



UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES

EVALUACIÓN DE CRECIDAS EXTREMAS EN LA CUENCA DEL RÍO MAIPO BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

Memoria de Título presentada por

Rose Mary Chavarría Luengo

como requisito parcial para optar al título de la carrera de

Ingeniería Civil

Profesor Guía
Joaquín Alejandro Meza Araya

Diciembre de 2024



TITULO DE LA TESIS:

**EVALUACIÓN DE CRECIDAS EXTREMAS EN LA CUENCA DEL RÍO
MAIPO BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO**

AUTOR:

ROSE MARY CHAVARRÍA LUENGO

TRABAJO DE MEMORIA, presentado como requisito parcial para optar al título de la carrera de
INGENIERIA CIVIL de la Universidad Técnica Federico Santa María.

	<u>Nombre</u>	<u>Firma</u>
Prof. Guía	Joaquín Meza	
Miembro 1 Comisión	Danilo Kusanovic	
Miembro 2 Comisión		

Santiago, Chile, Diciembre de 2024

EVALUACIÓN DE CRECIDAS EXTREMAS EN LA CUENCA DEL RÍO MAIPO BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

Rose Chavarría¹, Joaquín Meza¹

¹ Universidad Técnica Federico Santa María

Resumen

Este estudio tuvo como objetivo calibrar y validar el modelo hidrológico Sacramento para un sector de la cuenca del Río Maipo, con el fin de simular eventos extremos de inundación bajo escenarios de cambio climático. Se utilizó un enfoque conceptual para modelar el derretimiento de la nieve en un régimen nival, estableciendo una relación entre la temperatura y el derretimiento de la nieve. La calibración se realizó mediante el algoritmo SCE-UA, junto con una función objetivo RMSE modificada, que permitió optimizar los parámetros del modelo considerando flujos bajos y altos. A pesar de las limitaciones en la calidad de los datos provenientes de fuentes diversas, los resultados mostraron una alta precisión en la simulación de caudales para temperaturas cercanas o superiores a 0°C, mientras que los flujos bajo condiciones de congelación presentaron mayores desafíos y peores simulaciones. Los análisis proyectados para finales de siglo indicaron una intensificación de eventos extremos, lo que es consistente con las proyecciones climáticas para la zona central de Chile. Este estudio resalta la importancia de la calibración de modelos hidrológicos para mejorar la gestión de recursos hídricos y la predicción de eventos extremos, recomendando la incorporación de modelos más detallados de derretimiento de nieve y el uso de enfoques basados en la física para mejorar la precisión de las simulaciones y profundizar en la comprensión de los procesos hidrológicos ante escenarios de cambio climático.

Palabras claves: *modelo Sacramento, SCE-UA, SWE, cambio climático.*

1 Introducción

En los últimos años, los efectos del cambio climático se han percibido con mayor intensidad en el territorio nacional. Las evidencias de estos efectos, según establece *Escenarios Hídricos 2030* (2019), son la variación en temperaturas y en la frecuencia e intensidad de precipitaciones, así como la elevación de la isoterma cero, que se traducen en eventos extremos como inundaciones, aluviones y periodos de sequía (EH2030, 2019). Tanto las inundaciones como las sequías son reconocidas como los eventos más devastadores, y cualquier cambio en su ocurrencia podría transformarse en el impacto más destructivo del cambio climático (Eissa & Zaki, 2011). Adaptarse a estos cambios es el mayor desafío (MMA, 2020), en especial porque el cambio climático dificulta la gestión del recurso hídrico (Döll et al., 2015), planteando un desafío para la disponibilidad del agua (Döll et al., 2015; Vicuña et al., 2018).

Dado que los efectos de dicho cambio se asocian cada vez más a la intensificación de eventos climáticos extremos (Henríquez et al., 2016; Sun et al., 2023), se prevé un aumento en la intensidad de las inundaciones en la mayoría de las regiones del mundo en las próximas décadas (Eissa & Zaki, 2011; Tabari, 2020). Particularmente en áreas susceptibles a este tipo de evento (Eissa & Zaki, 2011), ya que se espera un cambio en la magnitud, frecuencia, intensidad y distribución espacio-temporal de las precipitaciones (Peña-Guerrero et al., 2020).

Además, el riesgo de inundaciones no está asociado solo a precipitaciones extremas concentradas en un corto tiempo (EH2030, 2019; Peña-Guerrero et al., 2020; Sun et al., 2023), sino que también está influenciado por la expansión urbana y los cambios asociados al uso del suelo (Ebert et al., 2010). Con el aumento de las áreas urbanas, disminuye la capacidad de infiltración y retención del suelo, volviendo vulnerable a la población a eventos extremos y catástrofes (Ebert et al., 2010; EH2030, 2019; Henríquez-Dole et al., 2018) al alterar el régimen de caudal de muchos ríos (Rojas, 2015). Sumado a que los cambios en la probabilidad de eventos de inundaciones impulsadas por precipitaciones son muy difíciles de proyectar (Döll et al., 2015), resulta esencial para Chile ahondar respecto a este evento, dado el potencial riesgo para infraestructuras y poblaciones.

Como antecedente, en Chile, durante el periodo comprendido entre 1906 y 2019, los desastres con mayor ocurrencia fueron las inundaciones, representando el 25% del total de desastres (MMA, 2020) y desde 1960, en promedio, ocurrieron 15 inundaciones por década; 63% de estas afectando la zona central (Rojas et al., 2014). Se aprecia que a partir de 2011 los desastres estaban ligados a cambios climáticos, con una disminución en precipitaciones, pero con alta variabilidad en su intensidad (MMA, 2020).

Es fundamental destacar que la zona central de Chile es en donde se pronostica una agudización de los problemas climáticos e hidrometeorológicos (Henríquez et al., 2016). Y uno de sus principales sistemas fluviales es la cuenca del Río Maipo, que alberga al 42% de la población del país (DGA, 2021). Este sector ha experimentado en los últimos años la manifestación con mayor frecuencia de eventos extremos provocados por episodios de precipitaciones concentradas en corto tiempo, como inundaciones y aluviones (EH2030, 2019).

Aunque se reconoce la urgencia de estudios respecto a este evento extremo (Stehr et al., 2019), la mayoría de los estudios en la cuenca del Río Maipo, se enfocan en la gestión del recurso hídrico y la megasequía (DGA, 2021; EH2030, 2019; Fuster et al., 2021; Garreaud et al., 2017; Peña-Guerrero et al., 2020; Vicuña et al., 2018). Esto se debe al hecho de que el principal uso del agua en la cuenca es el riego agrícola, seguido de la demanda de agua potable, la actividad industrial y el sector hidroeléctrico (Fuster et al., 2021), es decir, su disponibilidad tendría una repercusión directa sobre las actividades productivas en la cuenca y esta aporta el 42% del Producto Interno Bruto (PIB) del país (DGA, 2021), por lo que tener planes estratégicos para la gestión del recurso frente al cambio climático es fundamental.

A pesar de que en dichos estudios sí se destaca el aumento en la frecuencia e intensidad de las inundaciones (DGA, 2021; EH2030, 2019; Henríquez et al., 2016; Peña-Guerrero et al., 2020; Rojas et al., 2014), todos se enfocan en el cambio de la permeabilidad del suelo debido a la expansión urbana (Ebert et al., 2010; EH2030, 2019; Henríquez-Dole et al., 2018). Indicando que esta expansión ha resultado en un incremento de la zonas expuestas a inundaciones (Rojas et al., 2012), al aumentar las áreas urbanas incluso hacia riberas de ríos, laderas, arroyos e incluso hacia áreas históricamente afectadas por inundaciones (Henríquez-Dole et al., 2018), sin embargo, estas investigaciones no profundizan en detalles adicionales al respecto.

Aunque el Sistema de Información Geográfica de Multiamenaza (SIGMA) desarrolló un mapa de multiamenaza para la cuenca del Río Maipo, donde se indica la susceptibilidad y la probabilidad de distintos eventos, como lo son las inundaciones fluviales, incendios, deslizamientos por sismos, entre otros (González et al., 2022). La plataforma fue diseñada para abordar múltiples tipos de amenazas naturales, lo que implica un enfoque más generalista, al indicar la susceptibilidad del terreno a cierto tipo de evento y la probabilidad de ocurrencia a escala anual estos. Esta generalización puede ser menos efectiva para estudios detallados de fenómenos hidrológicos específicos, como lo son las inundaciones. Este mapa no proporciona información sobre el tipo de precipitación o la crecida que causaría este escenario, tampoco se indica el tiempo de simulación, por lo que solo sirve como un referente para la toma de decisiones críticas y la generación de medidas de mitigación.

En vista de este contexto, es crucial estudiar los eventos de inundación en la cuenca del Río Maipo, al estar históricamente afectada por inundaciones y crecidas fluviales asociadas a precipitaciones. Para ello se utilizará un modelo de lluvia-escorrentía con más de 45 años de investigación en la simulación de eventos de inundación: el modelo Sacramento (Burnash et al., 1973).

Este es un modelo conceptual, basado en un sistema de percolación, almacenamiento de humedad del suelo, drenaje y características de evapotranspiración, que logra representar todos los procesos hidrológicos de manera racional (Brown, 2005; Burnash et al., 1973; Javadinejad et al., 2022). Realiza simulaciones detalladas de flujo con 5 componentes de escorrentía, es decir, escorrentía directa, escorrentía superficial, escorrentía subsuperficial o interflujo, flujo base primario y flujo base suplementario (Chouaib et al., 2021).

Debido a su excelente desempeño en la predicción de escorrentías, el uso de este modelo se ha difundido a través del sistema de guía sobre inundaciones repentinas de Estados Unidos (Flash Flood Guidance), del cual es el elemento central (Bournas & Baltas, 2021; Broxton et al., 2014; Stoyanova et al., 2023). Ha sido utilizado ampliamente en varios países, como Estados Unidos, Canadá, Grecia y Brasil (Habibi et al., 2016; Kim et al., 2019; Uliana et al., 2019; Wijayarathne & Coulibaly, 2020), resaltando la versatilidad del modelo a pesar de su compleja calibración (Bournas & Baltas, 2021); incluso siendo utilizado como referencia para probar nuevos modelos (Bournas & Baltas, 2021) y métodos de calibración (Yang et al., 2019).

2 Metodología

La metodología empleada en este estudio tuvo como objetivo calibrar y validar el modelo hidrológico conceptual Sacramento en un sector de la cuenca del río Maipo, con el fin de utilizar los resultados obtenidos en la simulación de eventos extremos para finales del presente siglo. A continuación, se describen los modelos y algoritmos utilizados:

2.1 Modelo Sacramento

Alertar con tiempo y de forma fiable posibles inundaciones es el propósito de un sistema de alerta y predicción de inundaciones (Javadinejad et al., 2022) y la elección de un modelo adecuado es crucial para poder llevar a cabo esta tarea. Un modelo de lluvia-escorrentía usado ampliamente en todo el mundo para la simulación de eventos de inundación (Bournas & Baltas, 2021; Habibi et al., 2016; Uliana et al., 2019; Wijayarathne & Coulibaly, 2020), particularmente en los diferentes regímenes climáticos de Estados Unidos (Chouaib et al., 2021) es el modelo hidrológico Sacramento (Burnash et al., 1973).

Este modelo es una herramienta de pronóstico de inundaciones y es la base del Sistema de Orientación para Inundaciones Súbitas en Estados Unidos (Flash Flood Guidance System) (Bournas & Baltas, 2021; Broxton et al., 2014). Ha sido utilizado en los últimos años en cuencas de Estados Unidos (Chouaib et al., 2021; Kim et al., 2019), Grecia (Bournas & Baltas, 2021), Canadá (Wijayarathne & Coulibaly, 2020) y Brasil (Uliana et al., 2019).

Fue desarrollado por el Servicio Nacional de Meteorología de Estados Unidos (National Weather Service) en 1973 para ser usado por el Sistema de Pronóstico de Ríos del Servicio Nacional de Meteorología (National Weather Service River Forecast System) (Burnash et al., 1973; Uliana et al., 2019). Es un modelo de lluvia-escorrentía conceptual, determinista, no lineal y continuo que utiliza dos capas de humedad del suelo para tener en cuenta el flujo a través del subsuelo, es decir, se enfoca en la distribución de agua en las distintas capas de suelo y su capacidad de retener o liberar agua (Ajami et al., 2004; Bournas & Baltas, 2021; Burnash et al., 1973), describiendo con ecuaciones analíticas lineales y no lineales la transferencia de humedad (Bournas & Baltas, 2021). La Figura 1 muestra una descripción esquemática de la estructura del modelo.

Está basado en un sistema de percolación, almacenamiento de humedad del suelo, drenaje y características de evapotranspiración que logra representar los procesos hidrológicos de manera racional (Burnash et al., 1973), modelando el recorrido del agua y determinando el caudal a partir de la precipitación y la evapotranspiración potencial de la cuenca (Brown, 2005; Burnash et al., 1973), permitiendo simulaciones detalladas de flujo que tratan con componentes (Chouaib et al., 2021).

Para representar el almacenamiento y movimiento de humedad del suelo cuenta con de 16 parámetros y 6 variables de estado (Kim et al., 2019), cada uno tiene la intención de representar una característica necesaria para un análisis hidrológico efectivo (Bournas & Baltas, 2021), la conceptualización del modelo junto a sus parámetros se presenta en la Figura 2. A pesar de ser un modelo antiguo y con muchos parámetros a calibrar, no requiere de una gran cantidad de datos para simular caudales, resaltando su versatilidad a pesar de su compleja calibración (Bournas & Baltas, 2021).

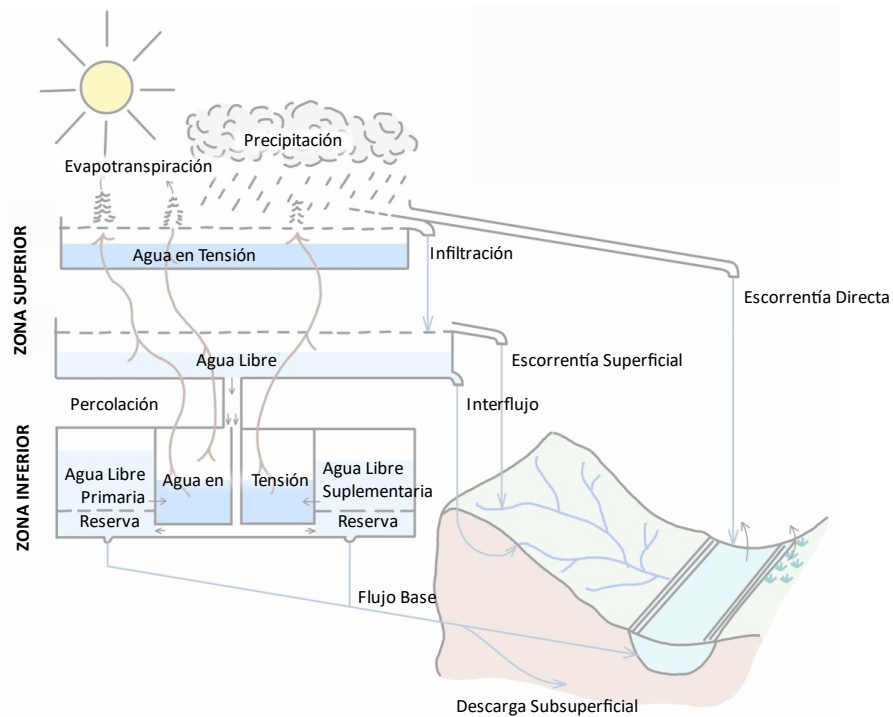


Figura 1. Descripción esquemática del modelo hidrológico Sacramento

Nota: La Figura 1 es una adaptación de *A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modeling for Digital Computers*, por Burnash et. al, 1973, p. 12.

Su enfoque permite modelar el desplazamiento del agua mediante 5 estanques de almacenamiento, divididos en la zona superior e inferior (Figura 1). Estos estanques interactúan entre sí para generar estados de humedad del suelo y cinco componentes de escorrentía: escorrentía directa, escorrentía superficial, interflujo o escorrentía subsuperficial, flujo base primario y flujo base suplementario (Ajami et al., 2004; Burnash et al., 1973; Chouaib et al., 2021).

El modelo introduce dos conceptos: agua en tensión y agua libre, donde el primero corresponde a la cantidad de agua retenida por las partículas del suelo y el segundo al agua que permanece dentro del suelo pero que puede moverse libremente entre las partículas de este, es decir, es libre de descender a zonas más profundas o moverse lateralmente en respuesta a fuerzas gravitacionales y presión (Bournas & Baltas, 2021; Burnash et al., 1973). Estos conceptos tienen relación con los estanques del modelo, en donde la zona superior tendrá un estanque de agua en tensión y uno de agua libre, mientras que la zona inferior tendrá tres estanques, uno de agua en tensión y dos de agua libre, primaria y suplementaria.

Se destaca que en los estanques de agua en tensión el agua solo puede ser extraída mediante los procesos de evapotranspiración de raíces cortas o largas, según sea zona alta y baja, respectivamente (Chouaib et al., 2021).

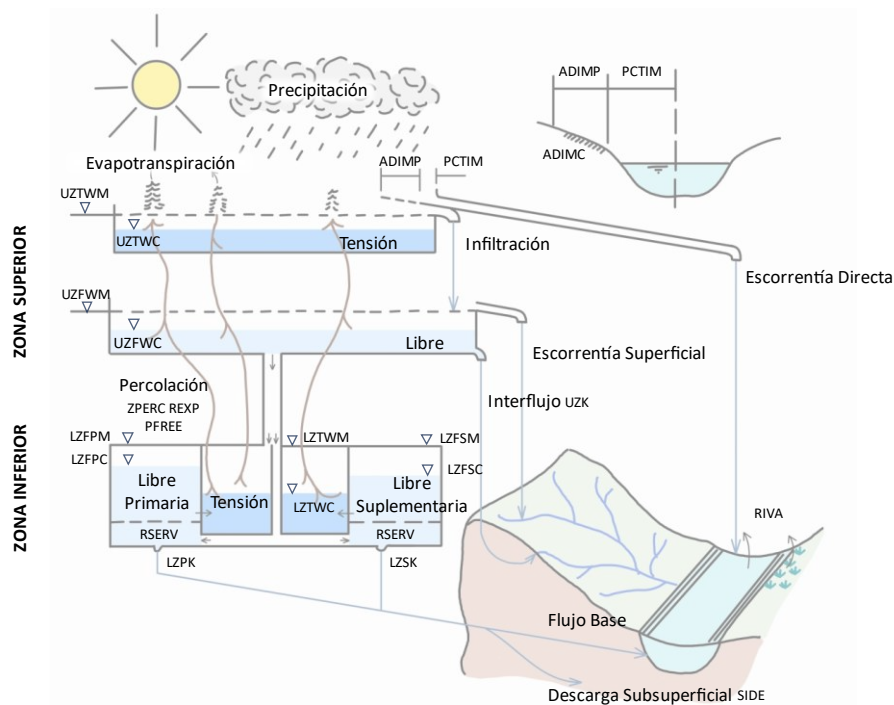


Figura 2. Conceptualización del modelo Sacramento (Bournas & Baltas, 2021; Kim et al., 2019)

El modelo considera que la precipitación cae sobre dos tipos de áreas (Burnash et al., 1973; Habibi et al., 2016):

- Área Impermeable:** Corresponde al manto de suelo cubierto por arroyos, superficies de lagos, pantanos u otro material impermeable vinculado directamente a la red de flujo de agua, el parámetro asociado es **PCTIM**. También considera un área impermeable adicional para representar el llenado de pequeños embalses y áreas temporales de salida de infiltraciones (Brown, 2005), se ingresa su estado inicial **ADIMC** y la fracción adicional **ADIMP**. En conclusión, si la precipitación cae sobre el área impermeable, esta se convierte en escorrentía directa.
- Área Permeable:** Si cae sobre esta área, comienza a llenarse el primer estanque de la zona alta (estanque de agua en tensión).

ZONA SUPERIOR (Brown, 2005; Burnash et al., 1973; Kim et al., 2019)

- Estanque de Agua en Tensión:** Corresponde al volumen de precipitación que se requiere para proporcionar la humedad suficiente como para que comience la percolación hacia zonas más profundas, en este estanque ocurren los procesos de evapotranspiración de raíces cortas y la infiltración, cuando su capacidad máxima se ve superada. Existen dos variables relacionadas a este estanque, su variable de estado o estado inicial (**UZTWC**) y su capacidad máxima (**UZTWM**).
- Estanque de Agua Libre:** Este estanque comienza a llenarse debido a la infiltración desde el estanque de agua en tensión, suministra el agua para la percolación hacia zonas inferiores, es decir, satisface la demanda de percolación, y suministra el agua para el interflujo o drenaje lateral, pero solo si la tasa de precipitación es muy alta y es mayor a la tasa de percolación. El interflujo está controlado por el parámetro **UZK**.

Finalmente, si se excede la tasa de percolación y la capacidad máxima del estanque, ocurre la escorrentía superficial. Para este estanque se debe ingresar su estado inicial (**UZFWC**) y su capacidad máxima (**UZFWM**). Cuando el agua percola hacia la zona baja, una parte de esta humedad alimenta el estanque de agua en tensión y la otra los estanques de agua libre primario y suplementario. La percolación está controlada por dos parámetros, **ZPERC** y **REXP**, la tasa máxima de percolación y el exponente que determina la tasa de cambio de la percolación, respectivamente. Ambos parámetros están relacionados con la permeabilidad del suelo. Además, existe una mínima fracción de agua que siempre percola hacia la zona baja definida por el parámetro **PFREE**.

ZONA BAJA (Brown, 2005; Burnash et al., 1973; Kim et al., 2019)

- 3) **Estanque de Agua en Tensión:** Corresponde a la profundidad de agua retenida luego del mojado y drenaje de la zona superior, en general, es la disponible para evapotranspiración de raíces largas. Se debe ingresar su estado inicial (**LZTWC**) y su capacidad máxima (**LZTWM**).
- 4) **Estanques de Agua Libre:** Estos estanques (agua libre primaria y suplementaria) se llenan simultáneamente con agua percolada, luego del estanque de agua en tensión, y drenan a distintas tasas **LZPK** y **LZSK**, que da paso a flujo base primario (flujo lento) y suplementario (flujo rápido), respectivamente. Se ingresa el estado inicial y la capacidad máxima para el estanque primario (**LZFPC**, **LZFPM**) y suplementario (**LZFSC**, **LZFSP**).
La suma del flujo base primario y suplementario corresponde al flujo base total, una parte de este es observado en el cauce y el otro es el drenaje subsuperficial, el cual llega directo a la napa (no se observa). La relación entre el flujo base observado y no observado se representa con el parámetro **SIDE**.
Parte del agua percolada es reservada (**RSERV**) para mantener el flujo base primario en tiempos de estiaje y no es transferible al estanque de agua en tensión.

Por último, existe un último parámetro, **RIVA**, relacionado con la fracción de la cuenca cubierta por vegetación ribereña, corrientes, lagos y ríos bajo circunstancias normales, usado para calcular la evapotranspiración de esta fracción de cuenca.

Los parámetros y las variables de estado se presentan como resumen junto a sus unidades en la Tabla 2-1 y Tabla 2-2 respectivamente.

Tabla 2-1. Parámetros del modelo Sacramento

Almacenamientos de los Estanques	
UZFWM	Máxima capacidad del almacenamiento de agua en tensión de la zona alta [mm]
UZFWM	Máxima capacidad del almacenamiento de agua libre en la zona alta [mm]
LZTWM	Máxima capacidad del almacenamiento de agua en tensión de la zona baja [mm]
LZFPM	Máxima capacidad del almacenamiento de agua libre primaria de la zona baja [mm]
LZFSP	Máxima capacidad del almacenamiento de agua libre suplementaria de la zona baja [mm]
Velocidad del Vaciado del Agua - Drenaje Vertical	
UZK	Proporción de agua libre de la zona alta que drena como interflujo [1/día] (entre 0 y 1)
LZPK	Proporción de agua libre primaria que drena como flujo base primario [1/día] (entre 0 y 1)
LZSK	Proporción de agua libre suplementario que drena como flujo base suplementario [1/día] (entre 0 y 1)
Percolación	
ZPERC	Tasa máxima de percolación, adimensional
REXP	Exponente que determina la tasa de cambio de la percolación, adimensional
PFREE	Mínima fracción de agua que percola al almacenamiento de agua libre de la zona baja (entre 0 y 1)

RSERV	Fracción de agua libre de la zona baja que se reserva y no es transferible al almacenamiento de agua en tensión de la zona baja (entre 0 y 1)
Áreas Impermeables	
PCTIM	Fracción de área impermeable permanente de la cuenca (entre 0 y 1)
ADIMP	Fracción de área impermeable temporal o adicional (entre 0 y 1)
RIVA	Fracción de la cuenca cubierta por vegetación ribereña, corrientes, lagos y ríos (entre 0 y 1)
Control del Caudal	
SIDE	Relación flujo base observado y no observado (proporción de recarga profunda al flujo base del cauce del río), adimensional

Nota: (Vrugt et al., 2006).

Tabla 2-2. Variables de estado del modelo Sacramento

Variable	Descripción
UZWTC	Contenido inicial del agua en tensión de la zona alta [mm]
UZFWC	Contenido inicial del agua libre de la zona alta [mm]
LZWTC	Contenido inicial agua en tensión de la zona baja [mm]
LZFPC	Contenido inicial agua libre primaria de la zona baja [mm]
LZFSC	Contenido inicial agua libre suplementaria de la zona baja [mm]
ADIMC	Contenido inicial de agua en el área impermeable adicional [mm]

Nota: (Burnash et al., 1973).

2.2 Modelo de Derretimiento de Nieve

Dado que la cuenca del Río Maipo abarca una porción de la cordillera de los Andes, es fundamental considerar la contribución que produce el deshielo del manto de nieve en el cálculo del caudal, especialmente para los peaks de primavera en cuencas donde la nieve tiene un rol importante (Agnihotri & Coulibaly, 2020). Para representar las variaciones en la capa de nieve dentro de la cuenca, es necesario utilizar un método de estimación de derretimiento de nieve con el fin de obtener la precipitación ajustada. Una técnica que ha evolucionado hacia uno más sencillo es el método de grados-día, también conocido como DDM, por sus siglas en inglés, que involucra los parámetros factor de grados-día (DDF) y el factor de corrección de nieve (SCF) (Samuel et al., 2011), en la Figura 3 se presenta un diagrama de flujo para el modelo de derretimiento.

Este método empírico (Agnihotri & Coulibaly, 2020) de grados-día, propuesto por Samuel et al. (2011), ha ganado popularidad en los últimos años en regiones donde la nieve es primordial, como diversas cuencas en Canadá (Darbandsari & Coulibaly, 2020; Leach et al., 2018; Wijayarathne & Coulibaly, 2020). Destacando su buena respuesta en donde otros métodos no logran capturar de manera precisa las crecidas de primavera (Agnihotri & Coulibaly, 2020).

Es un método sencillo, que solo requiere como datos de entrada la precipitación y la temperatura, ambos registrados en la misma escala temporal, en este caso, a nivel horario. Se basa en un índice de temperatura que utiliza la relación entre el deshielo de nieve y la temperatura del aire para obtener la tasa de derretimiento (Agnihotri & Coulibaly, 2020). Distingue entre precipitación, nieve y agua-nieve mediante dos temperaturas umbral, una superior T_r y una inferior T_s según las siguientes ecuaciones (Samuel et al., 2011):

$$P_s = x \cdot P \quad x = \begin{cases} 0, & \text{si } T \geq T_r \\ 1, & \text{si } T \leq T_s \\ \frac{T_r - T}{T_r - T_s}, & \text{si } T_s < T < T_r \end{cases}$$

Donde P es la precipitación media diaria en [mm/hora], P_s es la caída de nieve en [mm/hora] y T es la temperatura media horaria en [°C]. Se utiliza un factor de corrección de precipitación, rcr , para calcular la precipitación P_r .

$$P_r = rcr \cdot (1 - x) \cdot P$$

La cantidad de nieve derretida P_m se calcula en [mm/hora] de la siguiente forma:

$$P_m = \begin{cases} (T - T_m) \cdot DDF, & \text{si } T > T_m \text{ y } SWE > 0 \\ 0, & \text{si no se cumple lo anterior} \end{cases}$$

Donde T_m es la temperatura de derretimiento umbral, DDF es el factor de grado-día y SWE es el equivalente de agua-nieve. Los cambios en este equivalente se calculan como se muestra:

$$\Delta SWE = (SCF \cdot P_s - P_m) \cdot \Delta t$$

Donde SCF es el factor de corrección de agua-nieve y Δt el intervalo de tiempo de 1 hora.

Tabla 2-3. Rangos de los parámetros del método grado-día

Nombre	Descripción	Rango
T_r	Temperatura sobre la cual la precipitación es precipitación líquida	0 - 2.5 °C
T_s	Temperatura bajo la cual la precipitación es nieve	0°C (usualmente)
T_m	Temperatura de derretimiento umbral	0°C (usualmente)
SCF	Factor de corrección de agua-nieve	0.4 - 1.6
DDF	Factor grado-día	0 - 0.21 [mm/(hora·°C)]
rcr	Factor de corrección de precipitación	0.5-1.5

Nota: Los rangos de los parámetros presentados en la Tabla 2-3 fueron extraídos del estudio de Samuel et al. (2011). Es importante destacar que el parámetro DDF, expresado originalmente en mm/(día·°C), ha sido adaptado para este estudio a mm/(hora·°C) con el fin de adecuarse a las escalas temporales pertinentes.

Finalmente, la precipitación ingresada al modelo Sacramento corresponde a la suma de la precipitación líquida corregida (P_r), a la cantidad de nieve que se derrite (P_m) y a la equivalencia en agua-nieve, es decir, es la precipitación líquida efectiva.

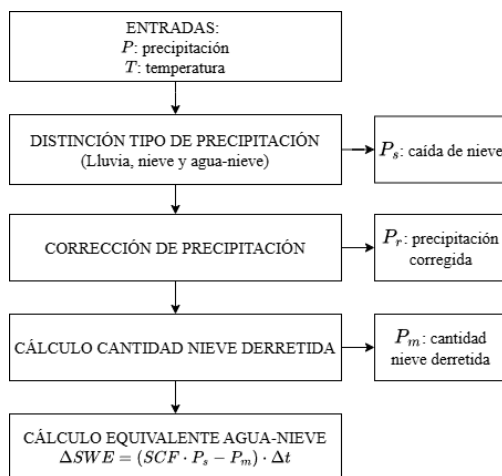


Figura 3. Diagrama de flujo para el modelo de derretimiento de nieve (Elaboración Propia)

2.3 Algoritmo de Calibración: Shuffled Complex Evolution – University of Arizona (SCE-UA)

El algoritmo de optimización global SCE-UA fue presentado por primera vez en 1992 por Duan, Sorooshian y Gupta en la Universidad de Arizona (Duan et al., 1992). Utiliza tanto estrategias de búsqueda deterministas como de elementos aleatorios. Además, emplea una estrategia de agrupamiento para enfocar la búsqueda hacia regiones que tienen a ser más favorables (Duan et al., 1993). El algoritmo es usado en varios campos de estudio, especialmente en la gestión de recursos hídricos e hidrología (Naeini et al., 2019), esto debido al ser inicialmente desarrollado para calibrar automáticamente modelos conceptuales de lluvia-escurrimiento (Duan et al., 1992).

El algoritmo se ha probado efectivo, al ser capaz de encontrar consistentemente la región del óptimo global, y eficiente, al no necesitar tantas evaluaciones (Yang et al., 2019; Yapo et al., 1998), razón por la cual es ampliamente utilizado en la estimación de parámetros de distintos modelos hidrológicos (Yang et al., 2019). El método combina las fortalezas del procedimiento Simplex Downhill, con los conceptos de búsqueda aleatoria controlada, la evolución competitiva y la mezcla compleja (Duan et al., 1992), buscando el óptimo global evolucionando grupos de muestras mediante un proceso evolutivo competitivo y sistemático (Naeini et al., 2019). El diagrama de flujo que representa la estrategia se presenta en la Figura 4.

A continuación, se presenta una descripción general de los pasos a seguir para el SCE-UA (Duan et al., 1992, 1993)

Paso 0 - ENTRADAS: El método requiere indicar la dimensión (n), el número de complejos ($p \geq 1$) y el número de puntos en cada complejo ($m \geq n + 1$) para poder calcular el tamaño de la muestra ($s = p \cdot m$). Se destaca que n corresponde al número de parámetros a optimizar.

Paso 1 – GENERAR UNA MUESTRA: Se genera una muestra de s puntos aleatorios en el espacio factible Ω (según el rango de los parámetros a optimizar) y se calcula la función objetivo de cada uno de estos puntos, el menor valor de este presenta el mejor desempeño (Hernández Suárez, 2014).

Paso 2 – CLASIFICAR LOS PUNTOS: Ordenar los s puntos en orden ascendente según el valor de la función objetivo. Se almacenan en la matriz D .

Paso 3 – PARTICIÓN EN COMPLEJOS: Dividir D en p complejos, a estos grupos de complejos se les llamará A_k , y cada uno contendrá m puntos.

Paso 4 – EVOLUCIONAR CADA COMPLEJO A_k : Evolucionar cada complejo A_k según el algoritmo CCE, cuyo diagrama de flujo se presenta en la Figura 4.

Paso 5 – MEZCLAR LOS COMPLEJOS: Combinar todos los complejos evolucionados en una sola muestra, luego estos deben ser ordenados de forma ascendente según la función objetivo.

Paso 6 – VERIFICAR CONVERGENCIA: Si se cumple algún criterio de convergencia, finalizar la optimización, si no se cumple ninguno, regresar al paso 3.

Se destaca que la elección de la función objetivo, también llamado criterio de ajuste o de calibración, tiene gran influencia en los resultados que se obtendrán, al cuantificar el error de la simulación (Zhang et al., 2017), por lo tanto, es fundamental para el éxito del proceso de calibración (Alonso, 2018; Ferreira et al., 2020)

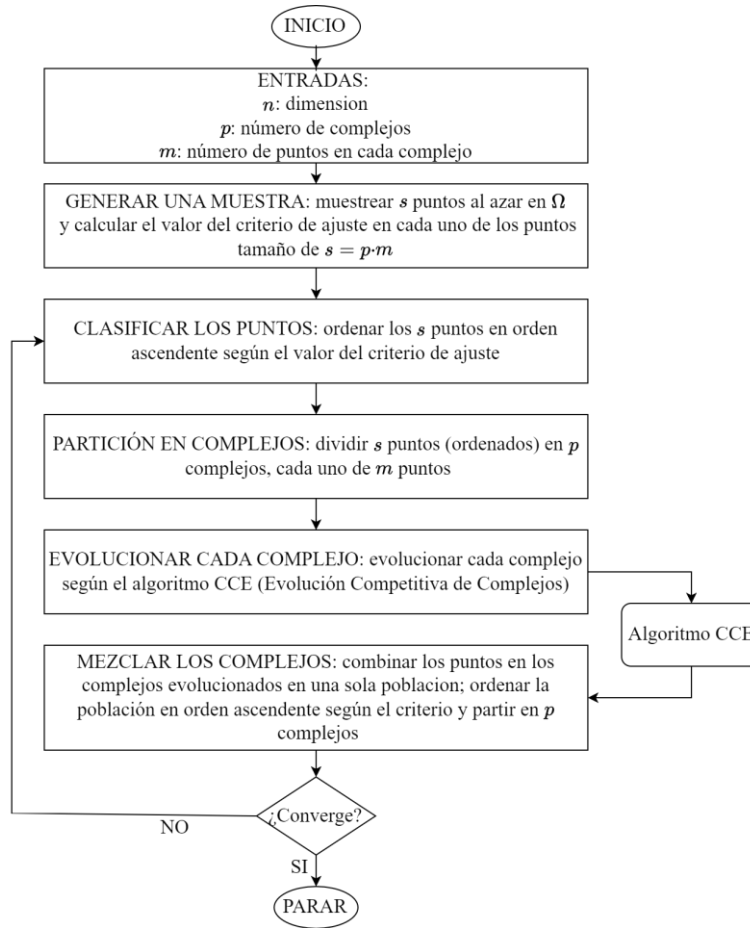


Figura 4. Diagrama de flujo para el método Shuffled Complex Evolution (SCE-UA)

Nota: Figura 4 es una adaptación de *Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models*, por Duan et al., 1992.

Competitive Complex Evolution

Otro componente clave del SCE-UA es el algoritmo de Evolución Compleja Competitiva (CCE) que está basado en el procedimiento Simplex Downhill de Nelder y Mead (Duan et al., 1993, 1994) y es un método de búsqueda local. Aunque se basa en un enfoque de búsqueda local, el CCE incorpora elementos estocásticos que permiten una exploración más amplia y dinámica del espacio de parámetros. Estos componentes estocásticos son cruciales para evitar que el algoritmo quede atrapado en óptimos locales, promoviendo una búsqueda global más eficiente (Duan et al., 1994).

El CCE se utiliza para la evolución de cada complejo como su motor de búsqueda (Naeini et al., 2019) y consta de tres pasos de evolución: reflexión, contracción y mutación. El diagrama de flujo del CCE se presenta en la Figura 5. El uso de este algoritmo sigue los siguientes pasos (Duan et al., 1992, 1993):

Paso 0 – INICIALIZAR EL PROCESO: Dada la dimensión n , el complejo A y el número de puntos m en A . Se selecciona q , α y β , donde $2 \leq q \leq m$, $\alpha \geq 1$ y $\beta \geq 1$. Definir $l = 1$.

Paso 1 – ATRIBUCIÓN DE PESOS: Se asigna una distribución de probabilidad triangular a cada complejo A_k . El punto con mayor probabilidad es ρ_1 y el de menor probabilidad es ρ_m .

$$\rho_i = \frac{2(m+1-i)}{m(m+1)}, i = 1, \dots, m$$

Paso 2 – SELECCIONAR PROGENITORES: Se seleccionan q puntos distintos (u_q) desde el complejo A_k según su distribución de probabilidad ρ_i . Se calcula además en cada uno de estos puntos el criterio de calibración y ambos valores se guardan en $B = \{u_i, v_i, j = 1, \dots, q\}$, donde v_j corresponde al valor del criterio asociado al punto u_j , se almacenan en L las ubicaciones relativas de A_k que se utilizan para construir B . Estos q puntos corresponden a un “subcomplejo”. Definir además $j = 1$.

Paso 3 – GENERAR DESCENDIENTES:

- a) Se ordena B y L de forma que los q puntos queden de forma ascendente según el valor de su función. Se calcula el centroide, eliminando el peor punto, según:

$$g = \frac{1}{q-1} \cdot \sum_{j=1}^{q-1} u_j$$

- b) **PASO DE REFLEXIÓN:** Se refleja el peor punto a través del centroide g , para ello se calcula r , un punto equidistante al centro de gravedad con el peor punto. A este punto se le llama punto de reflexión.

$$r = 2g - u_k$$

- c) Evaluación del punto de reflexión:

- i. **PASO DE MUTACIÓN:** Si r no pertenece al espacio factible Ω , se calcula el menor hipercubo H que contiene el complejo A_k . Aleatoriamente se genera un punto z dentro de H , el cual reemplaza el punto r : $r = z$ y $f_r = f_z$.
- ii. Si r pertenece al espacio factible Ω , calcular el valor de la función objetivo f_r y comparar con el valor de la función objetivo del peor punto f_q .
 - Si $f_r < f_q$: Entonces se reemplaza al peor punto con los valores asociados al punto de reflexión: $u_q = r$ y $f_q = f_r$. Avanzar al paso e).
 - Si $f_r > f_q$: **PASO DE CONTRACCIÓN** – Si el punto r es peor que el peor punto del subcomplejo, se calculan las coordenadas de un punto de contracción c , el cual es equidistante al peor punto y el centro de gravedad de los mejores puntos g , y además se calcula el valor de su función objetivo f_c .

$$c = \frac{g + u_q}{2}$$

- d) Evaluación del punto de contracción:

- i. Si $f_c < f_q$: Se reemplaza el peor punto del subcomplejo con los valores asociados al paso de contracción: $u_q = c$ y $f_q = f_c$. Avanzar al paso e).
 - ii. Si $f_c > f_q$: **PASO DE MUTACIÓN** - Se calcula el menor hipercubo H que contiene el complejo A_k . Aleatoriamente se genera un punto z dentro de H , el cual reemplaza el punto u_q : $u_q = z$ y $f_q = f_z$.
- e) Repetir los pasos (a) hasta (d) α veces, donde α es definido por el usuario y corresponde al número de descendientes consecutivos generados por el mismo subcomplejo antes de volver a mezclar.

Paso 4 – REEMPLAZAR PROGENITORES POR DESCENDIENTES: Se reemplaza los descendientes generados B dentro de A_k según la ubicación relativa original almacenada en L . Se ordena el complejo A_k en orden ascendente según el valor de la función.

Paso 5 – ITERAR: Se repite β veces los pasos 1 a 4. β determina cuantos descendientes deben ser generados, es definido por el usuario.

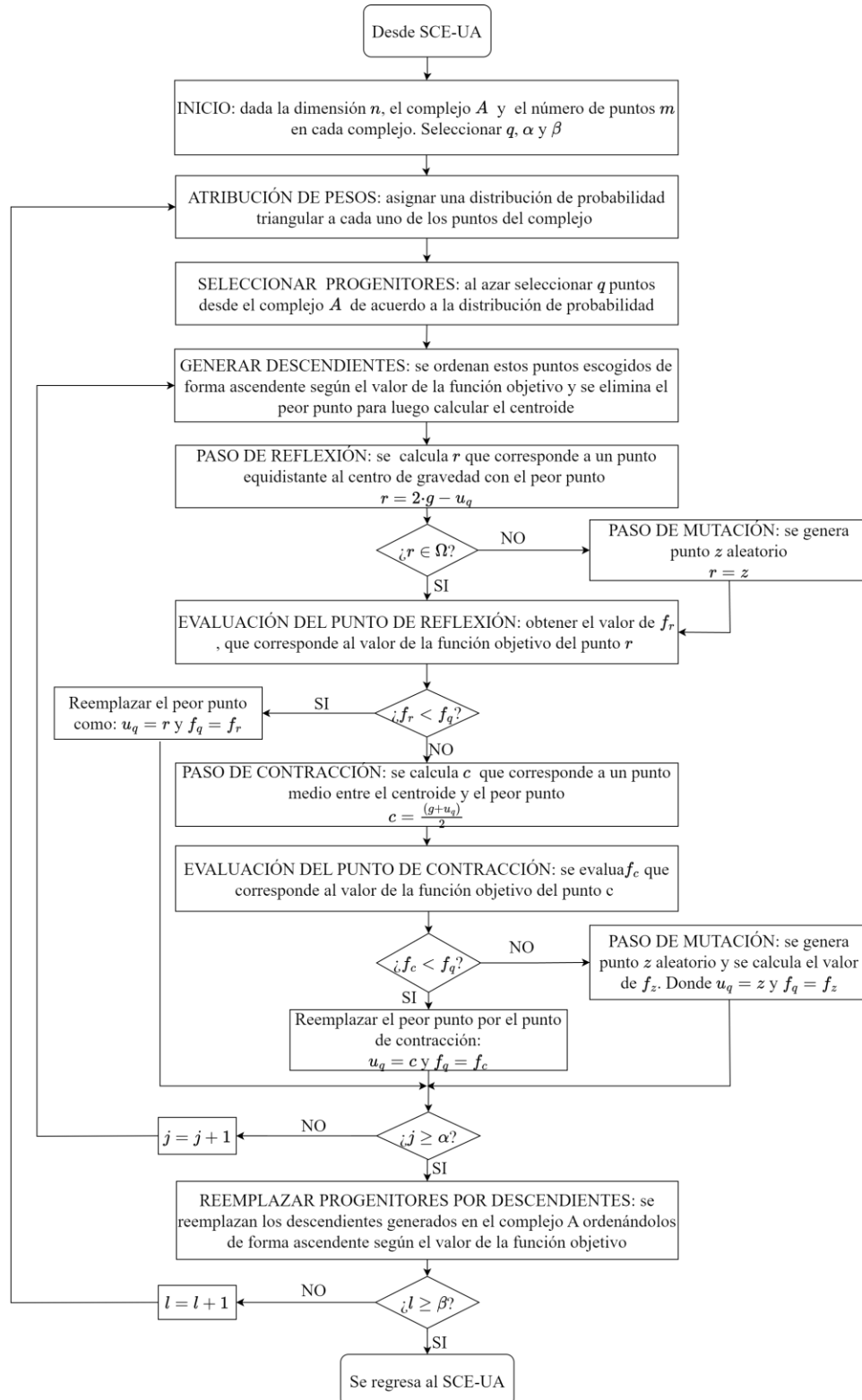


Figura 5. Diagrama de flujo para la estrategia de evolución compleja competitiva (CCE)

Nota: Figura 5 es una adaptación de *Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models*, por Duan et al., 1992.

2.4 Función Objetivo

Debido a la naturaleza altamente no lineal de los procesos hidrológicos, la calibración del modelo Sacramento enfrenta enormes desafíos que requiere de herramientas matemáticas sofisticadas, cantidades significativas de datos de calibración y cierto grado de conocimiento del modelo (Yang et al., 2019), por lo tanto, un paso clave para la calibración automática es la elección de la función objetivo (Ferreira et al., 2020; Gan et al., 1997).

Esta función, también llamada criterio de ajuste, sustituye en gran parte la experiencia del usuario en la calibración (Alonso, 2018), evaluando la concordancia entre valores simulados y observados (Jackson et al., 2019; Zhang et al., 2017), buscando parámetros óptimos que minimicen esta discrepancia y aseguren la calidad de ajuste (Alonso, 2018).

El rendimiento de la calibración depende de la función objetivo escogida y de la posición inicial de los parámetros (Cooper et al., 1997), y aunque no se tiene clara su elección la definición de cuál métrica utilizar, es quizás el paso más trascendental en el proceso de calibración (Hernández Suárez, 2014). Se recomienda que la función objetivo escogida tenga una estructura matemática sencilla para poder interpretar el sentido físico del número que arroja (Alonso, 2018).

Existe un gran número y variedad de funciones objetivos reportadas en la literatura hidrológica, sin embargo, algunas son más adecuadas que otras, dependiendo de la naturaleza de las series temporales que se comparan (Jackson et al., 2019). En algunos casos, no es suficiente utilizar una única función objetivo, ya que puede no llegar a representar todas las características del sistema modelado (Alonso, 2018; Zhang et al., 2017). En especial para el modelado hidrológico, ninguna métrica única será capaz de caracterizar completamente el ajuste de datos observados y simulados (Jackson et al., 2019).

Un clásico enfoque para resolver el problema mencionado anteriormente es crear una función objetivo compuesta, asignando un peso individual a diferentes funciones objetivo según un parámetro de control y sumando cada error (Yang et al., 2019; Zhang et al., 2017).

La Tabla 2-4 lista las funciones objetivo que están siendo utilizadas para la calibración del modelo hidrológico, estas son usadas por el Servicio Meteorológico Nacional de los Estados Unidos para la calibración del modelo Sacramento usualmente (Ferreira et al., 2020; Gupta et al., 1998).

Tabla 2-4. Funciones objetivos usadas en la calibración de modelos hidrológicos

Nombre (Simbología)	Fórmula	Mínimo, Máximo, Óptimo
Modificación RMSE para flujos altos (NHF)	$\sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{t=1}^n \left((Q_{sim(t)} - Q_{obs(t)})^2 \cdot \left(\frac{Q_{obs(t)}}{Q_{obs\ máx}} \right)^2 \right)}$	0, ∞, 0
Modificación RMSE para flujos bajos (NLF)	$\sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{t=1}^n \left((Q_{sim(t)} - Q_{obs(t)})^2 \cdot \left(\frac{Q_{obs\ máx} - Q_{obs(t)}}{Q_{obs\ máx}} \right)^2 \right)}$	0, ∞, 0

Nota: Q_{sim} corresponde al caudal simulado, Q_{obs} corresponde al caudal observado, $Q_{obs\ máx}$ al máximo caudal observado y n a la cantidad de datos. (Ferreira et al., 2020) y (Gupta et al., 1998).

Ambas ecuaciones fueron utilizadas para evaluar la consistencia entre caudal observado y caudal simulado, controlando la elección de la función objetivo según un caudal umbral (Zhang et al., 2017):

$$f_1 \text{ si } Q_{obs} \geq Q_{umbral}$$

$$f_2 \text{ si } Q_{obs} < Q_{umbral}$$

$$f = f_1 \cdot \alpha + (1 - \alpha) \cdot f_2$$

Nota: f_1 corresponde a la modificación de RMSE para flujos altos (NHF), f_2 a la modificación de RMSE para flujos bajos (NLF), Q_{umbral} el parámetro de control, que en este caso corresponde a la mediana de los valores observados al reducir el impacto de los valores atípicos (Jackson et al., 2019) y α es el coeficiente de peso para las diferentes funciones objetivos, representando la importancia de la función.

Ya que se está estudiando inundaciones, la modificación de RMSE para flujos altos (NHF) tiene un peso de 0.95.

En resumen, para evaluar los efectos del cambio climático en una sector de la cuenca del Río Maipo, se utiliza el modelo hidrológico Sacramento, acoplado con un modelo conceptual de derretimiento de nieve grado-día ajustado a nivel horario. La calibración del modelo se realiza mediante el algoritmo de calibración SCE-UA, que optimiza los parámetros del modelo Sacramento y del modelo de derretimiento de nieve utilizando una función objetivo modificada para considerar tanto los flujos altos como los bajos, con el fin de mejorar la simulación de eventos extremos. Posterior a la validación, se utiliza el nuevo rango de los parámetros de ambos modelos para simular escorrentías bajo proyecciones de cambio climático, de acuerdo con las investigaciones de Salazar et al. (2024) y John et al. (2022).

3 Resultados y Discusión

3.1 Área de Estudio

El estudio fue realizado en un sector de la cuenca del Río Maipo, específicamente a un sector de la subcuenca Río Maipo Alto. Esta subcuenca es de régimen nival (DGA, 2021), nace en la cordillera de los Andes, recibiendo aportes de los ríos Volcán, Yeso y Colorado. Posee mayores caudales entre Diciembre y Enero, producto de los deshielos cordilleranos y menores caudales en los meses de Junio, Julio y Agosto (EH2030, 2019).

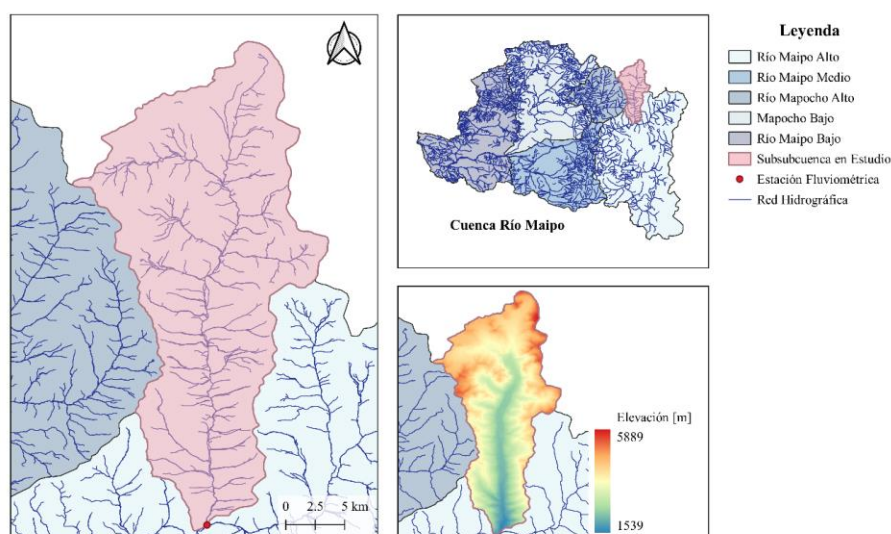


Figura 6. Ubicación Área de Estudio

Nota: Los datos de elevación fueron obtenidos desde la base de datos NASADEM (NASA JPL, 2021).

La subsubcuenca Río Olivares antes junta Río Colorado, desde ahora llamada cuenca Río Olivares (Figura 6), tiene un área de 543 [km²], y su régimen es nival (DGA, 2021), con una elevación que va desde 1539 a 5889 [msnm]. En la confluencia de los Ríos Colorado y Olivares se encuentra la única estación fluviométrica de esta cuenca, cuyos datos principales se exponen en la Tabla 3-1.

Esta estación se encuentra vigente y registra datos desde 1991, estos, según el Sistema Nacional de Información del Agua (SNIA) pueden ser:

- Nivel de Agua [m]
- Temperatura del Agua [°C]
- Precipitación Acumulada [mm]
- Temperatura del Aire [°C]
- Humedad [%]
- Caudal [m³/s]
- Precipitación Instantánea [mm]
- Precipitación Instantánea (Tx) [mm]

Tabla 3-1. Datos de la estación fluviométrica

Estación	ID	Operado por	Latitud (N)	Longitud (E)	Elevación (m)
Río Olivares antes junta Río Colorado	5706001-8	DGA	6293456	394336	1580

3.2 Datos

Los datos necesarios para el modelo Sacramento son precipitación horaria y evapotranspiración potencial, mientras que los caudales observados son necesarios para la calibración y posterior validación de este.

La precipitación horaria es satelital y obtenida de la base de datos GSMap de JAXA (Agencia Japonesa de Exploración Espacial) (Kubota et al., 2020). Mientras que la evapotranspiración potencial a nivel horario es obtenida de la base de datos CAMELS-CL (Alvarez-Garretón et al., 2018). Se destaca que este dato está a nivel diario, por lo que se discretiza de manera equitativa a nivel horario, es decir, se utiliza un valor constante para cada hora del día. Esto se puede realizar ya que en días donde existen eventos de precipitación, la evapotranspiración potencial es baja (clima nublado, generalmente) (Bournas & Baltas, 2021). Y, además, este dato no es tan significativo para la simulación como lo es la precipitación (Němec & Schaake, 1982).

Para el modelo de derretimiento de nieve se utiliza la temperatura a 2 metros del suelo desde el producto de reanálisis ERA5-Land a nivel horario (Muñoz Sabater, 2019).

Por último, los datos de caudales observados son extraídos desde la Red Hidrométrica Nacional de la División de Hidrología (MOP: División de Hidrología, 2023). Estos se encuentran en [m³/s], por lo que utiliza la siguiente fórmula para que las unidades sean consistentes:

$$Q_{obs} \left[\frac{mm}{hora} \right] = \frac{3.6 \cdot Q_{obs} \left[\frac{m^3}{s} \right]}{A[km^2]}$$

Debido a la gran diferencia de altitud que tiene la cuenca (Figura 6), se utilizan polígonos de Thiessen para homogeneizar los datos satelitales de entrada.

Según una revisión de datos históricos de precipitaciones diarias de CAMELS-CL complementada con la corroboración de noticias de medios nacionales, se filtraron y seleccionaron las tormentas que cumplieran con el criterio de haber causado inundaciones en la cuenca del Río Maipo y que, además, contaran con datos de caudales observados para el evento correspondiente. Este proceso permite considerar únicamente eventos que, además de estar respaldados por registros de caudales, estuvieron asociados a crecidas lo suficiente significativas como para ser reportadas por fuentes de noticias.

Tabla 3-2. Tormentas consideradas para el análisis

ID	Día Mayor Precipitación	INICIO	FIN	Referencia de Noticia
1	27-06-2005	24-06-2005	04-07-2005	Frente con lluvias y viento que afecta a la zona centro sur del país (EMOL, 2005a)
2	27-08-2005	24-08-2005	29-08-2005	Lluvias causan desborde de dos canales en La Reina (EMOL, 2005b)
3	12-07-2006	08-07-2006	14-07-2006	Lluvia en Santiago causó sus mayores estragos en Lampa (EMOL, 2006)
4	05-09-2009	03-09-2009	07-09-2009	MOP indica que derretimiento de nieve causó crecida del Mapocho en 40 veces en 10 horas (La Tercera, 2009)
5	06-08-2015	04-08-2015	08-08-2015	El desastre que dejó el temporal que afectó a casi todo Chile (El Mostrador, 2015)
6	14-04-2016	13-04-2016	20-04-2016	Frente de mal tiempo: Río Mapocho se desborda e inunda calles de Providencia (El Mostrador, 2016)

Nota: Las tormentas ID1 a ID5 fueron utilizadas para la calibración del modelo, mientras que la tormenta ID6 fue utilizada para la validación.

En base a la Tabla 3-2, los seis eventos seleccionados para el estudio causaron inundaciones en la cuenca del Río Maipo, concentrándose principalmente en los meses de invierno (junio, julio y agosto). Sin embargo, dos de estos eventos (ID2 e ID4) ocurrieron cerca del inicio de la primavera, mientras que el evento ID6 se registró durante el otoño. Se analizaron datos a nivel horario durante periodos que variaron entre 4 y 10 días, según la disponibilidad de caudales observados desde la DGA, con el objetivo de que el día de mayor precipitación se ubicara en el centro del rango temporal. Las características clave de estos eventos se resumen en la Tabla 3-3.

Tabla 3-3. Resumen características eventos considerados

ID	Día Precipitación Máxima	$Q_{MÁX}$ [m ³ /s]	Precipitación para el Día Máximo [mm]	Duración Total Precipitación [hora]	Temperatura Promedio [°C]
1	27-06-2005	2.51	67.87	135	-8.36
2	27-08-2005	3.85	63.76	111	-9.37
3	12-07-2006	14.75	77.23	122	-8.18
4	05-09-2009	1.47	87.24	69	-10.34
5	06-08-2015	1.35	77.87	69	-7.71
6	14-04-2016	1.73	61.69	145	-3.31

Nota: $Q_{MÁX}$ corresponde al caudal máximo registrado durante todo el rango de fechas considerado, el cual también se utilizó para calcular la temperatura promedio y la duración total de la precipitación. Cabe destacar que el día de precipitación máxima se obtuvo mediante el cruce de datos diarios de las bases de datos CR2MET, MSWEP y CHIRPS.

3.3 Calibración

Considerando que los eventos estudiados corresponden al periodo 2005 – 2015, y que, a partir del año 2011 se puede apreciar una predominancia de desastres ligados a cambios climáticos (MMA, 2020), el modelo se calibra para incorporar tanto los efectos del cambio climático como los eventos ocurridos previo a su manifestación más evidente.

Primero, se simularon todas las tormentas seleccionadas con el objetivo de determinar las condiciones iniciales del modelo y permitir que este alcance un estado estable, garantizando así la confiabilidad de los resultados para el análisis. Por esta razón, las condiciones iniciales se definieron con una magnitud uniforme para cada evento, estableciéndose como un porcentaje fijo del valor máximo de almacenamiento en cada estanque, este porcentaje se encuentra en la Tabla 3-4.

Tabla 3-4. Condiciones iniciales para cada evento

UZWTC [mm]	UZFWC [mm]	LZWTC [mm]	LZFPC [mm]	LZFSC [mm]	ADIMC [mm]
0	0	0	0	0	0

Posteriormente, se lleva a cabo la calibración de los 16 parámetros del modelo Sacramento, así como los 4 parámetros del modelo de derretimiento de nieve. Este proceso se realiza utilizando el algoritmo de calibración SCE-UA con un máximo de 25,000 iteraciones.

Se emplea la función objetivo compuesta, $RMSE_{MOD}$, que corresponde a una de las métricas que describen de mejor manera el rendimiento de la simulación (Chouaib et al., 2021), esta indica que a

menor valor mejor es el ajuste. Ya que es una función compuesta y el objetivo es estudiar inundaciones, el coeficiente de peso α corresponde a 95%, siendo la modificación para flujos altos (NHF) la función objetivo más representativa.

La calibración implica ajustar los parámetros de ambos modelos para reproducir con precisión la respuesta de la cuenca ante cualquier evento de precipitación, especialmente, ante eventos de tormentas. Para lograr esto, el algoritmo de calibración explora el espacio factible para los parámetros de ambos modelos (Tabla 3-5). Es importante destacar que, para la generación de muestras aleatorias en el algoritmo de optimización, se probaron al menos cuatro semillas diferentes con el fin de obtener una evaluación más confiable del desempeño del modelo. Una semilla es un valor inicial utilizado por Matlab para generar números aleatorios, y garantiza que, al emplear la misma configuración, se produzca siempre la misma secuencia de números, cabe destacar que el número semilla escogido puede influir en los resultados (Kan et al., 2018; Qi et al., 2016).

Tabla 3-5. Rango de los parámetros utilizados para la calibración

Modelo Sacramento			
UZWFM [mm]	1 – 197	ZPERC	1 – 200
UZFWM [mm]	1 – 89	REXP	1 – 3.7
LZWFM [mm]	1 – 635	PFREE	0 – 0.5
LZFPM [mm]	1 – 1000	PCTIM	0 – 0.025
LZFSM [mm]	1 – 1000	ADIMP	0 – 0.05
UZK [1/hora]	0.1 – 0.4	RIVA	-
LZPK [1/hora]	0.0001 – 0.09	SIDE	-
LZSK [1/hora]	0.01 – 0.26	RSERV	-
Modelo de Derretimiento de Nieve			
Train [°C]	0 – 2.5	DDF [mm/(hora·°C)]	0 – 0.21
SCF	0.4 – 1.6	rcr	0.5 – 1.5

Nota: Los rangos presentados en la Tabla 3-5 fueron extraídos desde los estudios de Vrugt et al. (2006) y Zhang et al. (2017), con cierta holgura para el nivel máximo. Por otro lado, el rango de los parámetros para el modelo de derretimiento de nieve corresponden a los expuestos en el estudio de Samuel et al. (2011).

RIVA, SIDE y RSERV son parámetros usualmente no calibrados (Bournas & Baltas, 2021; Duan et al., 1994; Gupta et al., 1998; Yapo et al., 1996). Mientras los últimos dos (SIDE y RSERV) son valores fijos, comúnmente cero. El primero puede ser encontrado mediante información geomorfológica (Brown, 2005). Este parámetro corresponde a la fracción de la cuenca cubierta por vegetación ribereña, y puede ser calculado según la siguiente ecuación:

$$RIVA = \frac{L_c[m] \cdot A[m]}{A_{sc}[m^2]}$$

Donde: L_c es la longitud de los cursos de agua, A el ancho del río y A_{sc} el área de la cuenca en estudio.

Tabla 3-6. Información Geomorfológica de la cuenca Río Olivares

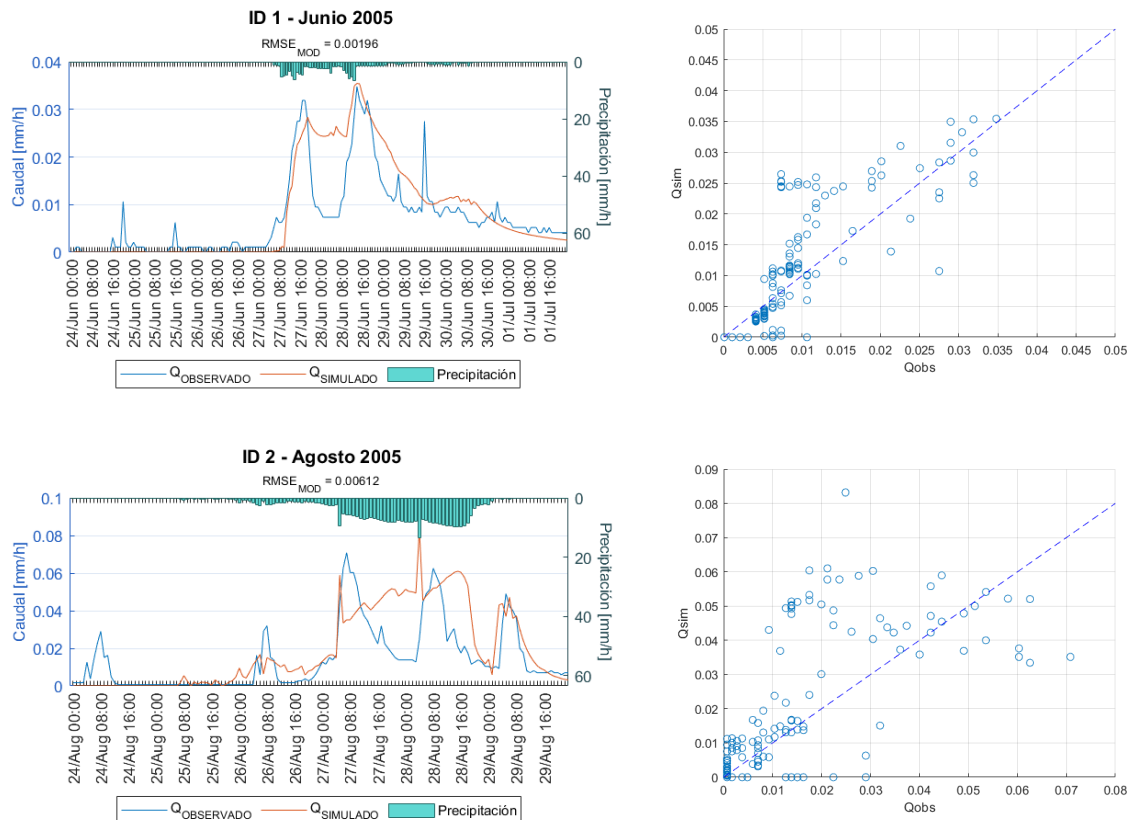
Longitud de los Cursos de Agua [m]	401,012
------------------------------------	---------

Ancho río [m] *	5
Área de la Cuenca [m ²]	543,960,000

Nota: El ancho de los ríos fue determinado según un promedio de la información satelital disponible.

De acuerdo con la información geomorfológica de la cuenca Río Olivares, se tiene que el parámetro RIVA toma un valor constante de 0.003691.

Se destaca que el flujo base se resta del análisis según el método de la línea recta (Chow et al., 1994). Los resultados de la calibración están resumidos en la Figura 7. Según los gráficos de dispersión, para caudales bajos el modelo parece razonablemente preciso, presentando una variabilidad esperable, al ser el sector analizado perteneciente a una cuenca nival. En cambio, para caudales altos, hay una tendencia visible a subestimar o sobreestimar el caudal.



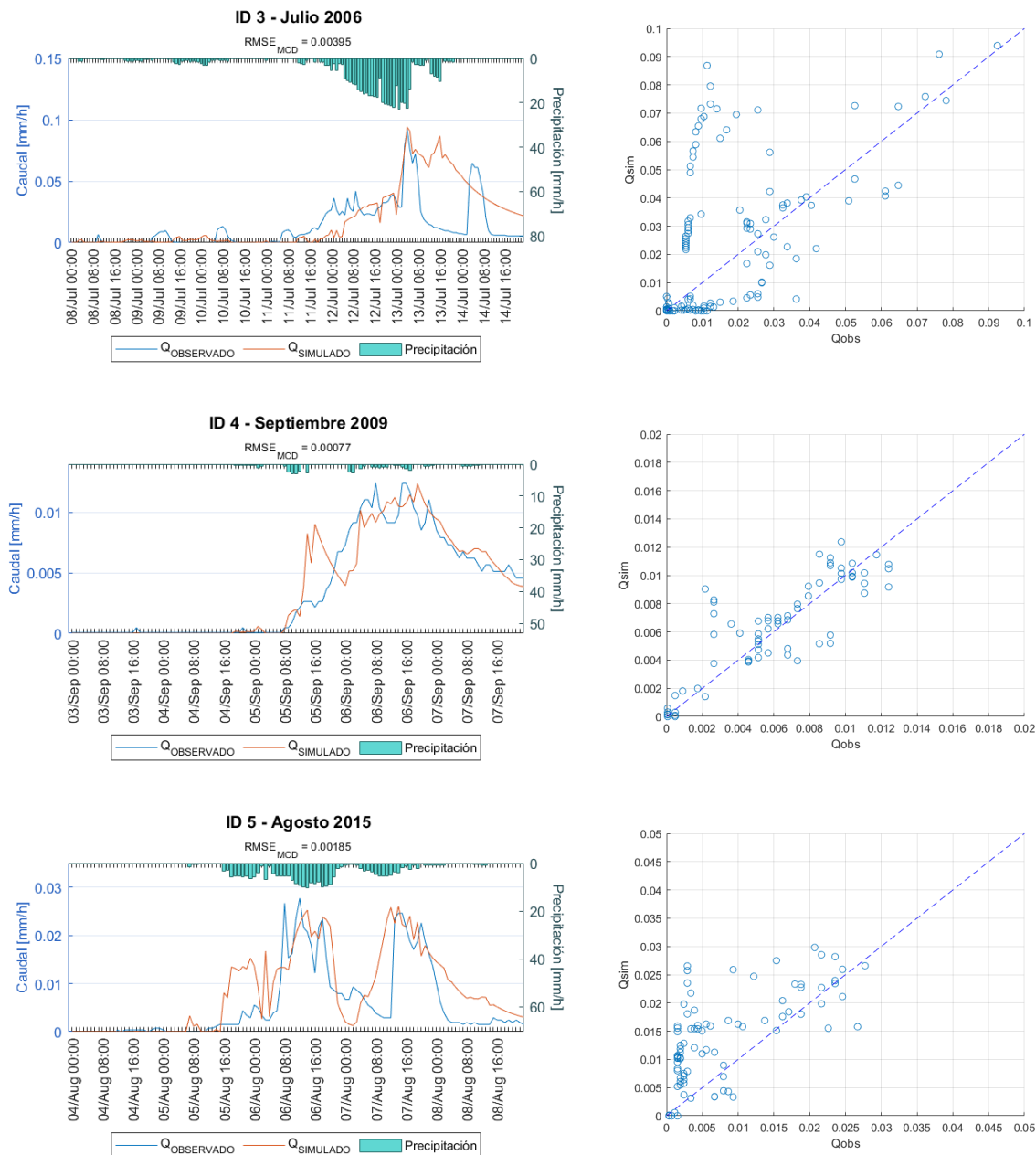


Figura 7. Calibración de cada tormenta junto a su grafico de dispersión

Los resultados expuestos en la Figura 7 indican valores para $RMSE_{MOD}$ que varían entre 0.00077 a 0.00612. Esto demuestra una alta correlación entre los hidrogramas simulados y observados, especialmente para flujos altos, sugiriendo que las predicciones son, en promedio, cercanas a los valores reales.

Analizando los gráficos de dispersión se observa que ID1 e ID4 presentan el mejor ajuste entre los valores observados y simulados, presentando una tendencia lineal y menor dispersión respecto a los otros gráficos.

Por otro lado, se identifica una tendencia a la subestimación de caudales bajos, un patrón común para todas las tormentas. En cambio, la sobreestimación de caudales medianos y altos es más evidente para ID2 e ID3, los cuales además cuentan con una dispersión considerable.

Finalmente, ID5 presenta una dispersión moderada, especialmente para valores bajos de caudal. Sin embargo, mantiene una tendencia lineal aceptable, lo que sugiere un desempeño coherente.

En la Tabla 3-7 se presentan los parámetros calibrados para cada tormenta, junto al rango ajustado de los parámetros de ambos modelos (Sacramento y Derretimiento de Nieve) para la zona en análisis.

Tabla 3-7. Resultados de la calibración para la cuenca Río Olivares

	ID1	ID2	ID3	ID4	ID5	Mín	Máx
UZTWM [mm]	2.57	192.04	160.11	10.07	120.36	2.57	192.04
UZFWM [mm]	34.14	47.06	46.10	49.09	41.62	34.14	49.09
LZTWM [mm]	411.50	301.99	379.73	138.53	291.68	138.53	411.50
LZFPM [mm]	274.32	234.72	961.03	872.34	508.29	234.72	961.03
LZFSM [mm]	429.77	951.29	316.93	222.42	510.53	222.42	951.29
UZK [1/hora]	0.24	0.23	0.24	0.12	0.26	0.12	0.26
LZPK [1/hora]	0.02	0.08	0.03	0.08	0.04	0.02	0.08
LZSK [1/hora]	0.13	0.22	0.11	0.15	0.15	0.11	0.22
ZPERC	106.66	120.83	100.64	85.48	97.26	85.48	120.83
REXP	3.05	2.27	2.23	2.46	2.19	2.19	3.05
PFREE	0.02	0.29	0.05	0.02	0.02	0.02	0.29
PCTIM	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
ADIMP	0.04	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.04
RIVA	0.0037	0.0037	0.0037	0.0037	0.0037	0.0037	0.0037
SIDE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
RSERV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Train [°C]	1.47	0.51	1.50	0.36	1.37	0.36	1.50
SCF	0.53	0.51	0.40	0.94	0.57	0.40	0.94
DDF [mm/(hora·°C)]	0.10	0.10	0.11	0.14	0.09	0.09	0.14
rcr	1.04	1.07	1.22	1.06	1.02	1.02	1.22

3.4 Validación

Para asegurar que los parámetros ajustados proporcionan una representación del sistema, se valida para un evento posterior al 2011, específicamente para el año 2016. Los resultados de la validación se muestran en la Figura 8, cabe destacar que se generaron 3 sets de parámetros al azar dentro del nuevo rango encontrado en la calibración.

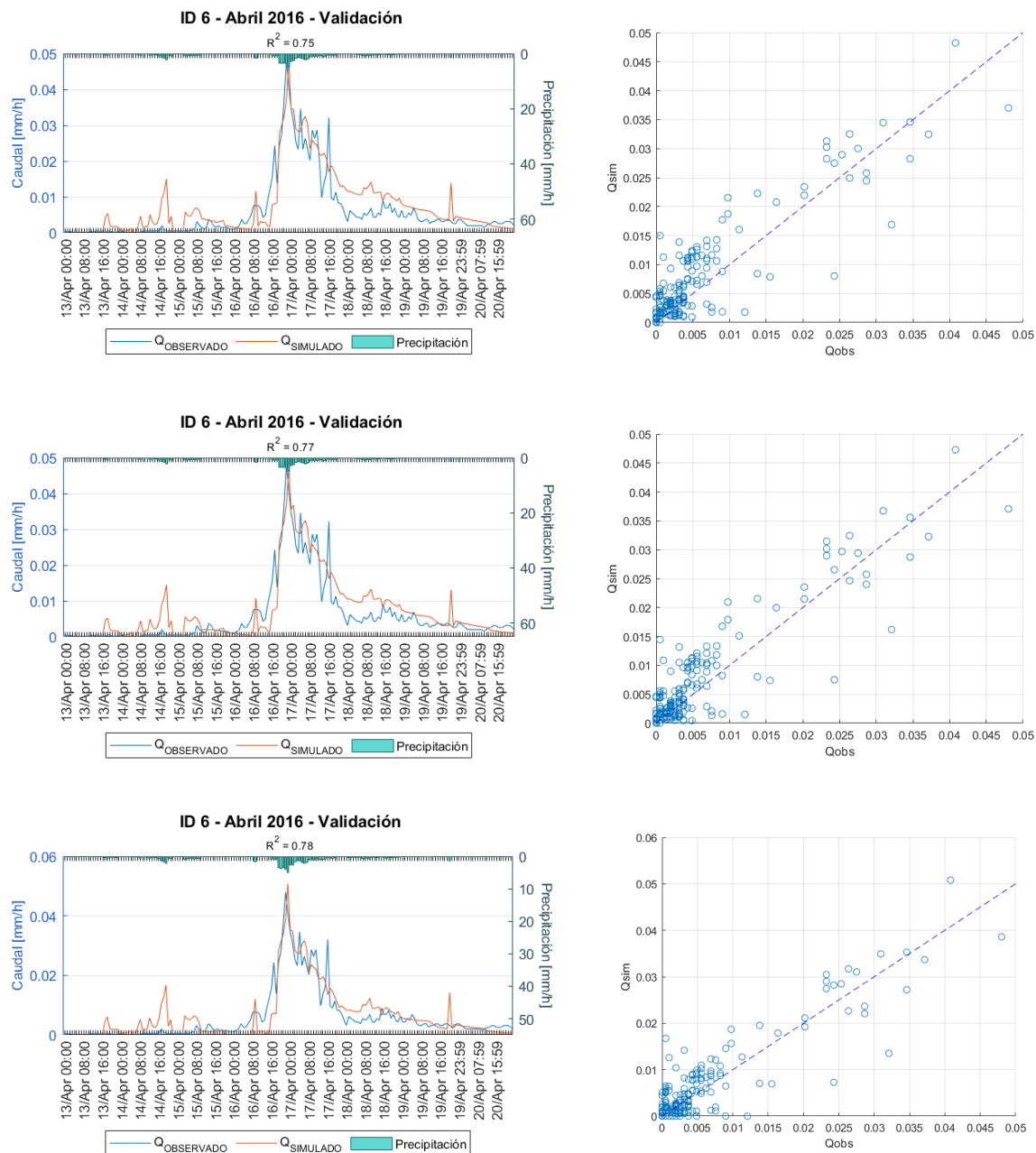


Figura 8. Validación para la tormenta de Abril 2016 junto a su gráfico de dispersión

Los gráficos de dispersión para ID6 (Figura 8) confirman los patrones observados en la calibración. El modelo presenta buen ajuste global, con un coeficiente de determinación de entre 0.75 y 0.78. Sin embargo, persisten problemas de subestimación de caudales bajos y sobreestimación en valores de caudal medianos y altos, lo que refleja una ligera dispersión alrededor de la línea de ajuste.

Se debe tener en cuenta que el evento mantuvo a la región Metropolitana en alerta roja y es el único evento situado en otoño. Además, fue el evento con las temperaturas promedio más altas (-3.31 [°C] según la Tabla 3-3). Sin embargo, la acumulación de nieve y su posterior derretimiento son efectos que no deben pasarse por alto, especialmente al tratarse de una cuenca nival y con gran diferencia de elevación como la estudiada.

3.5 Discusión sobre la Calibración y Validación del Modelo

Al analizar una cuenca de régimen nival se espera que presente dos caudales máximos: uno producto del deshielo en los meses de primavera-verano y otro en otoño-invierno, producto de las precipitaciones. El modelo Sacramento no logra capturar el aporte del deshielo ni el de la nieve en la escorrentía. Por lo tanto, se utiliza un modelo conceptual de derretimiento de nieve, el cual subestima y/o no captura completamente la interacción entre la acumulación de nieve, la temperatura, la radiación solar y la topografía. Al ser un modelo conceptual simple basado en un índice de temperatura, ignorando el resto de las variables que influyen en el derretimiento, puede subestimar el aporte de este fenómeno, lo cual tiene gran repercusión en la calibración del modelo hidrológico.

Por otro lado, algunos estudios indican que, para calibrar una cuenca a nivel horario, se necesita al menos un año de datos horarios (Ajami et al., 2004; Hogue et al., 2006) mientras que otros indican que más que la cantidad de datos, lo primordial es la calidad de estos (Yang et al., 2019; Yapo et al., 1996) y que, con pocos días es suficiente como para obtener un buen desempeño (Roodsari et al., 2019; Wu et al., 2015; Zhang et al., 2017).

La cuenca del Río Olivares, perteneciente a la cuenca del Río Maipo, no cuenta con una gran base de datos que puedan ser usados como entradas para el modelo (precipitación y temperatura), el único dato de entrada observado y registrado por equipos instalados por la DGA corresponde a los caudales observados, en la única estación fluviométrica ubicada a la salida de la cuenca. El resto de la información es satelital, lo que podría tener gran influencia en las simulaciones. Este hecho se debe a la presencia de nubosidad durante los eventos de precipitación, así como el uso de información satelital que recopila datos para todo el mundo y, por lo tanto, regionalmente presenta incertidumbres.

Se debe considerar también la elevación a la que se encuentra el área de estudio y el uso de los polígonos de Thiessen para homogeneizar los datos satelitales de entrada, los cuales pueden no reflejar de manera precisa las características ni capturar adecuadamente la variabilidad espacial entre los puntos considerados.

Por otro lado, también se considera la sensibilidad de los parámetros del modelo Sacramento en la calibración, en especial, los correspondientes a la zona alta: UZTWM, UZFWC y UZK, infiltración, escorrentía superficial y escorrentía subsuperficial, respectivamente, ya que estos controlan en mayor parte el caudal observado en una tormenta y fueron los parámetros más sensibles dentro de la calibración.

A pesar de ello, se logra ajustar el rango de los parámetros para la cuenca, capturando tanto la tendencia general como el peak durante la validación. El modelo alcanza un coeficiente de correlación que varía entre 0.75 y 0.78, lo que indica una relación moderada a fuerte con los datos reales y evidencia su capacidad de reflejar gran parte de la variabilidad de los resultados, aunque estos no sean completamente óptimos. Además, el modelo representa adecuadamente la dinámica del evento y, a pesar de sus limitaciones, captura los principales comportamientos de los eventos extremos. En general, los resultados son satisfactorios, ya que, aunque persisten algunas diferencias entre los valores simulados y observados, el ajuste en el rango de búsqueda de los parámetros permite realizar simulaciones de manera más rápida.

3.6 Aplicación a Escenarios Futuros

Se utiliza el modelo, ya calibrado y validado, para evaluar los efectos del cambio climático en la cuenca. Para ello, se consideran los resultados del estudio realizado por Salazar et al. (2024), que evalúa el conjunto de modelos climáticos del proyecto CMIP6. Este proyecto es una iniciativa global que ofrece proyecciones climáticas basadas en simulaciones de diversos modelos climáticos y cuyas proyecciones son fundamentales para el panel intergubernamental sobre el cambio climático (IPCC, por sus siglas en inglés) (Copernicus Climate Change Service, 2021). Uno de sus principales objetivos es apoyar la adaptación al cambio climático proporcionando datos relevantes para la planificación y

la toma de decisiones, sus proyecciones están basadas en escenarios de emisiones futuros que representan posibles trayectorias del cambio climático.

Los proyecciones del estudio indican que para fines del siglo XXI (2080-2099), Chile Central experimentará algunos de los mayores cambios futuros en cuanto a precipitación y temperatura, lo que lo convierte en una zona crítica en cuanto al cambio climático (Salazar et al., 2024).

Aunque Salazar et al. (2024) evalúa cuatro escenarios de emisiones, este análisis se centrará en el escenario SSP5-8.5. Este escenario es el de las emisiones más altas y supone que no habrán acciones significativas para mitigar el cambio climático, representando así el escenario más extremo con efectos pronunciados en términos de impactos climáticos.

En resumen, todos los modelos del CMIP6 proyectan para fines de este siglo en Chile Central una reducción de las precipitaciones anuales, en promedio, de entre un 20% y 40% bajo el escenario SSP5-8.5. En cuanto a las temperaturas, se proyecta un aumento en la media anual entre 2 y 4 [°C], con los incrementos más pronunciados a lo largo de la cordillera de los Andes, lo que resalta la urgencia de implementar medidas de adaptación y mitigación en los próximos años (Salazar et al., 2024).

Además, se considera el estudio de John et al. (2022), el cual se enfoca en los cambios proyectados en las precipitaciones extremas utilizando el conjunto de modelos climáticos del CMIP6 bajo el escenario SSP5-8.5, en resumen, indican que existe un aumento consistente con la tasa de Clausius-Clapeyron, es decir, las precipitaciones extremas siguen una tendencia de 7%/K.

Bajo ambos estudios y en términos generales para analizar la situación proyectada a futuro, se aplicará un aumento del 21% en las precipitaciones de todas las tormentas consideradas en este estudio, es decir, se considerará un aumento de 3 [°C] en las temperaturas para reflejar lo proyectado para la región. Con estos cambios en las precipitaciones y en la temperatura, y dado que se considerará que, anualmente, la disminución de las precipitaciones será más pronunciada que el aumento de temperatura a lo largo del ciclo hidrológico, lo cual afectará la disponibilidad de agua en los suelos, la evapotranspiración se verá reducida debido a la escasez de agua en un 10%. Es importante señalar que esta es la variable menos sensible dentro del modelo Sacramento.

A partir del rango de parámetros encontrado en la calibración del modelo Sacramento, se generan tres sets de parámetros al azar en Matlab, para simular los caudales según la proyección del CMIP6 para Chile Central, los resultados se muestran en la Figura 9 y Figura 10.

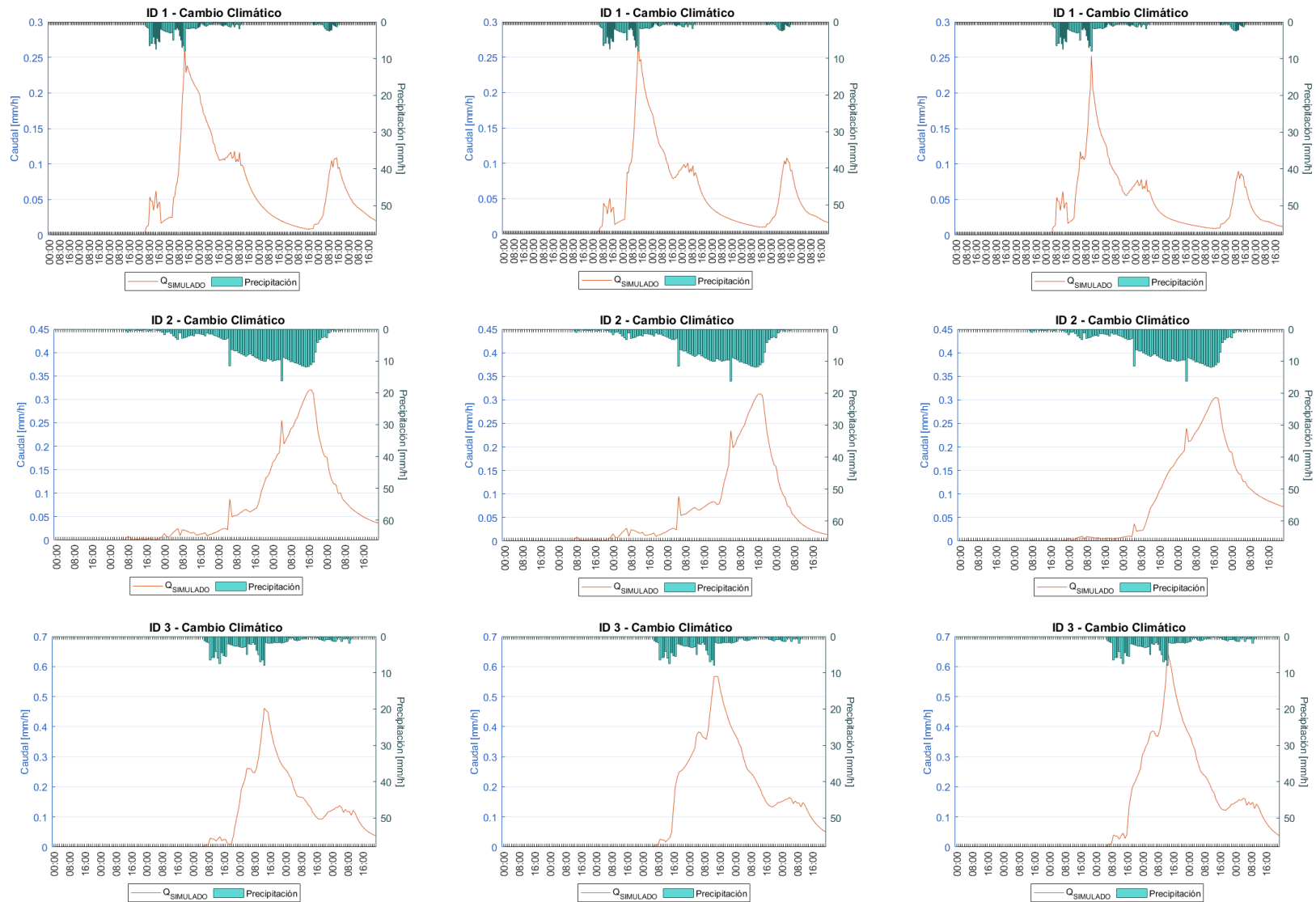


Figura 9. Resultados para las tormentas ID1 a ID3 considerando el cambio climático

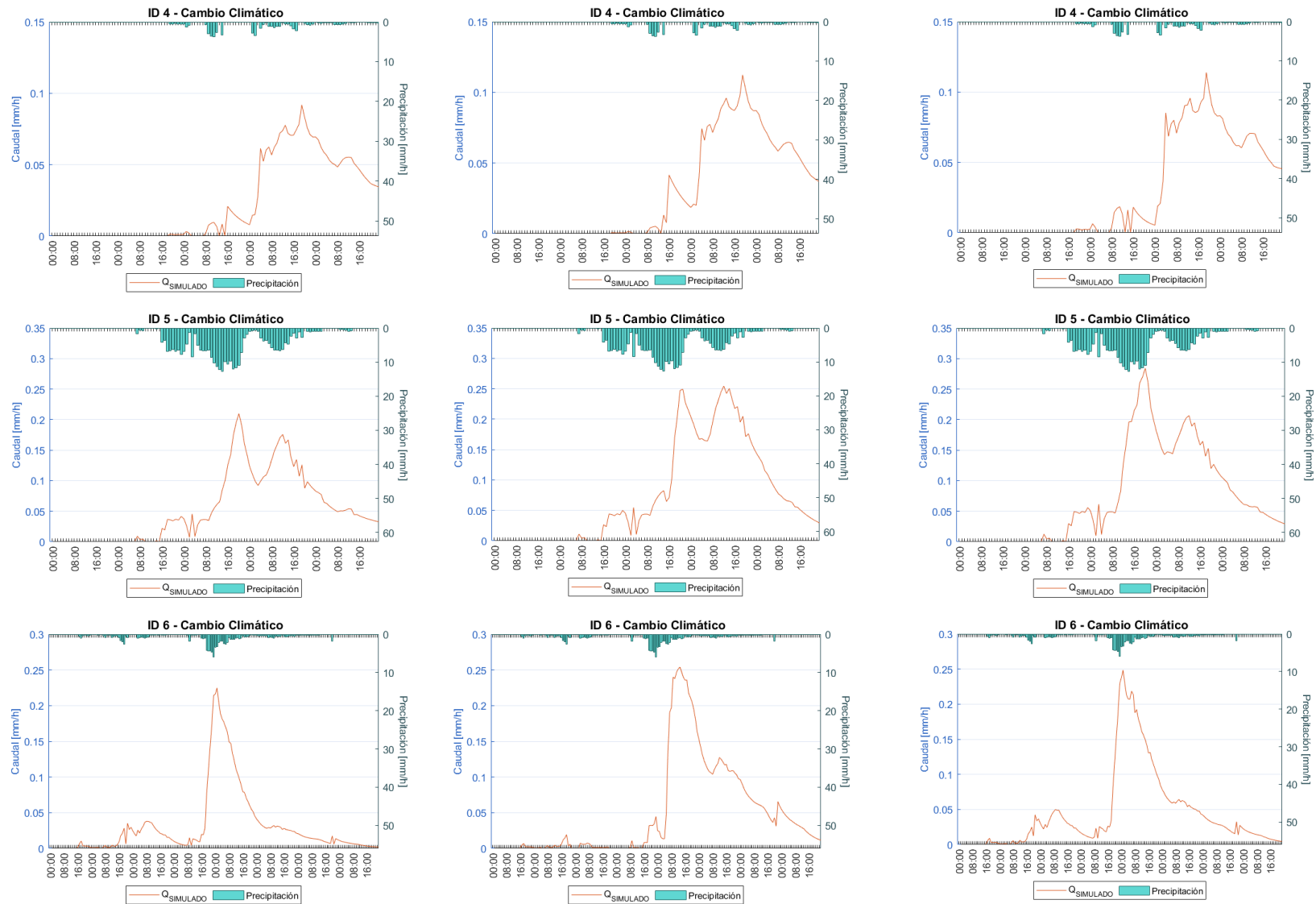


Figura 10. Resultados para las tormentas ID4 a ID6 considerando el cambio climático

3.7 Discusión sobre la Aplicación a Escenarios Futuros

Dado que factores como la magnitud de la precipitación y la capacidad de almacenamiento de agua de la cuenca influyen directamente en la forma del hidrograma, los obtenidos (Figura 9 y Figura 10) tras los ajustes basados en los estudios de Salazar et al. (2024) y John et al. (2022) muestran comportamientos hidrológicos significativamente diferentes respecto a la mayoría tormentas originales consideradas. En particular, los resultados destacan lo siguiente:

- En general, existe solo un peak de caudal, superando con creces los valores observados en las tormentas originales (Figura 7 y Figura 8).
- Los peaks de caudal ocurren en períodos más cortos, desplazándose hacia la derecha en la mayoría de los casos.
- Aunque los patrones generales son consistentes, la magnitud del peak presenta variabilidad entre los diferentes sets de parámetros puestos a prueba.

Cabe señalar que el modelo fue calibrado considerando un rango específico de precipitaciones, temperaturas y evapotranspiración. Estos datos fueron extrapolados para reflejar las proyecciones hacia finales de siglo, lo que podría llevar a una sobreestimación de los resultados.

En relación con el escenario SSP5-8.5, este análisis es consistente con las proyecciones que asocian el cambio climático con la intensificación de eventos climáticos extremos, especialmente para la zona central de Chile. En la Figura 9 y Figura 10, se observa que la respuesta hidrológica tiende a estar más concentrada en el tiempo, coincidiendo con las predicciones de los modelos climáticos, que anticipan eventos de precipitación más intensos y de menor duración.

El tiempo reducido hasta alcanzar el peak es explicado por factores como la urbanización y los cambios en el uso del suelo, tal como señalan Ebert et al. (2010) y Henríquez-Dole et al. (2018), ya que estos factores disminuyen la capacidad de retención del suelo, acelerando el flujo hacia los cauces principales. Este fenómeno es particularmente relevante en la cuenca del Río Maipo, donde el desarrollo urbano y las alteraciones climáticas han intensificado la frecuencia de inundaciones y han modificado el régimen fluvial (DGA, 2021; EH2030, 2019).

Por último, es importante destacar que este análisis se llevó a cabo bajo el peor escenario proyectado (SSP5-8.5). En este contexto, la zona central de Chile, reconocida por su alta vulnerabilidad climática (Henríquez et al., 2016; Salazar et al., 2024), enfrenta un desafío significativo debido al creciente riesgo de eventos climáticos extremos.

4 Conclusiones y Recomendaciones

El objetivo principal fue calibrar y validar el modelo hidrológico Sacramento para un sector de la cuenca del Río Maipo, incorporando los efectos del cambio climático para estudiar las crecidas bajo escenarios de eventos extremos. Durante el proceso, una de las principales dificultades fue la integración de datos desde distintas fuentes, cada uno asociado a un nivel distinto de precisión y confiabilidad.

Los datos de precipitación y evapotranspiración provienen de mediciones satelitales, mientras que los caudales se registraron en una estación ubicada en la salida de la cuenca. Si bien los datos satelitales ofrecen series continuas para más de 30 años, los registros horarios de caudales observados presentan datos faltantes, y, en ocasiones, en el mismo registro creado desde la página de la DGA indicaba que podría existir cierta incertidumbre respecto al valor real. Es fundamental subrayar que los caudales observados son datos cruciales a la hora de la calibración, ya que el ajuste realizado por las funciones objetivo y por ende, la determinación de los parámetros representativos de la cuenca dependen directamente de estos datos.

Al ser un sector de régimen nival, el aporte de la nieve se modeló mediante un enfoque conceptual que asume una relación lineal entre la temperatura y el derretimiento. Sin embargo, este modelo de equivalencia agua-nieve no considera la acumulación inicial presente en la cuenca, lo cual puede afectar la calibración y los resultados obtenidos, especialmente en un contexto de aumento de temperaturas y deshielos más frecuentes.

A pesar de estas limitaciones, el algoritmo de calibración SCE-UA demostró su aplicabilidad y utilidad para la optimización estocástica de los parámetros del modelo Sacramento y del modelo de derretimiento de nieve en conjunto. Este enfoque, complementado con la función objetivo RMSE modificada para flujos altos y bajos, permitió capturar los peaks de caudal de manera efectiva en la mayoría de los casos en la calibración y en la tormenta de validación. No obstante, para el período de calibración y validación, se recomienda emplear algoritmos de generación de números aleatorios más específicos y empleados en calibración hidrológica, como el Mersenne Twister (Kan et al., 2018), para proporcionar la aleatoriedad necesaria y mejorar la consistencia de futuros estudios, al asegurar que el algoritmo de calibración explore el espacio de búsqueda de manera efectiva.

En cuanto a los efectos del cambio climático en la cuenca a finales de siglo, se revela un cambio significativo en la dinámica hidrológica de la cuenca, la cual es consistente con la proyección de intensificación de eventos de inundación asociados al cambio en el patrón de las precipitaciones. No obstante, es importante tener en cuenta que los valores utilizados se basan en una extrapolación de las condiciones actuales, ya que el modelo fue calibrado dentro de un rango limitado de parámetros de entrada. Por lo tanto, capturar con precisión la nueva dinámica hidrológica de la cuenca es altamente ambicioso.

Dado estos hallazgos, calibrar un modelo hidrológico resulta crucial para la gestión de recursos hídricos y la predicción de eventos extremos como las inundaciones. Solo es necesario la integración de pronósticos meteorológicos, es decir, proyecciones de precipitaciones futuras y otros patrones climáticos que puedan influir en el comportamiento de la cuenca para realizar simulaciones de diferentes escenarios para evaluar la respuesta de la cuenca. Así se podría determinar un umbral crítico de precipitación que podría llevar a eventos de inundación.

Más allá del análisis hidrológico, los hallazgos subrayan la urgente necesidad de implementar medidas efectivas de adaptación y mitigación para enfrentar los desafíos asociados a eventos climáticos extremos, este enfoque será esencial para minimizar riesgos a futuro y asegurar una gestión más resiliente del recurso hídrico.

Una opción es la implementación de un sistema de alerta temprana, parecido al utilizado en Estados Unidos (FFG), basado en simulaciones de diversos escenarios. Este sistema permitiría alertar a comunidades locales y a las autoridades sobre el riesgo potencial de inundación con suficiente antelación, facilitando una planificación y respuesta efectiva. Adicionalmente, en caso de que ocurran este tipo de eventos, el modelo

podría ser validado y ajustado nuevamente, lo que permitiría mejorar su precisión y capturar de manera más adecuada los efectos emergentes del cambio climático.

Al momento de la calibración, para optimizar la estimación de los parámetros y encontrar el nuevo rango ajustado, se recomienda incorporar métodos como el Monte Carlo. Este método utiliza simulaciones repetidas que lograría abarcar en mayor medida el espacio de búsqueda, proporcionando una estimación de los rangos probables a las respuestas hidrológicas. Esto permite identificar escenarios más realistas y evaluar la confiabilidad de las predicciones del modelo.

Se sugiere extender el modelo a otras cuencas para identificar áreas vulnerables bajo diferentes escenarios de precipitación, lo que permitiría diseñar infraestructuras de mitigación en sectores donde la capacidad del terreno se vea sobrepasado. Esto implicaría que el caudal de diseño tome en cuenta las posibles crecidas simuladas por el modelo.

También se recomienda incorporar un modelo de derretimiento de nieve más completo y detallado para ser acoplado junto al modelo Sacramento, dado el papel fundamental de la nieve y su derretimiento en el sector. Incorporar un espectro más amplio de variables climáticas y físicas, como la radiación, la velocidad del viento y la topografía, no limitándose únicamente a la temperatura, como el método de derretimiento usado en este estudio, permitiría una representación más precisa y detallada de los procesos hidrológicos especialmente en áreas montañosas como la cordillera de los Andes, donde el derretimiento de nieve tiene un impacto considerable en los caudales y la dinámica de la cuenca.

Además, aunque el modelo Sacramento es ampliamente utilizado, su naturaleza conceptual implica que la calibración depende de la disponibilidad y calidad de los datos históricos, lo que puede limitar su aplicabilidad. Por esta razón, también se sugiere considerar un modelo hidrológico de base física, los cuales integran procesos fundamentales y son capaces de simular de manera más robusta las respuestas hidrológicas, ofreciendo una mayor capacidad para analizar impactos futuros.

Finalmente, aunque el modelo Sacramento es un modelo conceptual que ignora la física de los procesos hidrológicos, y, por ende, pierde el detalle en la representación de estos, ha demostrado ser una herramienta útil para capturar peaks de caudal, ofreciendo una aproximación razonable para la gestión de eventos extremos de inundación.

5 Referencias

- Agnihotri, J., & Coulibaly, P. (2020). Evaluation of Snowmelt Estimation Techniques for Enhanced Spring Peak Flow Prediction. *Water*, 12(5). <https://doi.org/10.3390/w12051290>
- Ajami, N. K., Gupta, H., Wagener, T., & Sorooshian, S. (2004). Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology*, 298(1), 112–135. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.033>
- Alonso, F. J. (2018). *Optimización multi-objetivo como herramienta de decisión frente a diversos escenarios de pronóstico hidrológico*. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales.
- Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., & Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817–5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- Bournas, A., & Baltas, E. (2021). Increasing the Efficiency of the Sacramento Model on Event Basis in a Mountainous River Basin. *Environmental Processes*, 8(2), 943–958. <https://doi.org/10.1007/s40710-021-00504-4>
- Brown, E. (2005). *Modelación Hidrológica de Cuencas Pluviales, Hoya Hidrográfica del Río Maule*. Dirección General de Agua, División de Estudios y Planificación.
- Broxton, P., Troch, P. A., Schaffner, M., Unkrich, C., & Goodrich, D. (2014). An All-Season Flash Flood Forecasting System for Real-Time Operations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(3), 399–407. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00212.1>
- Burnash, R. J. C., Ferral, R. L., & McGuire, R. A. (1973). *A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modeling for Digital Computers*. US Department of Commerce, National Weather Service, and State of California, Department of Water Resources.
- Chouaib, W., Alila, Y., & Caldwell, P. V. (2021). Implications of a Priori Parameters on Calibration in Conditions of Varying Terrain Characteristics: Case Study of the SAC-SMA Model in Eastern United States. *Hydrology*, 8(2). <https://doi.org/10.3390/hydrology8020078>
- Cooper, V. A., Nguyen, V. T. V., & Nicell, J. A. (1997). Evaluation of global optimization methods for conceptual rainfall-runoff model calibration. *Water Science and Technology*, 36(5), 53–60. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0273-1223\(97\)00461-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0273-1223(97)00461-7)
- Copernicus Climate Change Service. (2021). *CMIP6 climate projections*. <https://doi.org/10.24381/cds.c866074c>
- Darbandsari, P., & Coulibaly, P. (2020). Inter-comparison of lumped hydrological models in data-scarce watersheds using different precipitation forcing data sets: Case study of Northern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 31, 100730. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100730>
- DGA. (2021). Plan estratégico de gestión hídrica en la cuenca del Maipo. S.I.T. N° 471. En *Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación*. Santiago, Chile. ICASS SpA.
- Döll, P., Jiménez-Cisneros, B., Oki, T., Arnell, N. W., Benito, G., Cogley, J. G., Jiang, T., Kundzewicz, Z. W., Mwakalila, S., & Nishijima, A. (2015). Integrating risks of climate change into water management. *Hydrological Sciences Journal*, 60(1), 4–13. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.967250>

- Duan, Q. Y., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3), 501–521. <https://doi.org/10.1007/BF00939380>
- Duan, Q. Y., Sorooshian, S., & Gupta, V. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4), 1015–1031. <https://doi.org/10.1029/91WR02985>
- Duan, Q. Y., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3), 265–284. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Ebert, A., Welz, J., Heinrichs, D., Krellenberg, K., & Hansjürgens, B. (2010). Socio-Environmental Change And Flood Risks: The Case of Santiago de Chile. *Erdkunde*, 64, 303–313. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:55934024>
- EH2030. (2019). *Transición Hídrica: El futuro del agua en Chile* (Consuelo Fernández, Ed.; Vol. 1).
- Eissa, A. E., & Zaki, M. M. (2011). The impact of global climatic changes on the aquatic environment. *Procedia Environmental Sciences*, 4, 251–259. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.proenv.2011.03.030>
- El Mostrador. (2015, agosto 8). *[Fotos – Especial lluvias] El desastre que dejó el temporal que afectó a casi todo Chile*. <https://www.elmostrador.cl/noticias/2015/08/08/fotos-especial-lluvias-el-desastre-que-dejo-el-temporal-que-afecto-a-casi-todo-chile/>
- El Mostrador. (2016, abril 17). *Frente de mal tiempo: Río Mapocho se desborda e inunda calles de Providencia*. <https://www.elmostrador.cl/noticias/pais/2016/04/17/frente-de-mal-tiempo-rio-mapocho-se-desborda-e-inunda-calles-de-providencia/>
- EMOL. (2005a, junio 27). *Frente con lluvias y viento que afecta a la zona centro sur del país*. <https://www.emol.com/noticias/nacional/2005/06/27/186779/temporales-cobran-cinco-victimas-fatales-en-la-viii-region.html>
- EMOL. (2005b, agosto 27). *Lluvias causan desborde de dos canales en La Reina*. <https://www.emol.com/noticias/nacional/2005/08/27/193491/lluvias-causan-desborde-de-dos-canales-en-la-reina.html>
- EMOL. (2006, julio). *Lluvia en Santiago causó sus mayores estragos en Lampa*. <https://www.emol.com/noticias/nacional/2006/07/13/225033/lluvia-en-santiago-causo-sus-mayores-estragos-en-lampa.html>
- Ferreira, P. M. de L., Paz, A. R. da, & Bravo, J. M. (2020). Objective functions used as performance metrics for hydrological models: state-of-the-art and critical analysis. *Brazilian Journal of Water Resources*, 25(e42). <https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190155>
- Fuster, R., González, L., Morales, L., Cerda, C., Hernández, J., Sotomayor, D., Lillo, G., González, M., Escobar, C., Maldonado, M., & Valdebenito, J. (2021). *Estudio “Gestión Integrada de los Recursos Hídricos en Chile”: Informe Final*. Universidad de Chile. Departamento de Ciencias Ambientales y Recursos Naturales. Biblioteca del Congreso Nacional (Chile). <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/147926>
- Gan, T. Y., Dlamini, E. M., & Biftu, G. F. (1997). Effects of model complexity and structure, data quality, and objective functions on hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 192(1), 81–103. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03114-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03114-9)

- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- González, G., Jensen, E., Aron, F., Roldán, F., Sáez, E., Díaz, J. P., Candia, G., Gironas, J., Escauriaza, C., Saldías, J., Aranguiz, R., Gilabert, H., De la Barra, F., & Zúñiga, A. (2022). Guía Metodológica para la Caracterización de la Multiamenaza de la Cuenca del Río Maipo. En *Proyecto FONDEF 19i10021*.
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751–763. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97WR03495>
- Habibi, H., Rafieei Nasab, A., Norouzi, A., Nazari, B., Seo, D.-J., Muttiah, R., & Davis, C. (2016). High Resolution Flash Flood Forecasting for the Dallas-Fort Worth Metroplex. *Journal of Water Management Modeling*. <https://doi.org/10.14796/JWMM.C401>
- Henríquez, C., Aspee, N., & Quense, J. (2016). Zonas de catástrofe por eventos hidrometeorológicos en Chile y aportes para un índice de riesgo climático. *Revista de geografía Norte Grande*, 27–44.
- Henríquez-Dole, L., Usón, T. J., Vicuña, S., Henríquez, C., Gironás, J., & Meza, F. (2018). Integrating strategic land use planning in the construction of future land use scenarios and its performance: The Maipo River Basin, Chile. *Land Use Policy*, 78, 353–366. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2018.06.045>
- Hernández Suárez, J. S. (2014). *Análisis de la capacidad predictiva de un modelo dinámico de calidad del agua aplicando técnicas de computación evolutiva, optimización multiobjetivo y procesamiento recursivo de datos* [Thesis, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola]. <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/52816>
- Jackson, E. K., Roberts, W., Nelsen, B., Williams, G. P., Nelson, E. J., & Ames, D. P. (2019). Introductory overview: Error metrics for hydrologic modelling – A review of common practices and an open source library to facilitate use and adoption. *Environmental Modelling & Software*, 119, 32–48. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.05.001>
- Javadinejad, S., Dara, R., & Jafary, F. (2022). Difference of rainfall-runoff models and effect on flood forecasting: A brief review. *Resources Environment and Information Engineering*, 4(1), 184–199. <https://doi.org/10.25082/REIE.2022.01.003>
- Kan, G., Zhang, M., Liang, K., Wang, H., Jiang, Y., Li, J., Ding, L., He, X., Hong, Y., Zuo, D., Bao, Z., & Li, C. (2018). Improving water quantity simulation & forecasting to solve the energy-water-food nexus issue by using heterogeneous computing accelerated global optimization method. *Applied Energy*, 210, 420–433. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2016.08.017>
- Kim, J., Johnson, L., Cifelli, R., Thorstensen, A., & Chandrasekar, V. (2019). Assessment of antecedent moisture condition on flood frequency: An experimental study in Napa River Basin, CA. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 26, 100629. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100629>
- Kubota, T., Aonashi, K., Ushio, T., Shige, S., Takayabu, Y. N., Kachi, M., Arai, Y., Tashima, T., Masaki, T., Kawamoto, N., & others. (2020). Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) products in the GPM era. *Satellite Precipitation Measurement: Volume 1*, 355–373.
- La Tercera. (2009, septiembre). *MOP indica que derretimiento de nieve causó crecida del Mapocho en 40 veces en 10 horas*. <https://www.latercera.com/noticia/mop-indica-que-derretimiento-de-nieve-causo-crecida-del-mapocho-en-40-veces-en-10-horas/>

- Leach, J. M., Kornelsen, K. C., & Coulibaly, P. (2018). Assimilation of near-real time data products into models of an urban basin. *Journal of Hydrology*, 563, 51–64. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.05.064>
- MMA. (2020). *Informe del Estado del Medio Ambiente 2020 - IEMA 2020*. Ministerio del Medio Ambiente (MMA), Sistema Nacional de Información Ambiental (SINIA), Departamento de Información Ambiental.
- MOP: División de Hidrología. (2023). *Selección de estaciones y parámetros*. https://snia.mop.gob.cl/dgasat/pages/dgasat_param/dgasat_param.jsp?param=1
- Muñoz Sabater, J. (2019). *ERA5-Land hourly data from 1950 to present*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>
- Naeini, M. R., Analui, B., Gupta, H. V., Duan, Q. Y., & Sorooshian, S. (2019). Three decades of the Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) optimization algorithm: Review and applications. *Scientia Iranica*, 26(Issue 4: Special Issue Dedicated to Professor Abolhassan Vafai), 2015–2031. <https://doi.org/10.24200/sci.2019.21500>
- NASA JPL. (2021). NASADEM Merged DEM Global 1 arc second V001. En *Distributed by OpenTopography*.
- Němec, J., & Schaake, J. (1982). Sensitivity of water resource systems to climate variation. *Hydrological Sciences Journal*, 27(3), 327–343. <https://doi.org/10.1080/02626668209491113>
- Peña-Guerrero, M. D., Nauditt, A., Muñoz-Robles, C., Ribbe, L., & Meza, F. (2020). Drought impacts on water quality and potential implications for agricultural production in the Maipo River Basin, Central Chile. *Hydrological Sciences Journal*, 65(6), 1005–1021. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711911>
- Qi, W., Zhang, C., Fu, G., & Zhou, H. (2016). Quantifying dynamic sensitivity of optimization algorithm parameters to improve hydrological model calibration. *Journal of Hydrology*, 533, 213–223. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.11.052>
- Rojas, O. (2015). *Cambios Ambientales y Dinámica de Inundaciones Fluviales en una Cuenca Costera del Centro Sur de Chile* [Tesis Doctoral, Universidad de Concepción]. <http://repositorio.udec.cl/jspui/handle/11594/1773>
- Rojas, O., Mardones, M., Arumí, J. L., & Aguayo, M. (2014). Una Revisión de Inundaciones Fluviales en Chile, período 1574-2012: Causas, Recurrencia y Efectos Geográficos. *Revista de Geografía Norte Grande*, 57, 177–192. <https://doi.org/10.4067/S0718-34022014000100012>
- Rojas, O., Martínez, C., & Rivas, M. (2012). Evaluación de la peligrosidad por inundación fluvial en el curso inferior del Río Maipo. *Memorias II Congreso Regional SRA-LA, Capítulo III: Desastres Naturales Latinoamérica*, 139–151.
- Salazar, Á., Thatcher, M., Goubanova, K., Bernal, P., Gutiérrez, J., & Squeo, F. (2024). CMIP6 precipitation and temperature projections for Chile. *Climate Dynamics*, 62(3), 2475–2498. <https://doi.org/10.1007/s00382-023-07034-9>
- Samuel, J., Coulibaly, P., & Metcalfe, R. A. (2011). Estimation of Continuous Streamflow in Ontario Ungauged Basins: Comparison of Regionalization Methods. *Journal of Hydrologic Engineering*, 16(5), 447–459. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000338](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000338)
- Stehr, A., Álvarez, C., Álvarez, P., Arumí, J. L., Baeza, C., Barra, R., Berroeta, C. A., Castillo, Y., Chiang, G., Cotoras, D., Crespo, S. A., Delgado, V., Donoso, G., Dussailant, A., Ferrando, F., Figueroa, F.,

- Frêne, C., Fuster, R., Godoy, A., ... Yevenes, M. (2019). *Recursos hídricos en Chile: impactos y adaptación al cambio climático*.
- Stoyanova, V., Koshinchinov, G., & Stoyanova, S. (2023). COMPARISON OF NATIONAL, EUROPEAN AND BLACK SEA REGION FLASH FLOOD FORECASTING PRODUCTS FOR THE TERRITORY OF BULGARIA. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference: SGEM*, 23(3.1), 53–60.
- Sun, P., Zou, Y., Yao, R., Ma, Z., Bian, Y., Ge, C., & Lv, Y. (2023). Compound and successive events of extreme precipitation and extreme runoff under heatwaves based on CMIP6 models. *Science of The Total Environment*, 878, 162980. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.162980>
- Tabari, H. (2020). Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*, 10(1), 13768. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
- Uliana, E. M., Almeida, F. T. de, Souza, A. P. de, Cruz, I. F. da, Lisboa, L., & Sousa Júnior, M. F. de. (2019). Application of SAC-SMA and IPH II hydrological models in the Teles Pires River basin, Brazil. *RBRH*, 24, e15. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.241920180082>
- Vicuña, S., Gil, M., Melo, O., Donoso, G., & Merino, P. (2018). Water option contracts for climate change adaptation in Santiago, Chile. *Water International*, 43(2), 237–256. <https://doi.org/10.1080/02508060.2017.1416444>
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Dekker, S. C., Sorooshian, S., Wagener, T., & Bouten, W. (2006). Application of stochastic parameter optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting model. *Journal of Hydrology*, 325(1), 288–307. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.041>
- Wijayarathne, D. B., & Coulibaly, P. (2020). Identification of hydrological models for operational flood forecasting in St. John's, Newfoundland, Canada. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 27, 100646. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100646>
- Yang, T., Hsu, K., Duan, Q. Y., Sorooshian, S., & Wang, C. (2019). Methods to Estimate Optimal Parameters. *Handbook of Hydrometeorological Ensemble Forecasting*, 523–561. https://doi.org/10.1007/978-3-642-39925-1_26
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*, 181(1), 23–48. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02918-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02918-4)
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204(1), 83–97. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00107-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00107-8)
- Zhang, G., Xie, T., Zhang, L., Hua, X., & Liu, F. (2017). Application of Multi-Step Parameter Estimation Method Based on Optimization Algorithm in Sacramento Model. *Water*, 9(7). <https://doi.org/10.3390/w9070495>

A. Apéndice 1: Rutina del modelo Sacramento

La Figura 11 ilustra el diagrama conceptual representando la estructura del modelo dentro del ciclo hidrológico, asociando los parámetros a cada proceso. A continuación, se describirá en detalle el proceso, cuya rutina está escrita en un código MATLAB, basada en el código original escrito en FORTRAN.

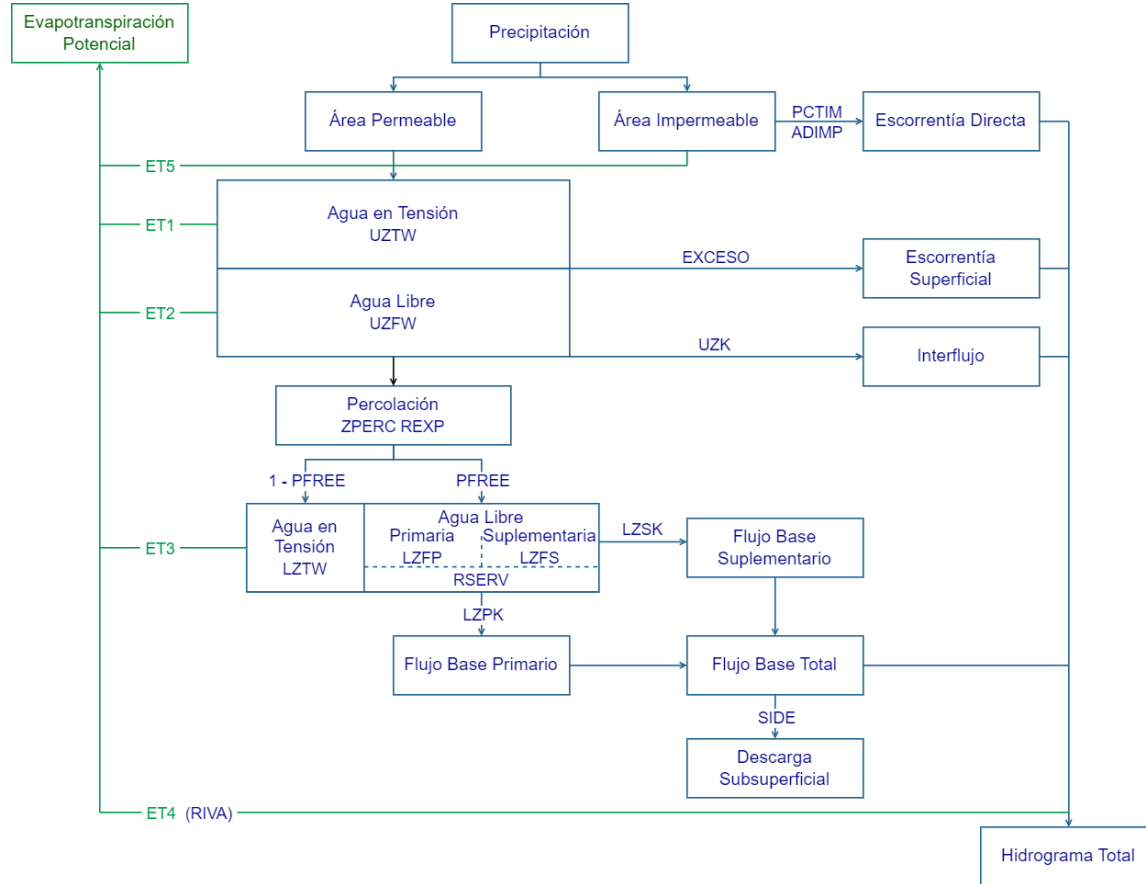


Figura 11. Esquema del proceso descrito por el modelo Sacramento (elaboración propia)

Este comienza definiendo el área permeable a partir de área impermeable (PCTIM) y su fracción adicional (ADIMP).

$$PAREA = 1 - ADIMP - PCTIM$$

La demanda de evapotranspiración potencial para cada intervalo de tiempo se identificará como EDMND.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DESDE LA ZONA SUPERIOR

1) Agua en Tensión: ET1

$$ET1 = EDMND \cdot \frac{UZTWC}{UZTWM}$$

$$RED = EDMND - ET1$$

$$UZTWC = UZTWC - ET1$$

RED corresponde la demanda residual de evapotranspiración potencial.

2) Agua Libre: ET2

$$ET2 = 0$$

$$si \ UZTWC < 0, \quad \begin{cases} ET1 = ET1 + UZTWC \\ UZTWC = 0 \\ RED = EDMND - ET1 \end{cases}$$

$$si \ UZFWC < RED, \quad \begin{cases} ET2 = UZFWC \\ UZFWC = 0 \\ RED = RED - ET2 \end{cases}$$

$$si \ UZFWC \geq RED, \quad \begin{cases} ET2 = RED \\ UZFWC = UZFWC - ET2 \\ RED = 0 \end{cases}$$

TRANSFERENCIA ENTRE LOS ALMACENAMIENTOS SUPERIORES

Si la proporción de agua libre de la zona superior es mayor a la proporción de agua en tensión de la zona superior, se transfiere agua libre hacia agua en tensión. UZRAT es la proporción de la zona superior que es transferido al almacenamiento en tensión desde el almacenamiento de agua libre.

$$si \ \frac{UZTWC}{UZTWM} < \frac{UZFWC}{UZFWM}, \quad \begin{cases} UZRAT = \frac{UZTWC + UZFWC}{UZTWM + UZFWM} \\ UZTWC = UZTWM \cdot UZRAT \\ UZFWC = UZFWM \cdot UZRAT \end{cases}$$

VERIFICACIÓN DE LA DEMANDA DE EVAPOTRANSPIRACIÓN DE LA ZONA SUPERIOR

Si la demanda de evapotranspiración se consume por completo en el almacenamiento de agua en tensión, no ocurrirá evapotranspiración desde el almacenamiento de agua libre, es decir, ET2 es cero. Se vuelve a calcular la proporción de transferencia hacia el almacenamiento de agua en tensión desde el almacenamiento de agua libre, según lo presentado en la ecuación 9.

Si el estado de los almacenamientos de agua en tensión y libre son menores a un umbral, ambos son considerados como cero, este valor umbral normalmente es tomado como 0.00001.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DESDE LA ZONA INFERIOR

En la zona inferior, la evapotranspiración ocurre solo desde el almacenamiento de agua en tensión y es identificada como ET3, esta evapotranspiración no puede superar al contenido de su almacenamiento.

$$ET3 = RED \cdot \frac{LZTWC}{UZTWM + LZTWM}$$

$$LZTWC = LZTWC - ET3$$

$$si \ LZTWC < 0, \quad \begin{cases} ET3 = ET3 + LZTWC \\ LZTWC = 0 \end{cases}$$

Se define la proporción del contenido de agua en tensión respecto a su máximo, esta proporción es llamada $RATLZT$, siendo también conocido como el porcentaje de saturación del agua en tensión de la zona inferior.

$$RATLZT = \frac{LZTWC}{LZTWM}$$

Se debe reabastecer el almacenamiento de agua en tensión desde los almacenamientos de agua libre si hay más agua disponible, esta cantidad transferida desde los almacenamientos de agua libre hacia el de tensión se llama DEL .

$$SAVED = RSERV \cdot (LZFPM + LZFSM)$$

$$RATLZ = \frac{LZTWC + LZFPC + LZFSC - SAVED}{LZTWM + LZFPM + LZFSM - SAVED}$$

$$si \ RATLZT < RATLZ, \quad \begin{cases} DEL = (RATLZ - RATLZT) \cdot LZTWM \\ LZTWC = LZTWC + DEL \\ LZFSC = LZFSC - DEL \end{cases}$$

Si esta transferencia excede el contenido del agua libre suplementaria, entonces lo restante proviene desde el almacenamiento de agua primaria.

$$si \ LZFSC < 0, \quad \begin{cases} LZFPC = LZFPC + LZFSC \\ LZFSC = 0 \end{cases}$$

VERIFICACIÓN DEL ALMACENAMIENTO DE AGUA EN TENSIÓN DE LA ZONA INFERIOR

Si el contenido de agua en tensión es menor al umbral, entonces tomará el valor de cero.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DESDE EL ÁREA IMPERMEABLE ADICIONAL

$$ET5 = ET1 + (RED \cdot ET2) \cdot \left(\frac{ADIMC - ET1 - UZTWC}{UZTWM + LZTWM} \right)$$

$$ADIMC = ADIMC - ET5$$

$$si \ ADIMC < 0, \quad \begin{cases} ET5 = ET5 + ADIMC \\ ADIMC = 0 \end{cases}$$

$$ET5 = ET5 \cdot ADIMP$$

ACTUALIZACIÓN UZTWC Y ADIMC

Se actualiza el contenido del almacenamiento de agua en tensión de la zona superior y el contenido inicial de agua en el área impermeable adicional desde la precipitación, la cual será identificada como $PRCP$ para cada intervalo de tiempo. Y además se define como TWX a la humedad disponible en exceso de los requisitos del almacenamiento en tensión de la zona superior.

$$TWX = PRCP + UZTWC - UZTWM$$

$$si \ TWX < 0, \quad \begin{cases} UZTWC = UZTWC + PRCP \\ TWX = 0 \end{cases}$$

$$\text{si } TWX \geq 0, \quad UZTWC = UZTWM$$

$$ADIMC = ADIMC + PRCP - TWX$$

INICIALIZAR LAS SUMAS DE LAS ESCORRENTÍAS SEGÚN INTERVALO DE TIEMPO

Todas las sumas inicializan en cero, y las diferentes escorrentías son identificadas como:

- SBF: Suma de flujo base total, esta proviene de los almacenamientos de agua libre primaria y suplementaria.
- SSUR: Suma de la escorrentía superficial, proveniente del contenido del almacenamiento de agua libre de la zona superior y del contenido de agua en el área impermeable (ADIMC).
- SIF: Suma del interflujo, también llamado escorrentía subsuperficial o drenaje lateral. Esta proviene solo del contenido del almacenamiento de agua libre de zona superior.
- SPERC: Suma de la percolación.
- SDRO: Suma de la escorrentía directa, es decir, la proveniente desde el área impermeable.

INCREMENTOS DE TIEMPO COMPUTACIONALES

$$NINC = 1 + 0.2 \cdot (UZFWC + TWX)$$

$$DINC = \frac{1}{NINC}$$

$$PINC = \frac{TWX}{NINC}$$

- NINC corresponde al número de incrementos de tiempos en los que se divide el intervalo para el cálculo de la humedad del suelo, este valor se aproxima al entero más próximo menor.
- DINC es la longitud del incremento en días.
- PINC es la cantidad de humedad disponible para cada incremento de tiempo.

FRACCIONES DE AGOTAMIENTO

$$DUZ = 1 - (1 - UZK)^{DINC}$$

$$DLZP = 1 - (1 - LZPK)^{DINC}$$

$$DLZS = 1 - (1 - LZSK)^{DINC}$$

- DUZ agotamiento en la zona superior.
- DLZP agotamiento de la zona inferior primaria.
- DLZS agotamiento de la zona inferior suplementaria.

ESCORRENTÍA DIRECTA DESDE EL ÁREA IMPERMEABLE TEMPORAL (ADIMP)

Se calcula la proporción de agua excedente en la zona superior de contenido del área impermeable adicional (ADIMC) con respecto al almacenamiento máximo de agua en tensión de la zona inferior, esta proporción es llamada *RATIO*, y se utiliza para calcular la escorrentía directa impermeable adicional desde ADIMP, es decir, es la escorrentía por saturación en exceso de la fracción de área impermeable adicional (ADIMP), esta escorrentía se identifica como ADDRO.

$$RATIO = \frac{(ADIMC - UZTWC)}{LZTWM}$$

$$si \text{ } RATIO < 0, \quad RATIO = 0$$

$$ADDRO = P INC \cdot RATIO^2$$

FLUJO BASE TOTAL

El flujo base total es la suma del flujo base primario, BF_p , y del flujo base suplementario, BF_s . Estos cálculos se realizan en bucle, obteniendo primero el flujo base primario y posteriormente el flujo base suplementario, sumando los componentes incrementales de ambos flujos bases, guardando estos resultados en SBF.

$$BF_p = LZFSC \cdot DLZP$$

$$LZFPC = LZFPC - BF_p$$

$$si \text{ } LZFPC \leq 0.0001, \quad \begin{cases} BF_p = BF_p + LZFPC \\ LZFPC = 0 \end{cases}$$

$$SBF = SBF + BF_p$$

$$BF_s = LZFSC \cdot DLZS$$

$$LZFSC = LZFSC - BF_s$$

$$si \text{ } LZFSC \leq 0.0001, \quad \begin{cases} BF_s = BF_s + LZFSC \\ LZFSC = 0 \end{cases}$$

$$SBF = SBF + BF_s$$

PERCOLACIÓN

Las variables involucradas en el cálculo de la percolación son las siguientes:

- PERCM: Valor de la percolación límite o máxima.
- PERC: Percolación
- DEFR: Proporción de deficiencia de humedad de la zona inferior.
- CHECK: Comprobación para ver si la percolación supera la deficiencia de la zona inferior.
- SPERC: Suma de los incrementos de percolación.

$$si \text{ } (P INC + UZFWC) \leq 0.01, \quad UZFWC = UZFWC + P INC$$

$$si \text{ } (P INC + UZFWC) > 0.01, \quad \begin{cases} PERCM = LZFPM \cdot DLZP + LZFSM \cdot DLZS \\ PERC = PERCM \cdot \frac{UZFWC}{UZFWM} \\ DEFR = 1 - \frac{LZTWC + LZFPC + LZFSC}{LZTWM + LZFPM + LZFSM} \end{cases}$$

$$si \text{ } DEFR < 0, \quad DEFR = 0$$

$$PERC = PERC \cdot (1 + ZPERC \cdot DEFR^{REXP})$$

$$PERC \geq UZFWC, \quad PERC = UZFWC$$

$$UZFWC = UZFWC - PERC$$

$$CHECK = LZTWC + LZFPC + LZFSC + PERC - LZTWM - LZFPM - LZFSM$$

$$si \text{ } CHECK > 0, \quad \begin{cases} PERC = PERC - CHECK \\ UZFWC = UZFWC + CHECK \end{cases}$$

$$SPERC = SPERC + PERC$$

INTERFLUJO

Las variables involucradas en el cálculo del interflujo son DEL y SIF, donde la primera variable corresponde a la cantidad de interflujo y la segunda a la suma incremental del interflujo.

$$DEL = UZFWC \cdot DUZ$$

$$SIF = SIF + DEL$$

$$UZFWC = UZFWC - DEL$$

El agua percolada se distribuye en las zonas inferiores, el almacenamiento de agua en tensión siendo el primero en llenarse, excepto por al área PFREE, que es la mínima fracción que debe percolar hacia los almacenamientos de agua libre en la zona inferior. Donde PERCT es la percolación hacia el estanque de agua en tensión y PERCF es la percolación hacia los estanques de agua libre.

$$PERCT = PERC \cdot (1 - PFREE)$$

$$\text{si } (PERCT + LZTWC) \leq LZTWM, \quad \begin{cases} LZTWC = LZTWC + PERCT \\ PERCF = 0 \end{cases}$$

$$\text{si } (PERCT + LZTWC) > LZTWM, \quad \begin{cases} PERCF = LZTWC + PERCT - LZTWM \\ LZTWC = LZTWM \end{cases}$$

Se debe distribuir la percolación en exceso de los requisitos del almacenamiento de agua en tensión entre los almacenamientos de agua libre.

$$PERCF = PERCF + PERC \cdot PFREE$$

$$\text{si } PERCF \neq 0, \quad \begin{cases} HPL = \frac{LZFPM}{LZFPM + LZFSM} \\ RATLP = \frac{LZFPC}{LZFPM} \\ RATLS = \frac{LZFSC}{LZFSM} \\ FRACP = \frac{HPL \cdot 2 \cdot (1 - RATLP)}{2 - RATLP - RATLS} \end{cases}$$

$$\text{si } FRACP > 1, \quad FRACP = 0$$

$$PERCP = PERCF \cdot FRACP$$

$$PERCS = PERCF - PERCP$$

$$LZFSC = LZFSC + PERCS$$

$$\text{si } LZFSC > LZFSM, \quad \begin{cases} PERCS = PERCS - LZFSC + LZFSM \\ LZFSC = LZFSM \end{cases}$$

$$LZFPC = LZFPC + PERCF - PERCS$$

- HPL: Tamaño relativo del almacenamiento primario en comparación con el total de los almacenamientos de agua libre de la zona inferior.
- RATLP: Proporción de capacidad de contenido del almacenamiento de agua libre primario.
- RATLS: Proporción de capacidad de contenido del almacenamiento de agua libre suplementario.
- FRACP: Fracción que va al almacenamiento primario durante cada intervalo.

- PERCP: Cantidad de percolación en exceso que va al almacenamiento primario de la zona inferior.
- PERCS: Cantidad de percolación en exceso que va al almacenamiento suplementario de la zona inferior.

Se debe verificar que el contenido del almacenamiento de agua libre primaria no exceda su máximo.

$$si \ LZFPC \geq LZFPM, \quad \begin{cases} EXCESS = LZFPC - LZFPM \\ LZTWC = LZTWC + EXCESS \\ LZFPC = LZFPM \end{cases}$$

- EXCESS: Agua libre de la zona inferior en exceso del máximo a ser retirado de LZFPC y añadido a LZTWC.

Finalmente se distribuye la cantidad de humedad disponible para cada incremento de tiempo, PINC, entre el almacenamiento de agua libre de la zona alta y la escorrentía superficial. Las siguientes ecuaciones son válidas si hay humedad disponible, es decir, si PINC no es cero.

$$si \ (PINC + UZFWC) \leq UZFWM, \quad UZFWC = UZFWC + PINC$$

$$si \ (PINC + UZFWC) > UZFWM, \quad \begin{cases} SUR = PINC + UZFWC - UZFWM \\ UZFWC = UZFWM \\ SSUR = SSUR + SUR \cdot PAREA \\ ADSUR = SUR \cdot \left(1 - \frac{ADDRO}{PINC}\right) \\ SSUR = SSUR + ADSUR \cdot ADIMP \end{cases}$$

- ADSUR: Escurrimiento superficial desde la fracción de área impermeable temporal (ADIMP) que actualmente no está generando escorrentía directa. Esta variable comienza inicialmente en cero.

BALANCE HÍDRICO DE LA FRACCIÓN DE ÁREA IMPERMEABLE TEMPORAL

$$ADIMC = ADIMC + PINC - ADDRO - ADSUR$$

$$si \ ADIMC > (UZTWM + LZTWM),$$

$$\begin{cases} ADDRO = ADDRO + ADIMC - (UZTWM + LZTWM) \\ ADIMC = UZTWM + LZTWM \end{cases}$$

$$SDRO = SDRO + ADDRO \cdot ADIMP$$

$$si \ ADIMC < umbral, \quad ADIMC = 0$$

EVAPOTRANSPIRACIÓN DESDE EL ÁREA PERMEABLE Y AJUSTE INTERFLUJO

$$EUSED = ET1 + ET2 + ET3$$

$$SIF = SIF \cdot PAREA$$

La evapotranspiración desde el área permeable, EUSED, no está ajustada.

SEPARACIÓN ENTRE FLUJO BASE OBSERVADO Y NO OBSERVADO

Aquí se ajusta el flujo base total, TBF, según el área permeable. Además, se separa entre el flujo base observado, BFCC, y la descarga subsuperficial o flujo base no observado, BFNCC.

$$TBF = SBF \cdot PAREA$$

$$BFCC = \frac{TBF}{1 + SIDE}$$

$$BFNCC = TBF - BFCC$$

*

ENTRADA TOTAL AL CAUCE DIVIDIDO EN ESCORRENTÍA SUPERFICIAL Y FLUJO BASE

$$ROIMP = PRCP \cdot PCTIM$$

$$SURF = ROIMP + SDRO + SSUR + SIF$$

$$BASE = BFCC$$

- ROIMP: escorrentía directa desde el área impermeable permanente (PCTIM).
- SURF: flujo superficial, consiste en la suma de las escorrentías de la zona superior, es decir, escorrentía directa, escorrentía superficial e interflujo.

EVAPOTRANSPIRACIÓN DESDE LA VEGETACIÓN RIBEREÑA

$$ET4 = (EDMND - EUSED) \cdot RIVA$$

ENTRADA TOTAL AL CAUCE

$$TOT_OUTFLOW = SURF + BASE - ET4$$

$$si \, TOT_OUTFLOW < 0, \quad \left\{ \begin{array}{l} ET4 = ET4 - TOT_OUTFLOW \\ TOT_OUTFLOW = 0 \\ SURF = 0 \\ BASE = 0 \end{array} \right.$$

$$si \, TOT_OUTFLOW \geq 0, \quad SURF_{REMAINDER} = SURF - ET4$$

$$si \, SURF_{REMAINDER} < 0, \quad \left\{ \begin{array}{l} BASE = BASE + SURF_{REMAINDER} \\ si \, BASE < 0, \, BASE = 0 \end{array} \right.$$

EVAPOTRANSPIRACIÓN ACTUAL TOTAL

$$EUSED = EUSED \cdot PAREA$$

$$TET = EUSED + ET4 + ET5$$

VERIFICACIÓN ÁREA IMPERMEABLE ADICIONAL Y ALMACENAMIENTO DE AGUA EN TENSIÓN DE LA ZONA SUPERIOR

$$si \, ADIMC < UZTWC, \quad ADIMC = UZTWC$$