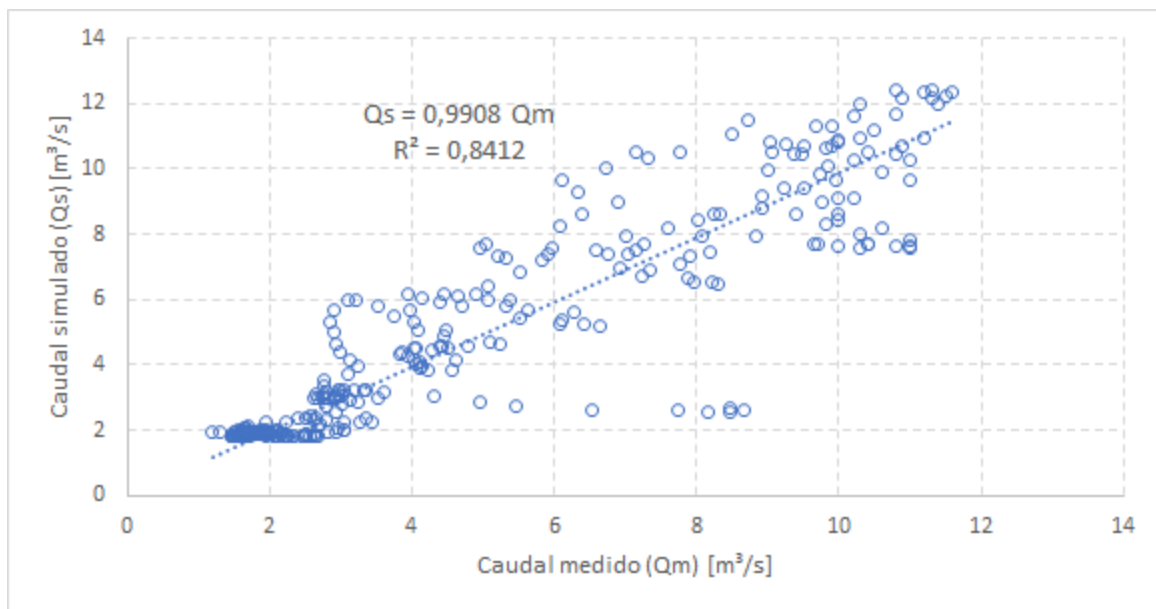


Figura D. 14. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 1999-2000.

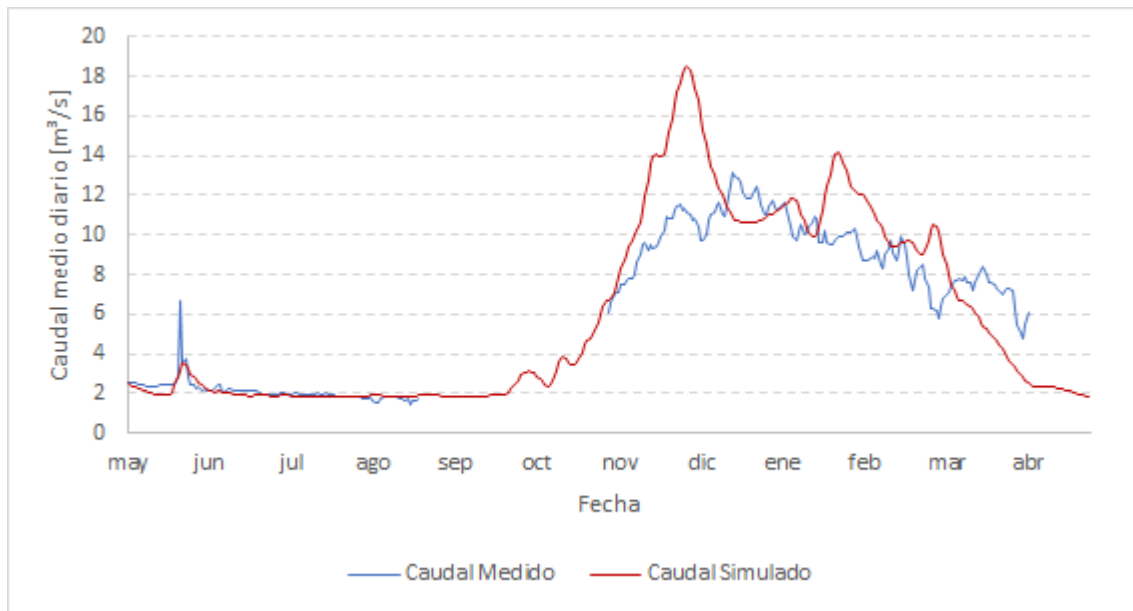


Figura D. 15. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 2008-2009.

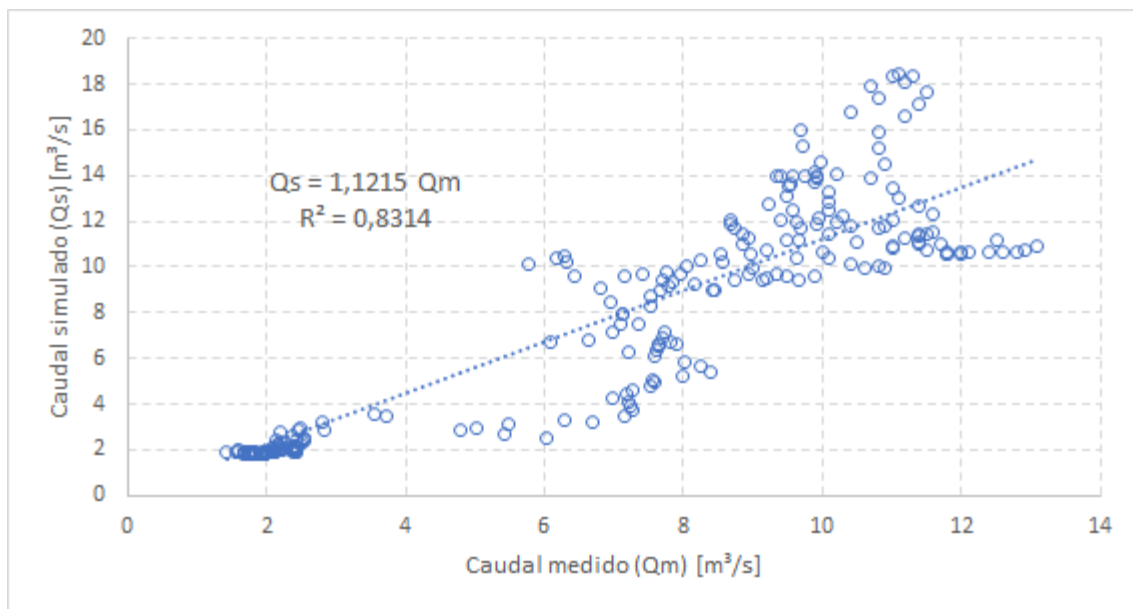


Figura D. 16. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante calibración de periodos extensos para el periodo 2008-2009.

2. Validación del Método de Predicción de Caudales Mediante Clasificación de Años por Humedad

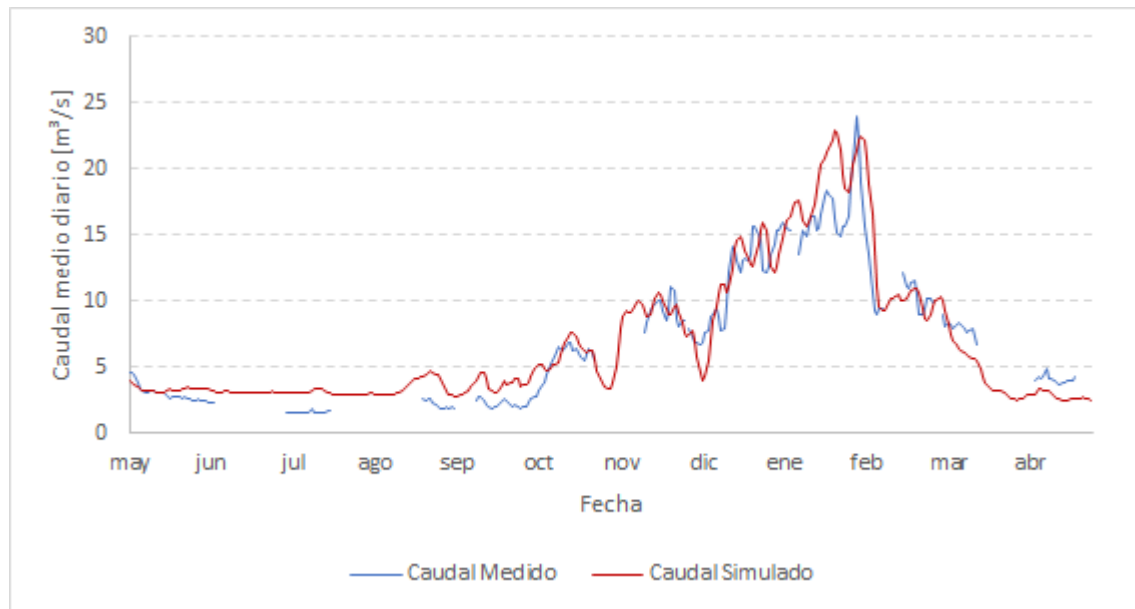


Figura D. 17. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1974-1975.

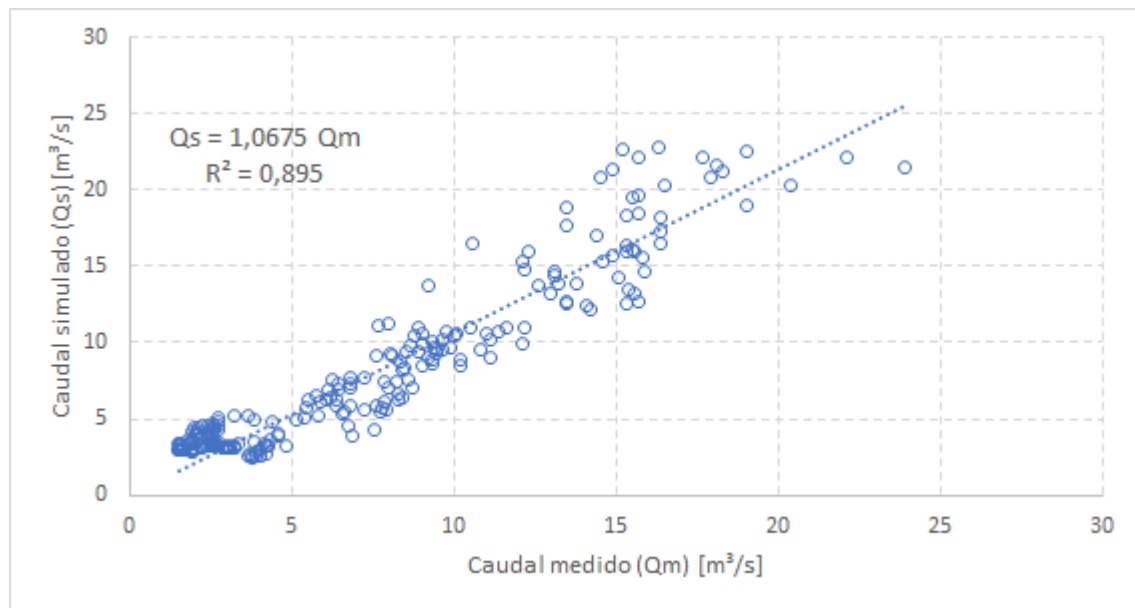


Figura D. 18. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1974-1975.

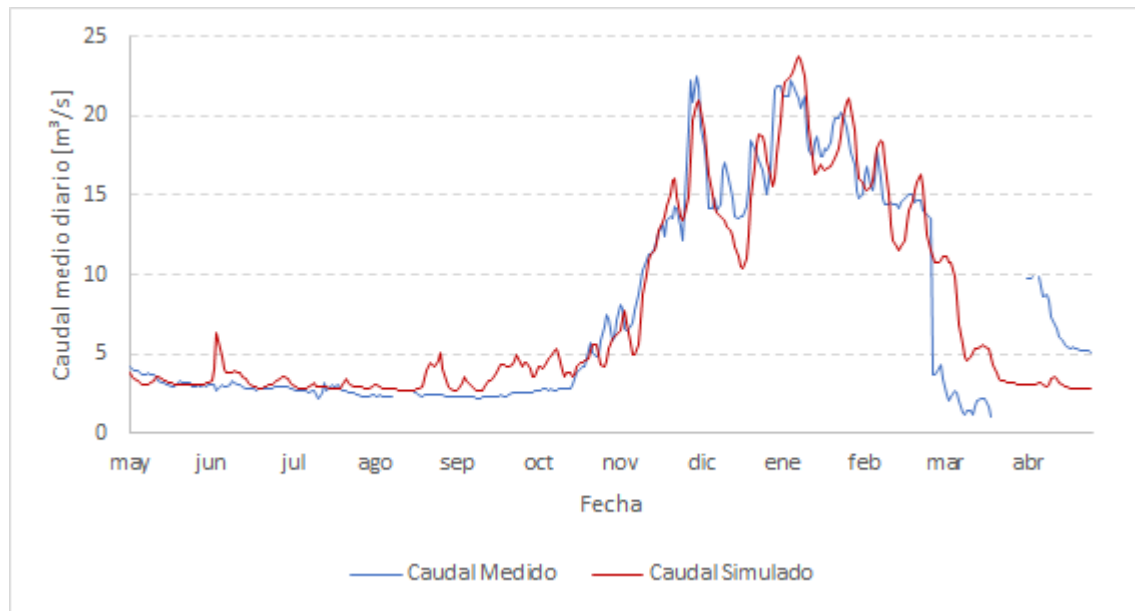


Figura D. 19. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1987-1988.

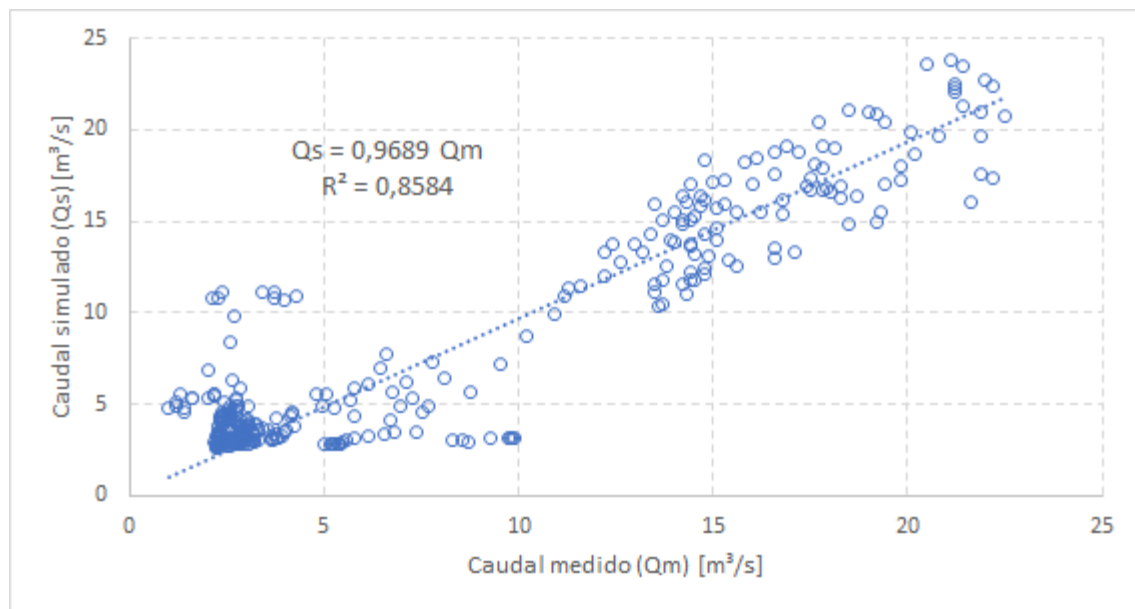


Figura D. 20. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1987-1988.

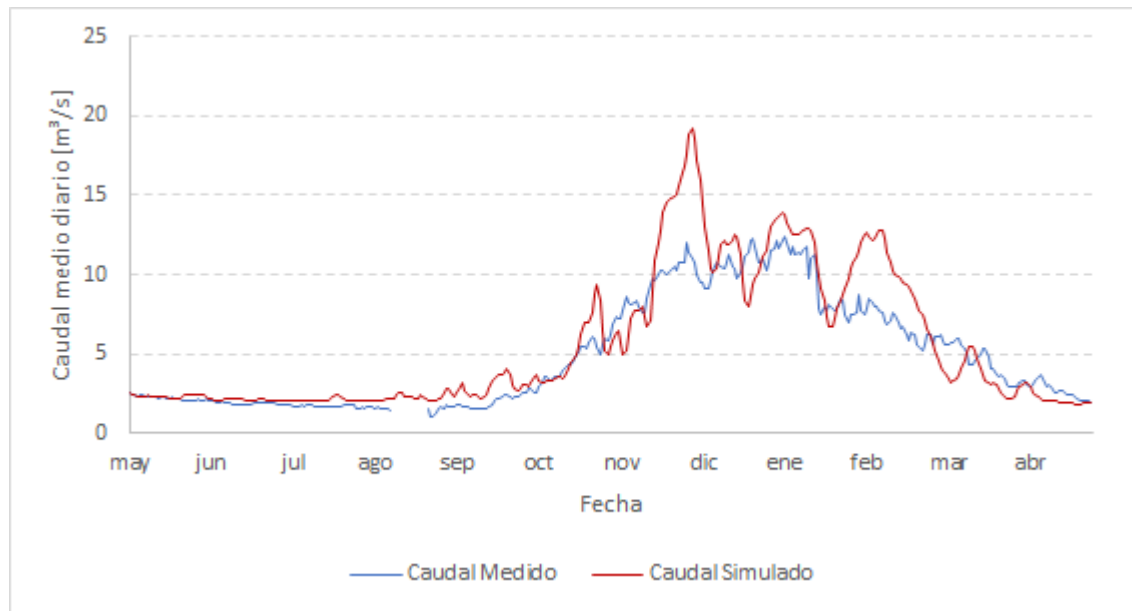


Figura D. 21. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1989-1990.

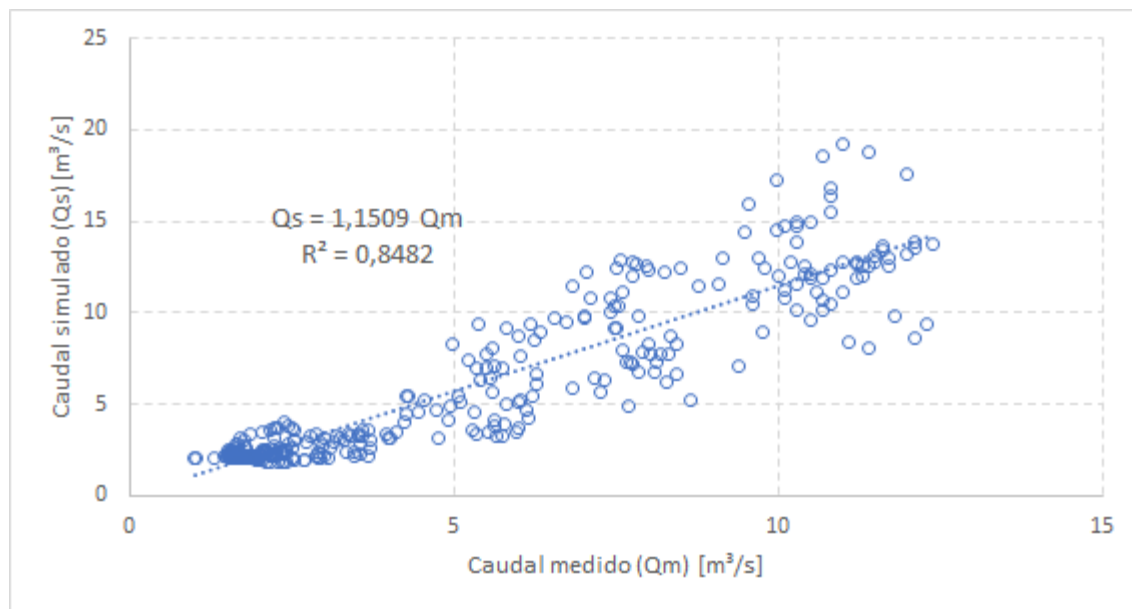


Figura D. 22. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1989-1990.

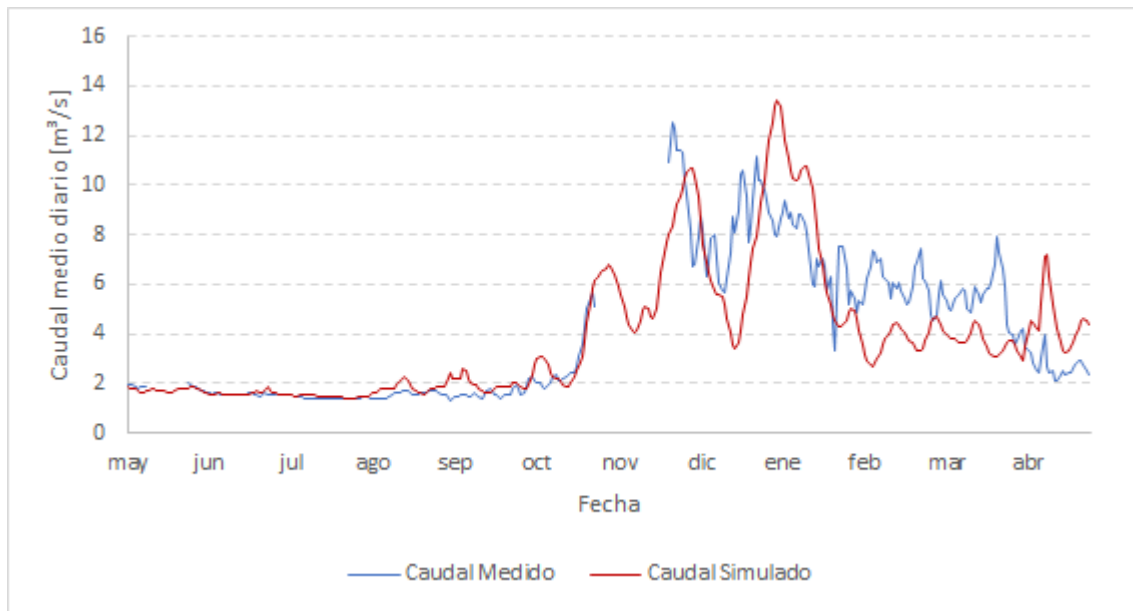


Figura D. 23. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1990-1991.

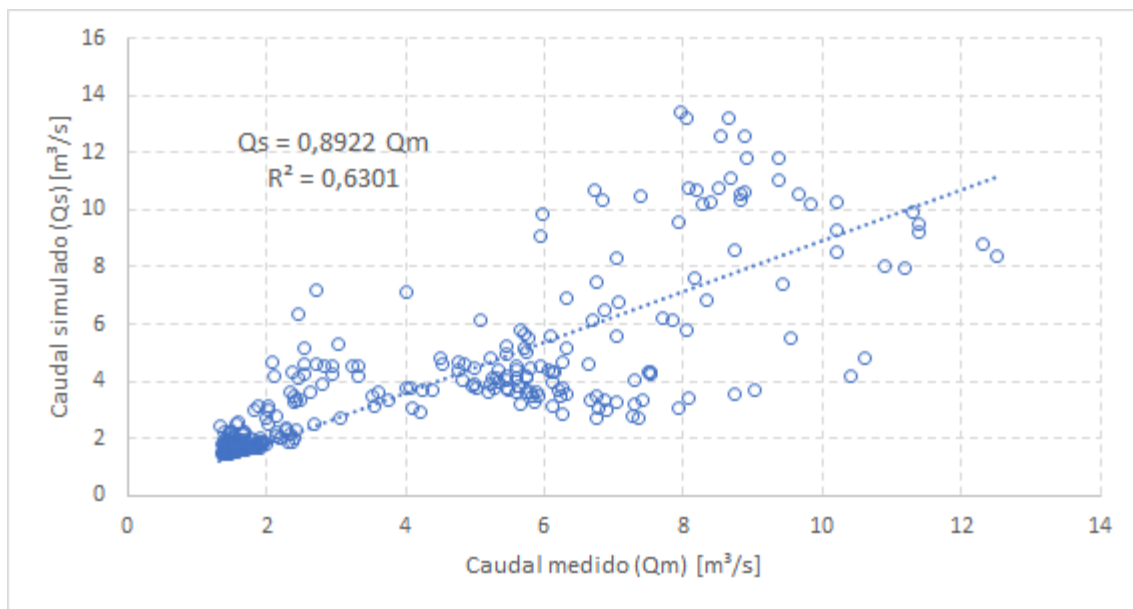


Figura D. 24. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1990-1991.

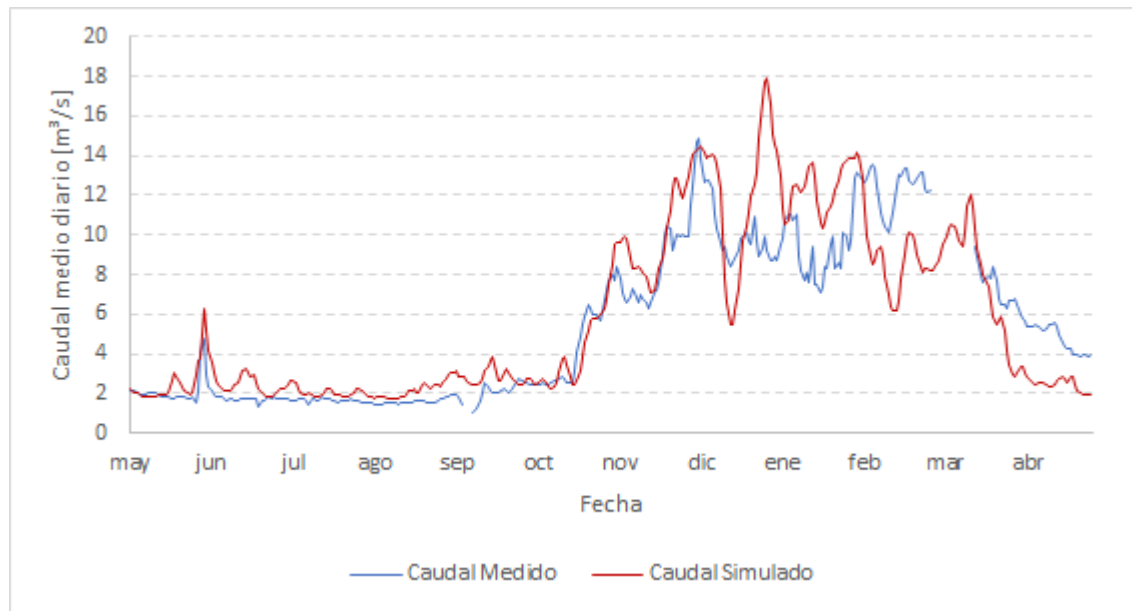


Figura D. 25. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1991-1992.

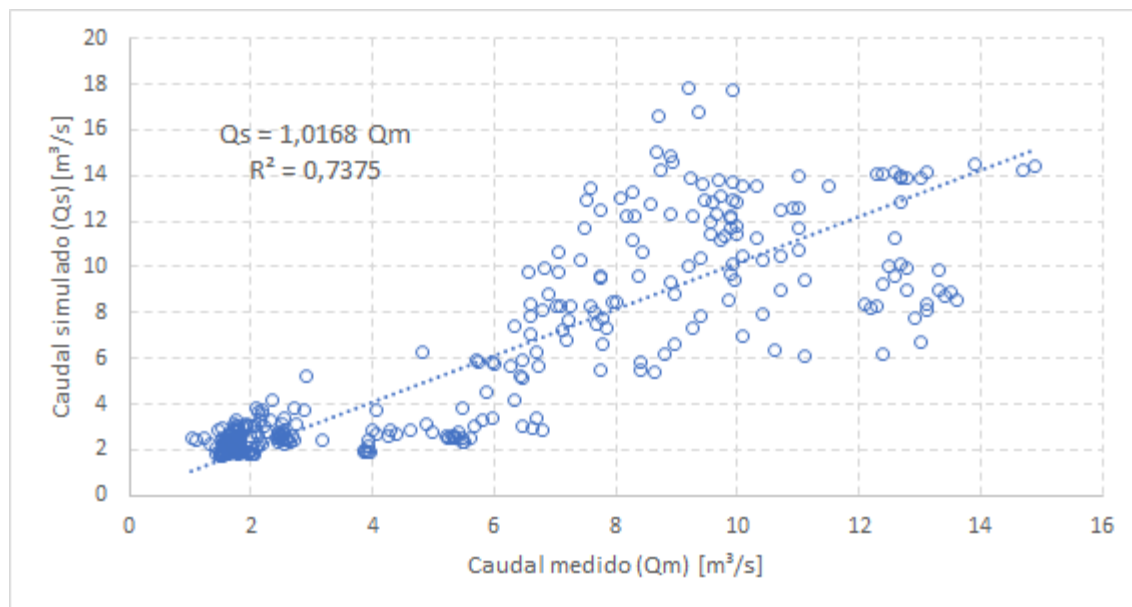


Figura D. 26. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1991-1992.

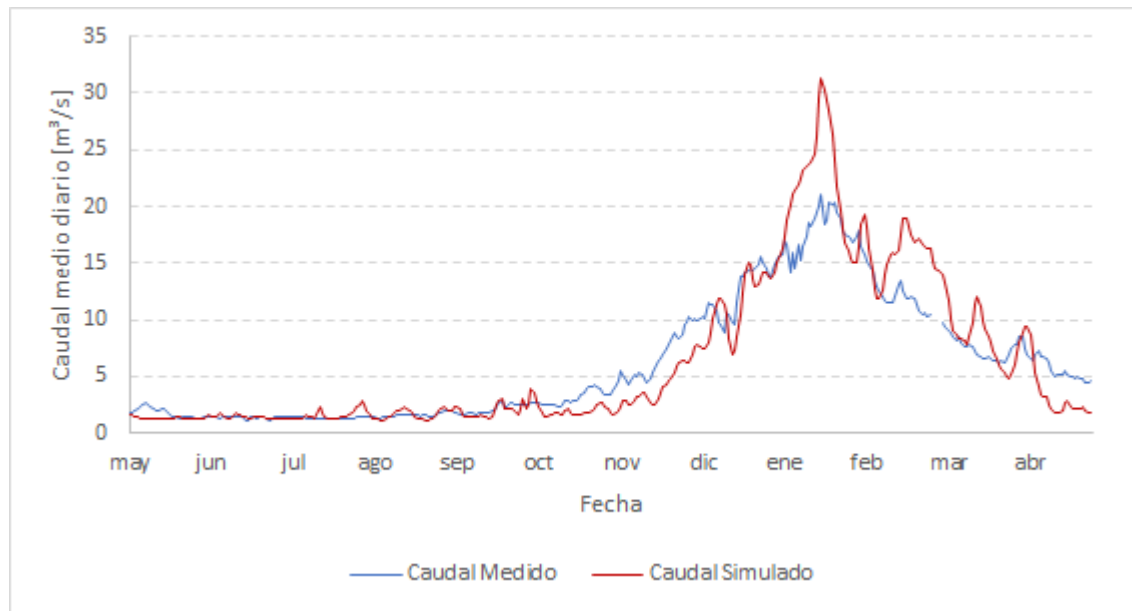


Figura D. 27. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1997-1998.

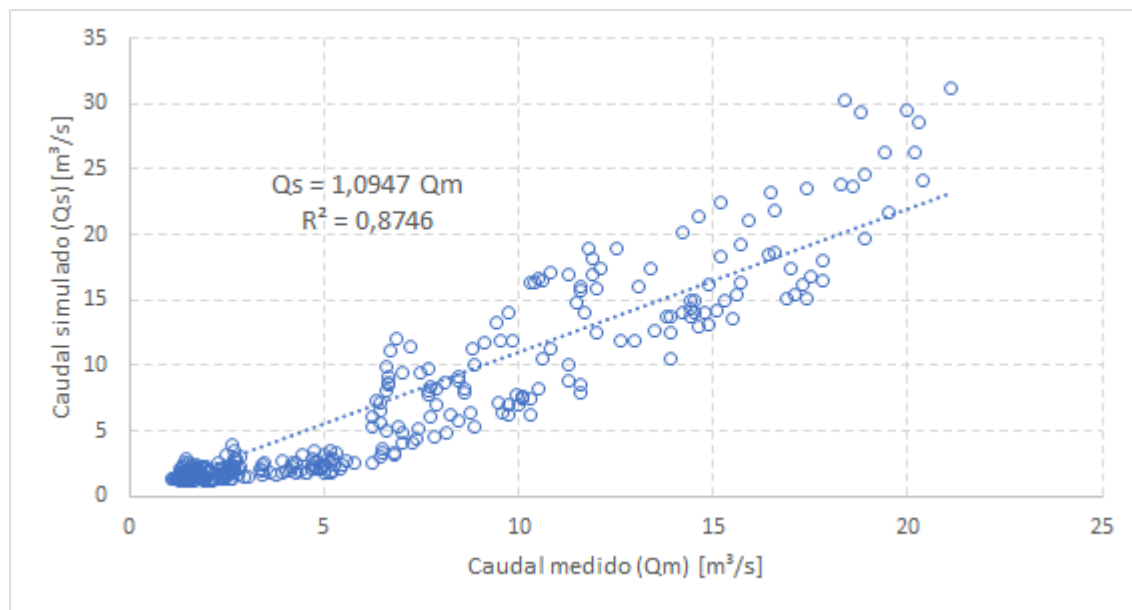


Figura D. 28. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1997-1998.

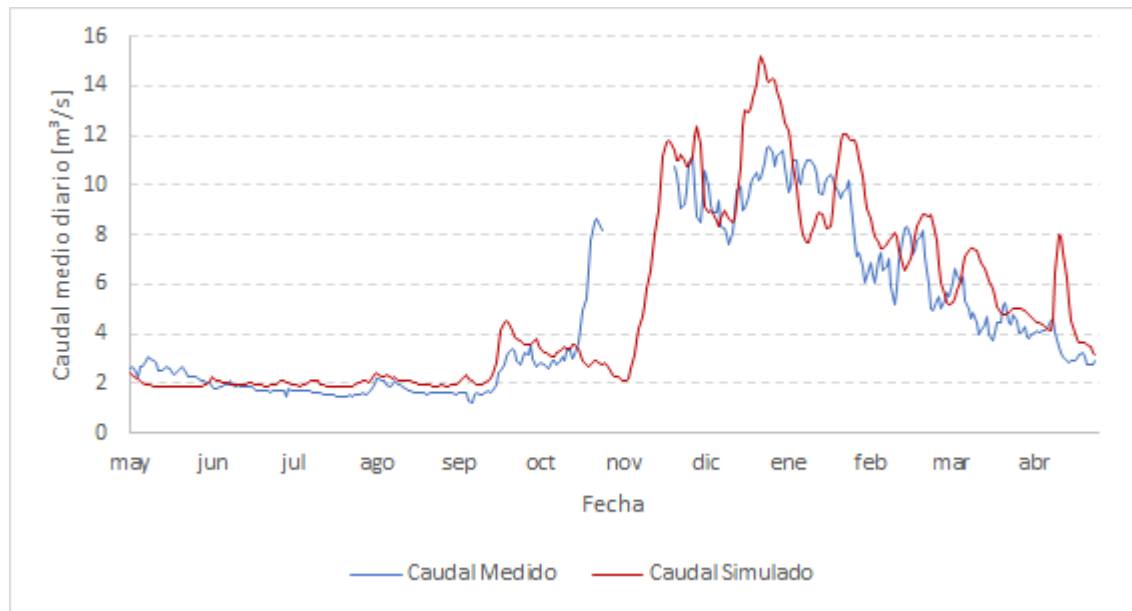


Figura D. 29. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1999-2000.

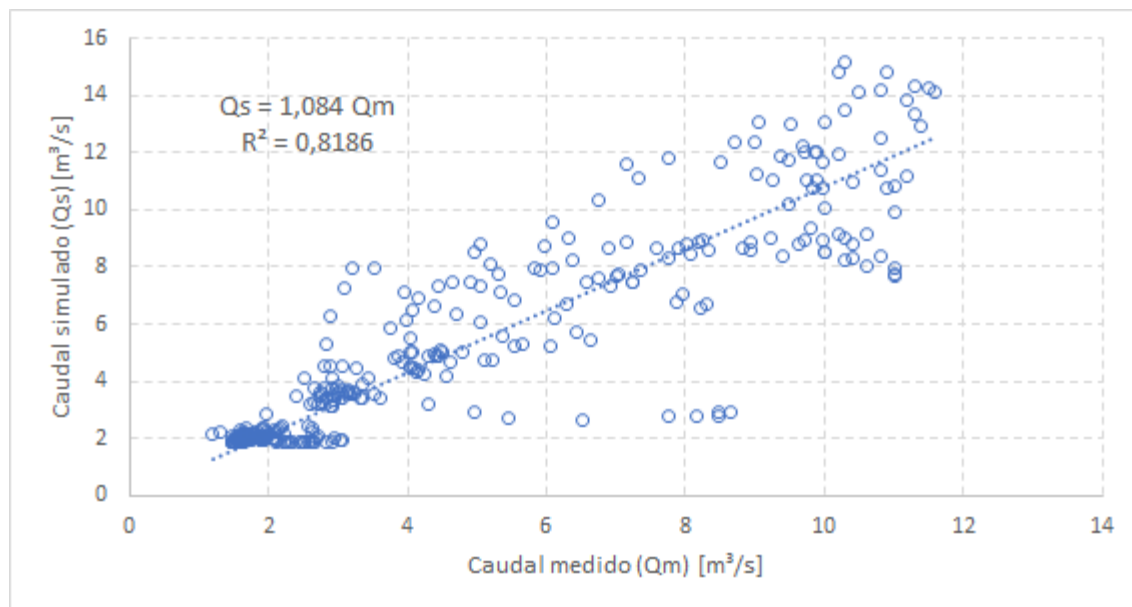


Figura D. 30. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 1999-2000.

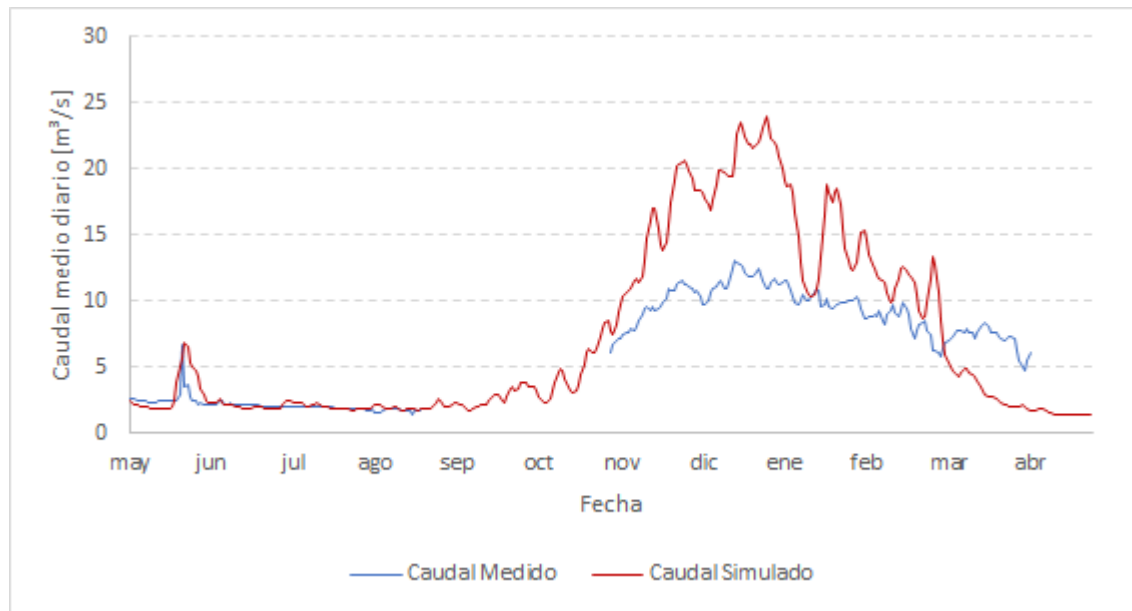


Figura D. 31. Gráfico comparativo entre caudales medidos y caudales simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.

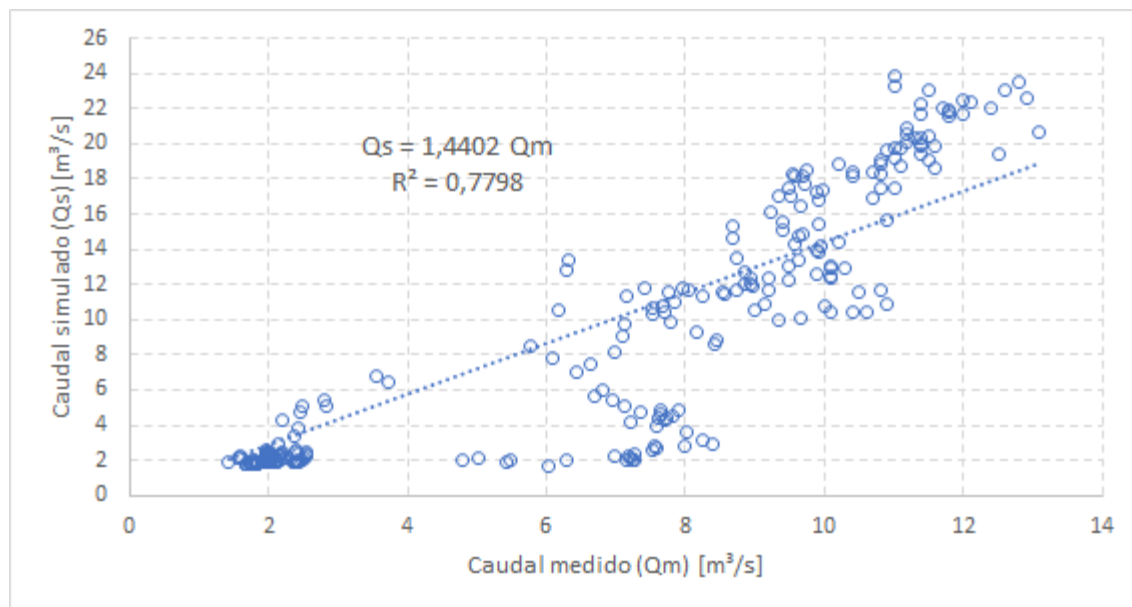


Figura D. 32. Gráfico de ajuste lineal de caudales medidos y simulados en la validación del método de predicción de caudales mediante clasificación de años por humedad para el periodo 2008-2009.