

Incertidumbre en los caudales de salida de un modelo hidrológico semidistribuido

Uncertainty in the outputs of a semi-distributed hydrological model

Enrique Muñoz¹

Juan C. Gutiérrez-Vejar²

Pedro I. Tume Zapata³

¹Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile, emunozo@ucsc.cl

²Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile, jcgutierrez@ing.ucsc.cl

³Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile, ptume@ucsc.cl

Autor para correspondencia: Enrique Muñoz, emunozo@ucsc.cl

Resumen

Para una adecuada gestión hídrica resulta necesario conocer tanto los caudales simulados por un modelo como la incertidumbre asociada con éstos. El presente estudio busca cuantificar la incertidumbre en los caudales simulados por un modelo hidrológico junto con la propagación de ésta hacia aguas abajo, producto de incertidumbre en las precipitaciones, para así definir potenciales mejoras en los resultados de un modelo hidrológico. Se calibró un modelo conceptual semidistribuido y se determinó la incertidumbre asociada con la estructura y parámetros, para luego cuantificar la incertidumbre relacionada con una variación

porcentual de las precipitaciones en diferentes periodos del año. Como resultado se obtuvo que el efecto de propagación de la incertidumbre hacia aguas abajo es despreciable debido al aumento de la magnitud de los caudales simulados, y que la incertidumbre en las salidas del modelo depende de la incertidumbre en las precipitaciones sólo en invierno.

Palabras clave: incertidumbre, modelación hidrológica, hidrología superficial.

Abstract

For proper water management, it is necessary to know both the flows simulated by a model and the uncertainty associated with them. This study seeks to quantify the uncertainty in the flows simulated by a hydrological model and its propagation downstream caused by uncertainties in rainfall, in order to recommend potential improvements in the model results. A conceptual model was calibrated and the uncertainty associated with the model structure and parameters was quantified. Then the uncertainty associated with a percentage change in rainfall during different periods of the year was calculated. As a result, the propagation of uncertainty downstream was found to be negligible due to the increase in the magnitude of the simulated flows and because the uncertainty in model outputs depends on the uncertainty in precipitation only in winter.

Keywords: Uncertainty, hydrologic modeling, surface hydrology.

Fecha de recibido: 16/05/2016

Fecha de aceptado: 24/10/2017

Introducción

La demanda hídrica alrededor del mundo crece de forma constante junto con el crecimiento y desarrollo de la población, demandando mayor

eficiencia en la planificación y gestión de los recursos hídricos (Muñoz, Arumí, & Rivera, 2013). El Grupo Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) (IPCC, 2007; IPCC, 2013) ha detectado que la disponibilidad hídrica en algunos lugares del planeta ha disminuido con el tiempo (p, ej., Chile centro-sur), y se estima que seguirá disminuyendo dentro de las próximas décadas, principalmente a causa de fenómenos climáticos regionales y globales, como el cambio climático. De forma reciente, en Chile centro-sur, zonas que de manera tradicional no presentaban problemas de estrés hídrico se han visto afectadas por problemas de sequías, lo que ha causado impactos sobre diferentes actividades económicas, como agricultura e hidroelectricidad (DGA, 2013).

En la cuenca del río Laja, en Chile centro-sur, el uso del agua ha llegado a ser particularmente competitivo en los últimos años, en especial en los años con déficit pluviométricos (Mardones & Vargas, 2005). Por lo tanto, resulta necesario tanto optimizar como gestionar de forma adecuada este recurso, y con ello mejorar el grado de conocimiento y confianza en las predicciones y estimaciones de disponibilidad hídrica.

Tradicionalmente la gestión de recursos hídricos se apoya en el uso de modelos hidrológicos. Hoy en día resulta imprescindible conocer, además de los caudales estimados por un modelo, la incertidumbre asociada con estos, pues el desconocimiento o la sobreestimación de la incertidumbre de un modelo hidrológico puede conducir a gastos en tiempo, dinero y sobrediseños de gestión de cuencas (Shen, Chen, & Chen, 2012).

La incertidumbre es intrínseca en cualquier proceso de modelación y se origina de una amplia gama de fuentes, desde la formulación de un modelo y la parametrización de éste, e incluso producto de los datos que se utilizan en calibración y validación. La incertidumbre no puede ser eliminada, pero su amplitud requiere estimarse y, en lo posible, reducirse (Deletic *et al.*, 2012).

La incertidumbre puede interpretarse como la falta de conocimiento que pueda generar cierto resultado. En modelación hidrológica se asocia con el principio de equifinalidad, en donde modelos diferentes con igual desempeño representan un rango de soluciones posibles. Se origina del conocimiento imperfecto de un sistema y, por lo tanto, distintos modelos, conjuntos de parámetros e incluso diversas variables poseen una probabilidad de certidumbre de representar de modo correcto un sistema. Según Gattke y Schaumann (2007), la incertidumbre en la salida de un modelo hidrológico se asocia con tres causas: a) incertidumbre del modelo, lo cual denota las incompatibilidades entre las estructuras representadas en el modelo y las estructuras presentes en el sistema

hidrológico; b) incertidumbre de los parámetros del modelo, y c) incertidumbre en los datos entrada. De modo complementario, Butts Paynea, Kristensenb y Madsen (2004) atribuyen una cuarta fuente de incertidumbre con la elección del modelo hidrológico.

Cuantificar la incertidumbre en hidrología se está convirtiendo en un área cada vez más importante en hidrología (McMillan, Krueger, & Freer, 2012), pues la fiabilidad de las medidas de gestión depende de la incertidumbre de los datos hidrológicos y de métodos de cálculo de éstos (Westerberg & McMillan, 2015).

La precipitación (P) es la variable más importante del balance hídrico debido a que por lo general es la única entrada de agua hacia la cuenca, y luego las variables restantes dependen directa o indirectamente de P , por lo que el balance hídrico quedará condicionado por el monto y la variabilidad de las precipitaciones (Muñoz, Álvarez, Billib, Arumí, & Rivera, 2011), y por las relaciones de precipitación escorrentía. La sensibilidad de la escorrentía generada por un modelo depende de forma directa de la relación entre P y la evapotranspiración potencial (ETP). Donde en un clima húmedo ($P > PET$), la incertidumbre en P se traduce para una incertidumbre en escorrentía de aproximadamente la misma magnitud (Fekete, Vörosmary, Roads, & Willmott, 2004). Lo anterior describe la importancia de las precipitaciones en un modelo hidrológico y, por ende, muestra la necesidad de identificar aquellos periodos más sensibles a errores (o incertidumbres) en las precipitaciones.

El presente estudio tiene por objetivo cuantificar la incertidumbre y propagación de ésta hacia aguas abajo en un modelo hidrológico semidistribuido, producto de potenciales incertidumbres en las mediciones de precipitación. Con base en ello se busca definir dónde se deben realizar los mayores esfuerzos en instrumentación para reducir los rangos de incertidumbre en la etapa de modelación. Como caso de estudio se analiza la cuenca del río Laja debido a la situación estratégica de la cuenca en relación con actividades como agricultura e hidroelectricidad en Chile.

Materiales y métodos

Área de estudio y datos de entrada para modelación

La cuenca del río Laja se sitúa entre los 36° 52' y 37° 39' S, y los 71° 12' y 72° 38' W en el centro-sur de Chile (Figura 1). Tiene una extensión de 4 635 km²; emplaza su cabecera en la cordillera de Los Andes, y su altitud fluctúa entre 3 585 m en la cordillera y 40 m en la descarga (Mardones & Vargas, 2005).

El río Laja es un río de régimen pluvio-nival de uso múltiple, donde se produce una compleja interacción entre los componentes naturales, económicos y sociales que controlan el uso y manejo de los recursos (Muñoz, 2010).

En la mitad inferior de la cuenca se registran en promedio seis meses templado-secos y seis meses frío-húmedos (clima mediterráneo). Los montos anuales de precipitación se incrementan desde 1 200 mm en el límite oeste, a más de 1 500 mm en el sector este. La temperatura en la cuenca varía desde 21 °C en el mes más cálido (enero) hasta 8 °C en el mes más frío (julio). En la cordillera de Los Andes, la altitud determina marcados pisos climáticos. Sobre los 500 msnm, la temperatura disminuye y los montos pluviométricos superan los 2 300 mm/año. En el sector del lago Laja, la temperatura media anual es inferior a 10 °C, variando entre temperaturas medias mensuales de un 6 °C en julio y 15 °C en enero. En la alta cordillera, a partir de 1 500 a 2 000 msnm predomina un clima frío de altura. La línea de nieve media se sitúa sobre los 2 600 msnm, lo que explica que la presencia de glaciares se restrinja sólo a las cumbres más altas de las cuencas emplazadas en la Sierra Velluda (Mardones & Vargas, 2005).

La cuenca presenta variabilidad estacional e interanual (Muñoz, 2011). La primera se asocia con la ubicación de la cuenca (en una zona templada), mientras que la variabilidad interanual se vincula con fenómenos climáticos como El Niño Oscilación del Sur (ENOS).

En la zona cordillerana se genera un efecto orográfico que produce el incremento de precipitaciones con fuertes gradientes pluviométricos, y por otra parte con una disminución brusca de la temperatura, producto de altos gradientes térmicos de hasta -7 (°C/1 000 m) (DGA, 1983).

La Figura 1 muestra la cuenca del río Laja, que para el presente estudio se discretizó en seis subcuencas (desde la SC-1 aguas arriba hasta la SC-

6 aguas abajo). Debido a la ausencia de registros fluviométricos en un periodo común, las cuencas SC-5 y SC-6 no se incluyeron en el presente análisis. A continuación se describen las principales características y alteraciones antrópicas presentes sobre cada subcuenca estudiada.

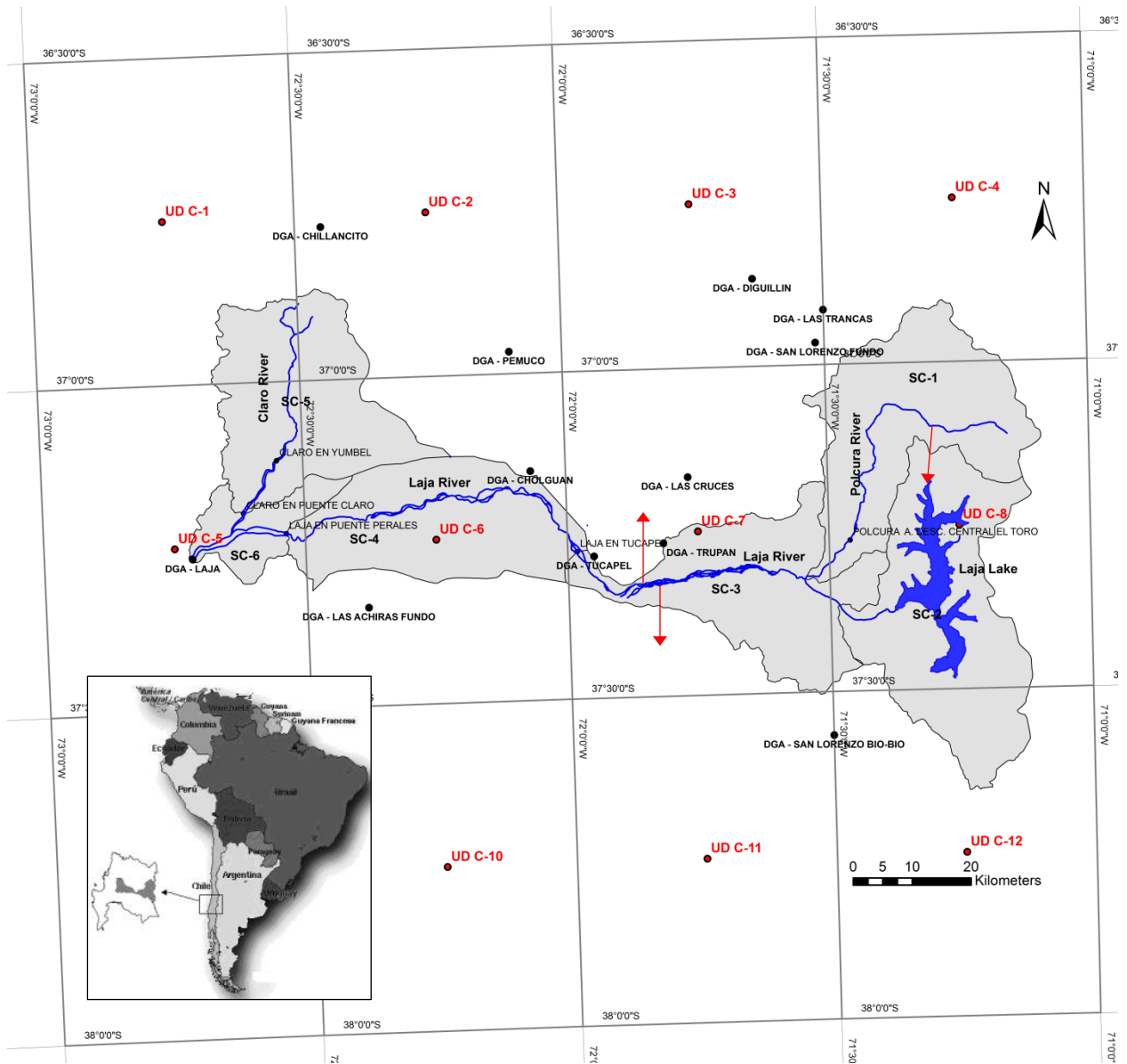


Figura 1. Área de estudio. En gris se muestran las subcuencas (SC) de la cuenca del río Laja. Los puntos negros indican las estaciones meteorológicas; los puntos grises, las estaciones fluviométricas, y los puntos rojos indican el centro de los cuadrantes con registros de

temperatura publicados por la Universidad de Delaware, EUA. En azul se indica el lago Laja en la cabecera de la cuenca y las líneas azules indican los principales cursos fluviales de la cuenca, mientras que las flechas rojas señalan las alteraciones antrópicas (canales) que extraen o transfieren agua de cada subcuenca.

Polcura (SC-1)

Es una cuenca pluvio-nival donde el caudal producido por la subcuenca es dividido en dos salidas: una que va a la SC-3 y que es controlada por la estación fluviométrica "Polcura, antes descarga central El Toro", y otra que va al lago Laja por el canal alto Polcura (SC-2).

Lago Laja (SC-2)

La cuenca del lago Laja se ubica en una ladera oeste de la cordillera de Los Andes. Genera dos caudales de salida que descargan sobre la SC-4. Una salida es producida por las filtraciones naturales del lago, cuyo caudal de salida depende del nivel de éste, mientras que la otra salida es producida por la hidroeléctrica El Toro, la cual descarga aguas abajo de la estación Polcura, antes descarga central El Toro.

Laja Alto (SC-3)

Esta subcuenca recibe tres entradas provenientes de la central El Toro, filtraciones del Laja y la descarga de la SC-1; posee ocho extracciones (canales Zañartu, Collao, Mirrihue, El Litre, Bulnes, Ortiz, Laja-Diguillín y Laja Sur). Cinco de estos canales presentan registros de caudal, y el caudal extraído por los tres restantes se puede estimar como el 22% de las extracciones realizadas por los canales Zañartu, Collao y Mirrihue. Los caudales de esta subcuenca están controlados por la estación Laja en Tucapel, que además separa la zona alta y baja del río Laja.

Laja Medio (SC-4)

Esta subcuenca puede ser modelada como una cuenca de régimen pluvial que recibe los caudales provenientes de la SC-3 y descarga sobre la SC-6. En su salida se encuentra la estación Laja en Puente Perales.

Para la modelación es necesario disponer de series de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial, más la caracterización morfológica de la cuenca. La caracterización morfológica de la cuenca se realizó a partir de imágenes ASTER de un arco-segundo de resolución. Por otra parte, series de precipitación de las estaciones pluviométricas cercanas a cada subcuenca (ver Figura 1) (administradas por la Dirección General de Aguas, DGA), y series de temperatura publicadas por el Centro de Investigación sobre el Clima de la Universidad de Delaware (UD) (Willmott & Matsuura, 2009) se utilizaron para la modelación.

La evapotranspiración potencial se calculó utilizando el método de Thornthwaite y la serie de datos de temperatura UD. La distribución espacial de dichas variables sobre cada subcuenca se realizó mediante polígonos de Thiessen.

Debido a la disponibilidad y calidad de los datos de entrada, el modelo se desarrolló a paso de tiempo mensual para el periodo de análisis de 1990 a 2002. Las estaciones de control de caudales utilizadas fueron Polcura, antes de descarga central El Toro (SC-1), Laja en Tucapel (SC-3) y Laja en Puente Perales (SC-4). La cuenca del lago Laja (SC-2) no se modeló debido a que se desconocen tanto las reglas de operación de la central

hidroeléctrica El Toro, como las relaciones volumen y superficie del lago en función del nivel de éste, necesarios para la modelación.

Modelo hidrológico semidistribuido (MHM)

En el presente estudio se utilizó el modelo de balance hídrico pluvio-nival y semidistribuido de tipo conceptual presentado en Muñoz (2010), y Muñoz, Rivera, Vergara, Tume y Arumí (2014) (ver diagrama conceptual del modelo en Figura 2). Este modelo simula los procesos pluviales y de derretimiento de nieve por separado y permite incluir alteraciones antrópicas sobre el régimen de caudales, sumando o restando los flujos.

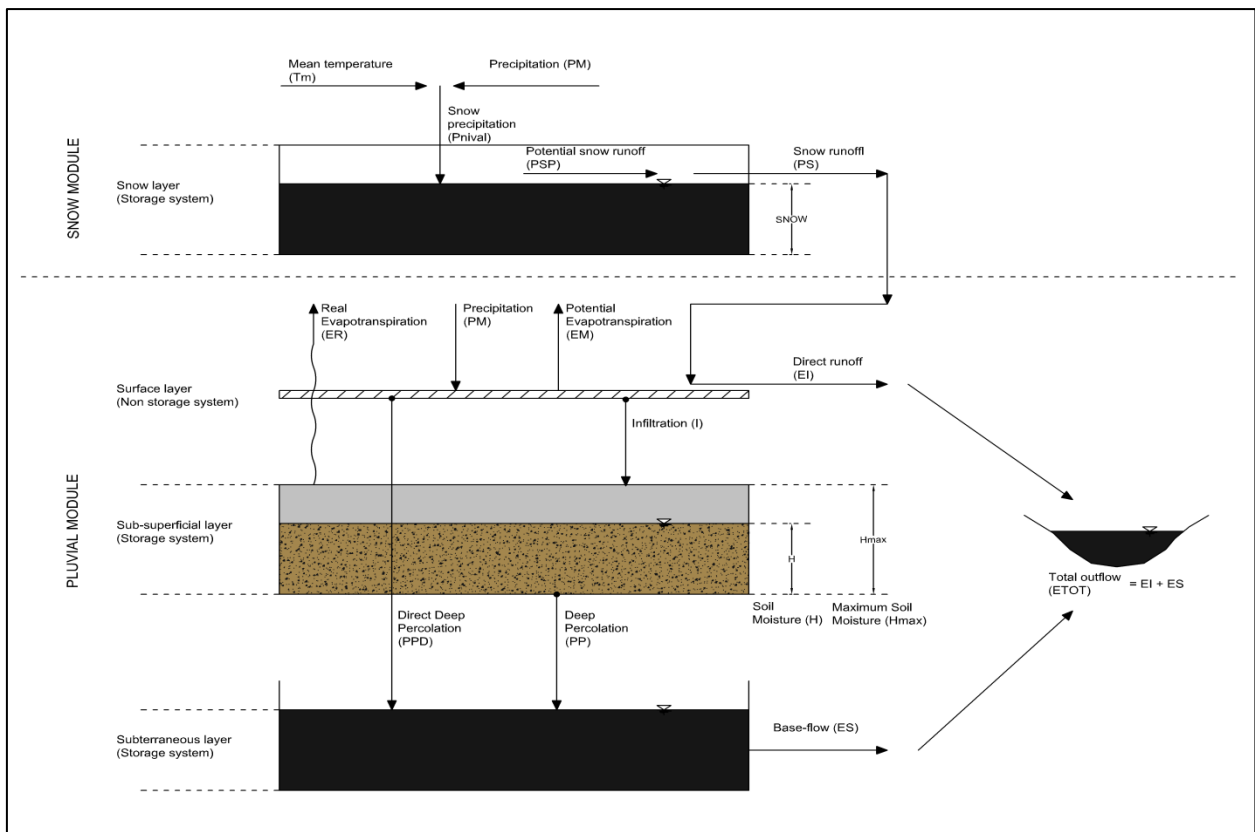


Figura 2. Diagrama conceptual del modelo hidrológico MHM.

La componente pluvial se modela a través de un modelo de precipitación-escorrentía que considera la cuenca como un sistema de doble almacenamiento, un sistema de almacenamiento subsuperficial (*SS*) y un sistema de almacenamiento subterráneo (*US*). El *SS* representa el agua almacenada en la capa de suelo no saturado, como humedad del suelo. El *US* representa el agua almacenada en la capa de suelo saturado. El modelo requiere de dos entradas: precipitación (*P*) y evapotranspiración potencial (*ETP*). La salida del modelo es la escorrentía total (*ETOT*) a la salida de cuenca, la cual se compone por escorrentía subterránea (*ES*) y escorrentía directa (*EI*). Los montos de escorrentía se calculan a través de seis parámetros de calibración, más dos que permiten modificar las variables de entrada (necesarios en caso de que *P* y *PET* no sean representativos de la cuenca).

La componente de derretimiento de nieve determina la nieve caída (P_{snow}), basado en la precipitación por sobre la isoterma de 0 (°C). P_{snow} se almacena en el sistema de almacenamiento nival (*SN*), desde donde los cálculos de derretimiento se obtienen basándose en el concepto del método de grados-día (Rango & Martinec, 1995). Utilizando el método mencionado, el derretimiento potencial (*PSP*) es calculado, y luego sobre la base de la nieve almacenada, se determina el derretimiento real (*PS*). Luego, *PS* se distribuye en el módulo pluvial a través de un parámetro de calibración. La Tabla 1 presenta una breve descripción de los parámetros y su influencia en el modelo.

Por último, el modelo contiene un módulo de alteraciones antrópicas que permite incorporar cambios, como canales o actividades industriales que alteren el régimen de caudales. Simula la entrada y/o salidas hacia/desde una cuenca mediante la suma o resta de flujos (ecuación (1)):

$$Q_{\text{salida}}(t) = ETOT(t) + Q_{\text{aportes}}(t) - Q_{\text{extracciones}}(t) \quad (1)$$

Tabla 1. Descripción de los parámetros del modelo y factores de modificación de los *inputs* para los módulos pluvial y de derretimiento de nieve.

Parámetro		Descripción	Influencia
Pluvial	$C_{m\acute{a}x}$	Coefficiente de escorrentía máxima cuando el almacenamiento subsuperficial está saturado	<i>EI</i>
	P_{Lim} (mm)	Monto de precipitación límite sobre el cual existe percolación profunda directa (PPD)	<i>PPD</i>
	D	Porcentaje de precipitación sobre P_{Lim} que se transforma en PPD	<i>PPD</i>
	$H_{m\acute{a}x}$ (mm)	Capacidad máxima de almacenamiento en la capa subsuperficial	$C_{m\acute{a}x}$, <i>ER</i>
	PORC	Fracción de $H_{m\acute{a}x}$ que define el contenido de agua en el suelo bajo el cual existen restricciones sobre los procesos de evaporación	H_{crit} , <i>ER</i>
	C_k	Coefficiente de escorrentía subterráneo	<i>ES</i>
	A	Factor de ajuste de los datos de precipitación	<i>PM</i>
	B	Factor de ajuste de los datos de evapotranspiración	<i>PET</i> , <i>ER</i>
Derr. de nieve	M (mm °C ⁻¹)	Fracción de nieve que se derrite sobre una temperatura base (T_b) de inicio del derretimiento	<i>PSP</i> , <i>PS</i>
	T_b (°C ⁻¹)	Temperatura base que indica el inicio del derretimiento (normalmente 0 °C)	<i>PSP</i> , <i>PS</i>
	DM	Tasa mínima de derretimiento cuando $T_m < T_b$	<i>PSP</i> , <i>PS</i>
	F	Porcentaje de nieve derretida que se incorpora a la escorrentía directa <i>EI</i>	<i>EI</i>
	F_{gT}	Factor de ajuste de los datos de gradiente térmico (debería ser 1 si el gradiente térmico es medido en campo)	P_{nival}

Donde la descarga la cuenca (Q_{salida}) en el paso de tiempo t equivale a la escorrentía de la cuenca ($ETOT$), más los caudales de aportes ($Q_{aportes}$), menos las extracciones ($Q_{extracciones}$) durante el mismo periodo.

Metodología

Calibración, análisis de incertidumbre y propagación

Para llevar a cabo el proceso de calibración y análisis de incertidumbre se utilizó la herramienta *MonteCarlo Analysis Toolbox* (MCAT). MCAT permite investigar la identificabilidad de un modelo y sus parámetros, y su relación con las salidas de éste (Wagener, Lees, & Wheeler, 2004).

La identificabilidad se define como la relación o influencia de los valores de un parámetro de un modelo sobre los resultados de éste. A partir de ello, se define como identificabilidad positiva aquellas conexiones o relaciones que permiten identificar qué parámetros y procesos simulados influyen de forma positiva sobre los resultados del modelo. Del mismo modo, la identificabilidad negativa se define como aquellas relaciones que afectan de manera negativa sobre las salidas del modelo.

Para evaluar la identificabilidad y cuantificar la incerteza de un modelo, MCAT opera ejecutando repetitivas simulaciones utilizando set de parámetros seleccionados aleatoriamente dentro de un rango definido por el usuario. El programa almacena las salidas y los valores de la(s) función(es) objetivo definida(s) para la posterior evaluación del comportamiento del modelo.

Los parámetros de los modelos hidrológicos normalmente no pueden identificarse con un set único de valores (Muñoz *et al.*, 2014), donde diferentes valores de un mismo set de parámetros, o incluso diferentes modelos, representan resultados o soluciones equivalentes (equifinalidad) (Beven & Freer, 2001). Esto se debe al hecho de que cambios en un parámetro pueden estar compensados por cambios en otro u otros parámetros debido a la interdependencia que existe entre ellos (Bárdossy, 2007). Producto de esta interconexión en los parámetros de calibración, se requiere realizar un proceso iterativo para la calibración, acotando el rango de los parámetros identificables, para luego observar la identificabilidad en los parámetros restantes (Muñoz *et al.*, 2014).

Para la calibración del modelo se ejecutaron 15 000 simulaciones utilizando sets de parámetros seleccionados de manera aleatoria dentro de un rango definido de acuerdo con la representación conceptual de estos y con base en experiencias anteriores en el uso del modelo (p. ej., Ortiz, Muñoz, & Tume, 2011; Zúñiga, Muñoz, & Arumí, 2012). Cada set se

compone de 13 parámetros, 8 asociados con procesos de precipitación-escorrentía y 5 relacionados con procesos de acumulación y derretimiento de nivel (Tabla 1).

El proceso de calibración consistió en restringir el rango de los parámetros del modelo mediante un análisis de identificabilidad positiva y negativa. Para ello, se graficó una curva de distribución acumulada de cada parámetro para el 10% de los mejores (identificabilidad positiva) y 10% de los peores (identificabilidad negativa) modelos según la función objetivo utilizada. Con base en los resultados del análisis de identificabilidad, se acotó el rango de variación de cada parámetro para luego repetir el análisis (se llevaron a cabo 15 000 simulaciones junto con un nuevo análisis de identificabilidad). Este procedimiento se repitió hasta no observar parámetros identificables.

A modo de ejemplo, la Figura 3 muestra una gráfica de identificabilidad para el parámetro A, donde la curva magenta muestra la curva de distribución acumulada (cdf) para el 10% de las mejores simulaciones y la línea cian muestra la cdf para el 10% de las peores simulaciones. A partir de dicha figura se puede establecer que los mejores modelos se agrupan en el rango de A entre 1.0 y 1.4, y por lo tanto a partir de la identificabilidad positiva se puede definir el rango donde A influye de manera positiva sobre los resultados. Por el contrario, utilizando la identificabilidad negativa (en caso de que no se observe identificabilidad positiva), se puede descartar el rango donde A se repite de manera más frecuente en los peores modelos obtenidos (p. ej., rango de A entre 2.1 y 2.5).

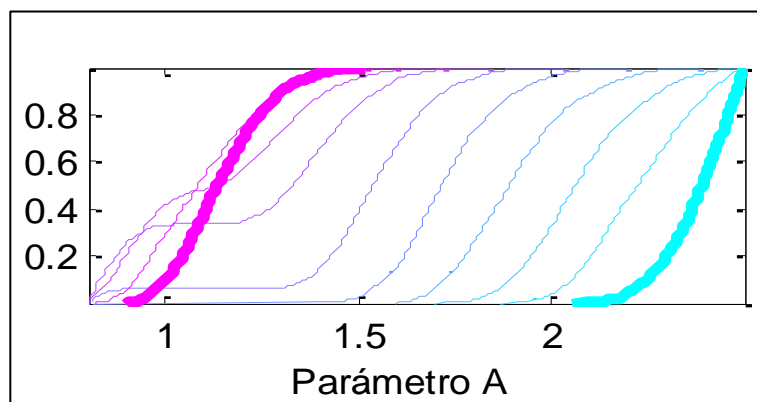


Figura 3. Ejemplo de análisis de identificabilidad del parámetro A utilizando la función objetivo *KGE* para la SC-1. El gráfico muestra las cdf asociadas con grupos de simulaciones 10%, desde el 10% de los peores modelos (cian) hasta el 10% de los mejores modelos (magenta).

Como resultado del análisis de identificabilidad se obtiene una combinación de resultados posibles y, por lo tanto, existe una incertidumbre en las salidas (resultados) del modelo. Esta incertidumbre (asociada con la estructura y parámetros del modelo) se determinó según la metodología *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE), descrita por Beven y Binley (1992), y Beven y Freer (2001).

Con la incertidumbre de los parámetros de calibración y definida la estructura del modelo, se cuantificó el efecto de la incertidumbre en las variables de entrada sobre los resultados del modelo y se analizó la propagación de ésta hacia aguas abajo. Para ello, se modificaron las entradas del modelo (precipitaciones) en diferentes periodos y magnitudes (de acuerdo con lo indicado en la Tabla 2) y se calcularon los rangos promedio de las bandas de incertidumbre de las salidas del modelo. En esta etapa, para el cálculo de la incertidumbre en las salidas, se ejecutaron 15 000 simulaciones con los rangos de parámetros antes definidos y variando las precipitaciones de manera aleatoria para cada simulación, pero dentro de los rangos y temporalidad indicada en la Tabla 2. Luego, a partir de los resultados obtenidos y siguiendo la metodología GLUE, se calcularon de nuevo las bandas de incertidumbre de los resultados del modelo. En este caso, las bandas de incertidumbre incluyen la incertidumbre estructural y paramétrica del modelo, más la incertidumbre asociada con la variación de las precipitaciones.

Tabla 2. Variación porcentual de las precipitaciones en diferentes periodos de tiempo.

Periodo de variación	Variación (%)				
Todo el año (enero-diciembre)	±5	±10	±15	±20	±25
Invierno (junio-agosto)	±5	±10	±15	±20	±25
Verano (diciembre-febrero)	±5	±10	±15	±20	±25
Llenado de la cuenca (abril-junio)	±5	±10	±15	±20	±25
Vaciado de la cuenca (septiembre-noviembre)	±5	±10	±15	±20	±25

Para el presente análisis se utilizó la función objetivo de eficiencia de Kling-Gupta (KGE; Gupta, Kling, Yilmaz, & Martinez, 2009) (ecuación (2)). La función KGE corresponde a una mejora del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) (Nash & Sutcliffe, 1970), donde los componentes de correlación, desviación y variabilidad están ponderados de manera equitativa, resolviendo problemas sistemáticos de subestimación en los valores máximos y de poca variabilidad identificados en la función NSE (Gupta *et al.*, 2009). KGE varía desde $-\infty$ hasta 1, donde el valor más cercano a 1 indica que el modelo es más preciso (ecuación (2)):

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

Resultados y discusión

La Tabla 3 presenta los resultados de la etapa de calibración. En ella se muestran los rangos obtenidos a partir del análisis de identificabilidad para cada subcuenca analizada y los valores de KGE para el mejor modelo obtenido según los rangos indicados. Los valores de KGE indican que en las tres subcuencas modeladas se obtienen modelos calificados como "muy buenos". Además se observa que los rangos asociados con la componente de derretimiento nival del modelo no se acotaron, lo que responde a la insensibilidad del modelo a los procesos de derretimiento de nieve para la SC-1. Luego, utilizando los rangos obtenidos para cada parámetro y subcuenca (Tabla 3), y utilizando la metodología GLUE, se estimó la incertidumbre inicial del modelo (figura 4), y a partir de dicha base se estimó la influencia de las precipitaciones sobre la incertidumbre en las salidas.

Tabla 3. Rangos finales obtenidos de los parámetros del modelo a partir del análisis de identificabilidad y valores de KGE del mejor modelo simulado para cada subcuenca.

Módulo pluvial				
Subcuenca	SC-1	SC-2	SC-3	SC-4
$C_{m\acute{a}x}$	0.31-0.32	-	0.289-0.294	0.288-0.300
$H_{m\acute{a}x}$	165-167	-	225-250	395-420
D (%)	0.1-0.6	-	0.42-0.50	0.55-0.60
P_{lim} (mm)	200-1 000	-	100-150	73-85
PORC (%)	20-37	-	40-60	20-32
C_k	0.33-0.34	-	0.276-0.280	0.215-0.230
Módulo nival				
M (mm°C ⁻¹)	1-12	-	-	-
T_b (°C)	0	-	-	-
DM	0.1-0.6	-	-	-
F	0-1	-	-	-
Balance de masa				
A	1.19	-	1.53	1
B	1	-	1	1
FgT	1.58	-	-	-
KGE	0.90	-	0.93	0.94

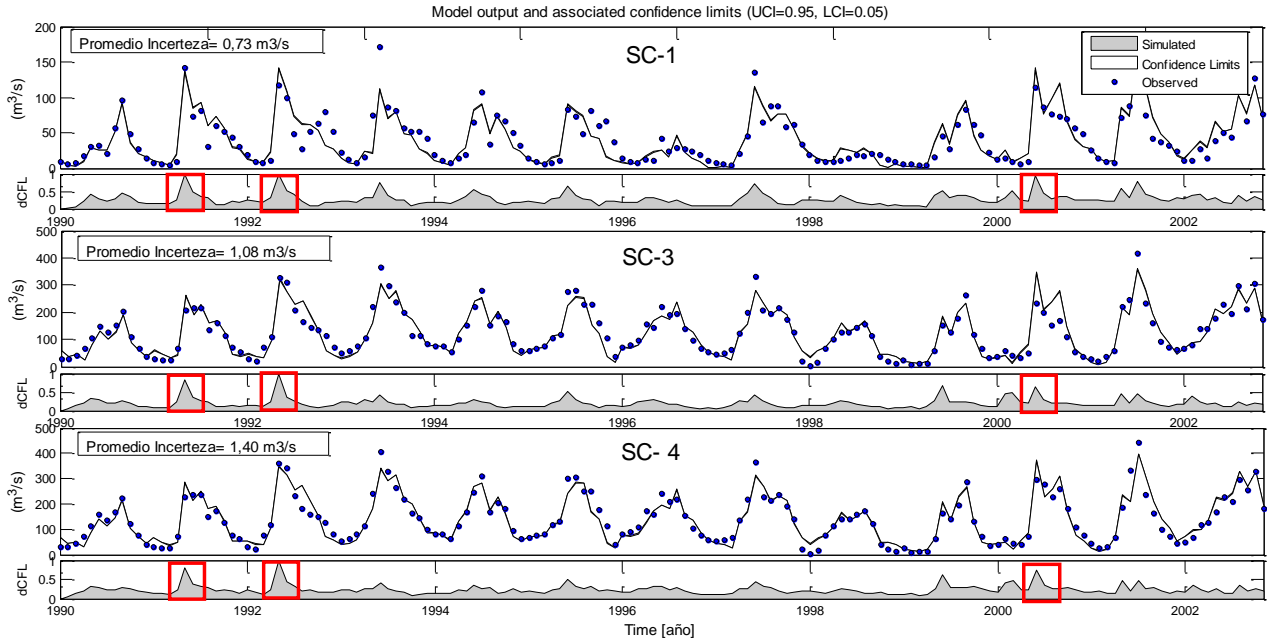


Figura 4. Incertidumbre en las salidas del modelo hidrológico para las tres subcuencas analizadas. Cada figura presenta dos cuadros. El cuadro superior muestra la banda de incertidumbre asociada con el modelo y parametrización de éste, junto con los caudales registrados. El cuadro inferior muestra la incertidumbre relativa y normalizada. Los rectángulos de color rojo indican los periodos de mayor incertidumbre en cada subcuenca.

En la Figura 4 se observa que el modelo presenta una buena aproximación para SC-1, SC-3 y SC-4 en relación con los caudales observados. También se observa que la distribución temporal de la incertidumbre varía, siendo mayor en invierno que en verano (ver incertidumbre relativa en el tiempo y cuadros destacados de color rojo en la Figura 4). Del mismo modo, se observa que la incertidumbre relativa se mantiene hacia aguas abajo, siendo mayor en los mismos periodos en las tres subcuencas. Esto sugiere que la propagación de la incertidumbre es dependiente o sensible a la incertidumbre proveniente desde aguas arriba o que el modelo tiende a ser más sensible en dichos periodos, y por lo tanto tiene mayor incertidumbre en la estimación de caudales en periodos de crecidas.

La Figura 5 muestra cómo influyen variaciones (o incertidumbre) en las precipitaciones dependiendo de la estación o periodo del año, y cómo se propaga hacia aguas abajo en el modelo. Se observa que existe una relación proporcional entre la magnitud de variación (o incertidumbre) en las precipitaciones con la incertidumbre en los resultados del modelo.

Resultados similares se observan para la incertidumbre en las precipitaciones durante los periodos donde se concentran las lluvias (periodos de llenado de la cuenca e invierno). Por otra parte, la incertidumbre en las salidas es relativamente independiente de la incertidumbre en las precipitaciones durante verano y vaciado. Esto sugiere que la magnitud de las precipitaciones en dichos periodos es insuficiente para afectar los caudales de la cuenca y por lo tanto dichos caudales dependen en particular del estado de almacenamiento de la cuenca, por sobre la magnitud de las precipitaciones que se tengan en ese periodo. Este resultado sugiere una ventaja para la estimación de caudales en estiaje y para la planificación hídrica de temporadas de riego. En este caso resulta más conveniente estimar de forma adecuada las condiciones de la cuenca previo a la temporada de estiaje que, por ejemplo, pronosticar montos de precipitación en los meses venideros. Por el contrario, si se requiere estimar caudales en periodos de llenado de la cuenca o de lluvias (entre abril y agosto) resulta imprescindible tanto medir como pronosticar de forma adecuada los montos pluviométricos sobre las cuencas en estudio, pues dependiendo de las características de la cuenca se tiene una incertidumbre de hasta casi 20% en los caudales, para una incertidumbre de 25% en las precipitaciones.

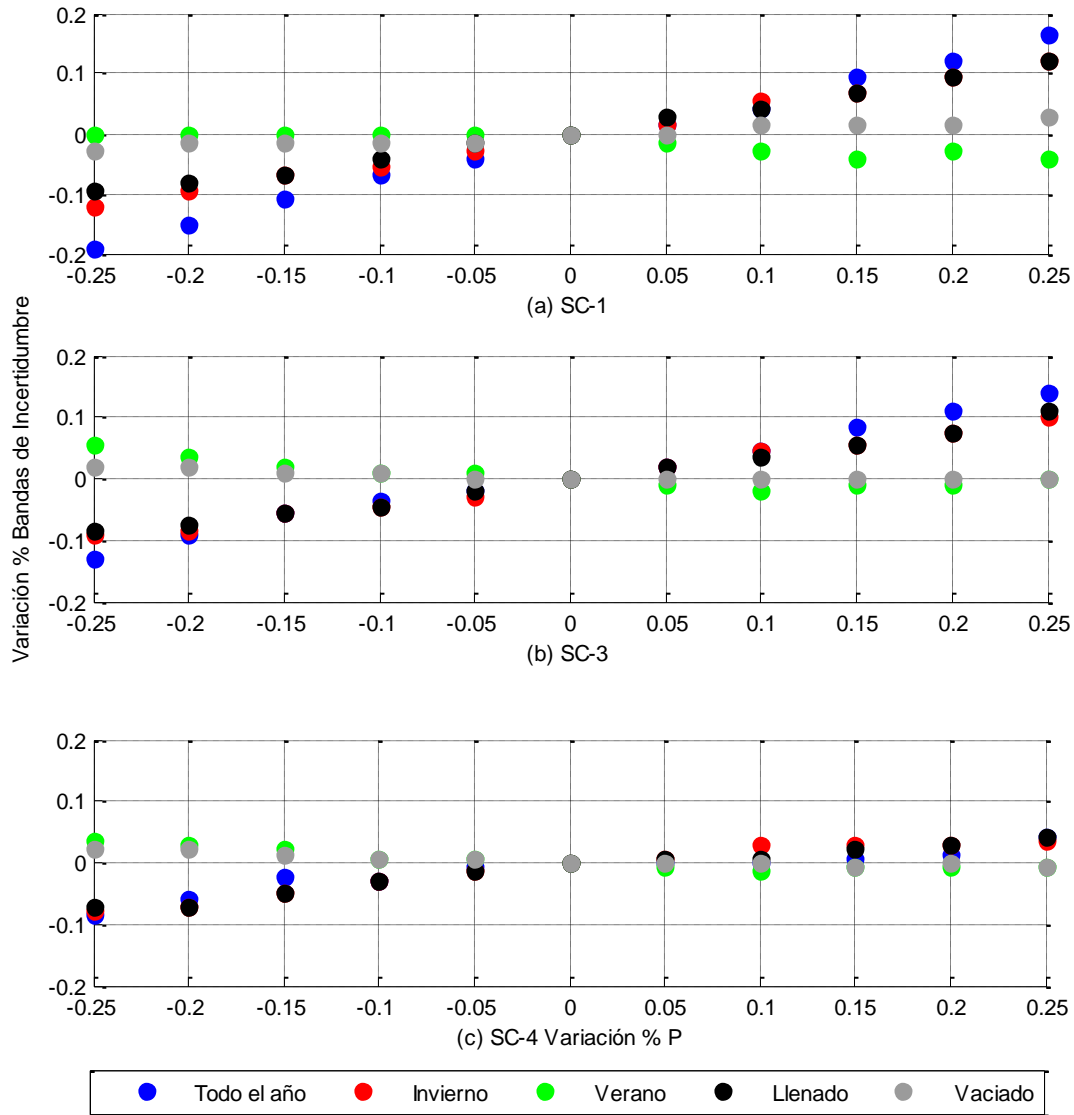


Figura 5. Variación porcentual del ancho promedio de las bandas de incertidumbres de las salidas del modelo hidrológico para cada cuenca en función de una incertidumbre en las precipitaciones.

En relación con la propagación de la incertidumbre, se podría suponer que existe influencia hacia aguas abajo (Figura 4), sin embargo, la incertidumbre relativa y la variación porcentual de las bandas de incertidumbre disminuye hacia aguas abajo (Figura 5). Esto sugiere que no existe una propagación de la incertidumbre hacia aguas abajo; por el contrario, la incertidumbre en los resultados se asocia con la magnitud de los caudales modelados sobre los efectos de la propagación hacia aguas abajo.

La Figura 6 presenta la variabilidad estacional de los caudales simulados para la condición base para variaciones de $\pm 25\%$ en las precipitaciones y para los diferentes periodos estudiados. Se observa que para variaciones en las precipitaciones a lo largo de todo el año, los meses con mayor variabilidad en las salidas y, por lo tanto, más influyentes en la incertidumbre en las salidas del modelo, corresponden a mayo, junio, julio, agosto y septiembre, generándose diferencias en los caudales en la mediana de los gráficos de caja de unos $25 \text{ m}^3/\text{s}$ (en comparación con la incerteza inicial del modelo). Además, se observa una mayor amplitud en el rango de los caudales simulados, para los meses de lluvia de los periodos todo el año, invierno y llenado de la cuenca para SC-1, SC-3 y SC-4. El efecto contrario sucede para una incerteza negativa en las precipitaciones, donde se reduce la amplitud de los gráficos de cajas, acercando los límites de los cuartiles a la mediana para periodos de lluvia, lo cual refleja una disminución de caudales altos, mostrando alta sensibilidad a éstos, y quedando en manifiesto cómo el tercer cuartil disminuye más en relación con el primer cuartil. Los gráficos de caja de la Figura 6 confirman los resultados observados en la Figura 5 sobre la mayor influencia en los periodos de lluvia sobre las salidas del modelo y la relativa independencia del modelo respecto de la incertidumbre en las precipitaciones durante los periodos de vaciado y verano.

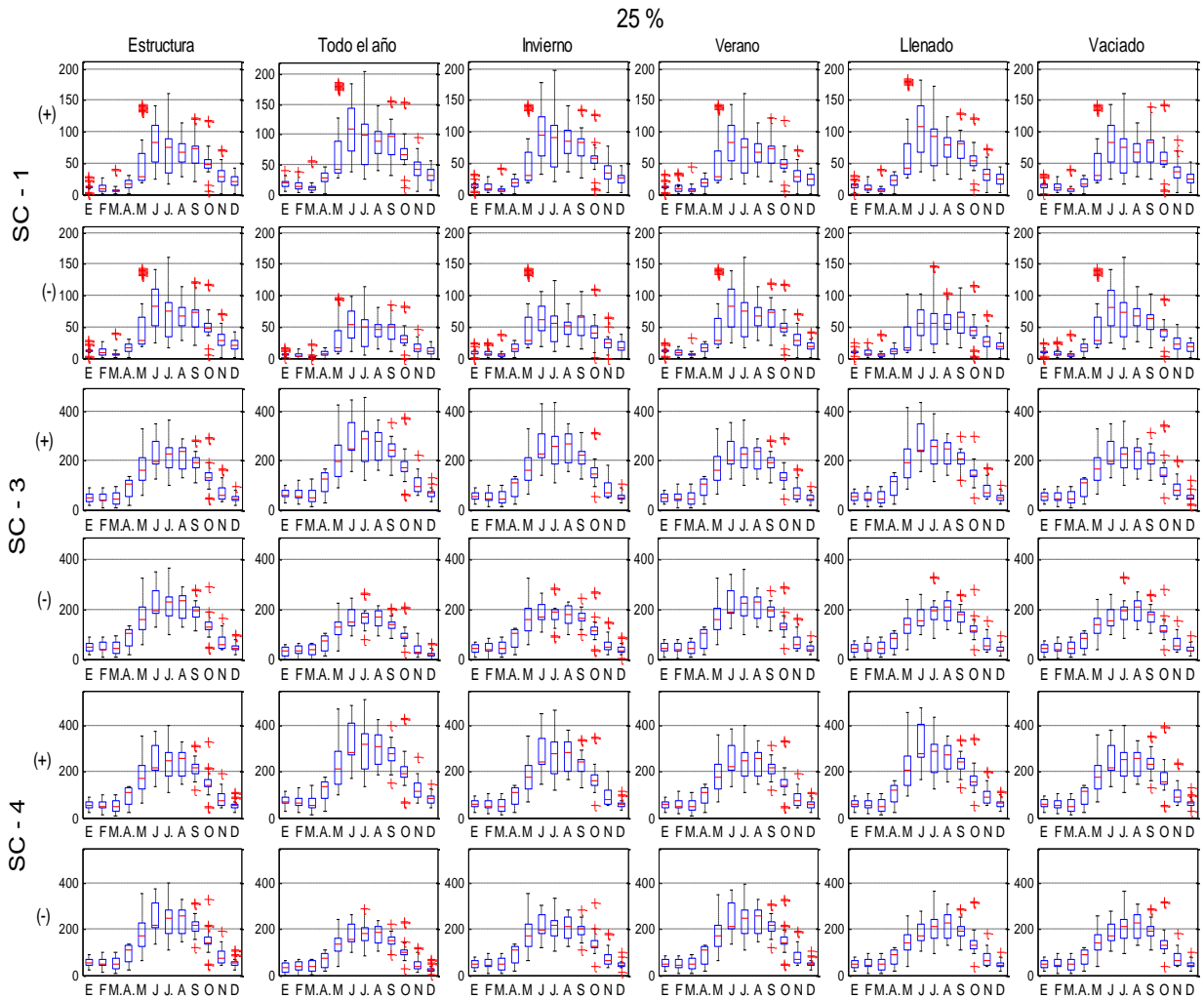


Figura 6. Gráficos de caja de los caudales de salida del modelo para el periodo simulado en función de una variación porcentual positiva y negativa de un 25% en las precipitaciones (manteniendo fija la incertidumbre del modelo, p. ej., estructura y parametrización). El eje de las abscisas muestra los meses del año y el eje de las ordenadas los caudales simulados en m^3/s .

Conclusiones

Se analizó y cuantificó el efecto de incertidumbre en las precipitaciones sobre la estimación de caudales de un modelo hidrológico semi-distribuido. Como resultado se obtuvo que la incertidumbre en las precipitaciones en periodos donde éstas se concentran (invierno) tiene un efecto proporcional sobre las salidas (caudales) de un modelo hidrológico. Por otra parte, en verano, la incertidumbre en las salidas de un modelo es insensible a variaciones en las precipitaciones en el mismo periodo. Por lo tanto, si se requieren construir modelos predictivos, según el uso de éste, se deben definir los puntos críticos a abordar si se desea acotar la incertidumbre de un modelo hidrológico. Si se requiere un modelo para riego, entonces resulta necesario estimar de forma adecuada las condiciones de almacenamiento de la cuenca, pues la incertidumbre en las precipitaciones en verano no afecta en gran medida la incertidumbre en las salidas del modelo. Por otra parte, si se requiere un modelo para el pronóstico de caudales en invierno o para gestionar embalses, resulta imprescindible realizar una correcta estimación de las precipitaciones y acotar la incertidumbre asociada con esta variable; de lo contrario, dicha incertidumbre se traspassa casi en su totalidad hacia los caudales estimados por el modelo.

Del análisis de propagación de incertidumbre hacia aguas abajo en los resultados del modelo semi-distribuido utilizado, se observó que la magnitud de los caudales simulados tiene una mayor incidencia que la propagación de la incertidumbre. Por lo tanto, adquiere aun mayor importancia la adecuada medición y estimación de precipitaciones en la cuenca o la acertada estimación del nivel de almacenamiento (según sea el propósito de la modelación).

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Dirección General de Aguas por proporcionar la información pluviométrica y fluviométrica, y al proyecto Fondecyt 11121287 "Hydrological process dynamics in Andean basins. Identifying the driving forces, and implications in model predictability and climate change impact studies", el cual apoyó el desarrollo de esta investigación.

Referencias

- Bárdossy, A. (2007). Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(2), 703-710.
- Beven, K., & Binley, A. (1992). The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6, 279-298.
- Beven, K., & Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems. *Journal of Hydrology*, 249, 11-29.
- Butts, M., Payne, T., Kristensen, M., & Madsen, H. (2004). An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 298, 242-266.
- Deletic, A., Dotto, C., McCarthy, D., Kleidorfer, M., Freni, G., Mannina, G. *et al.* (2012). Assessing uncertainties in urban drainage models. *Physics and Chemistry of the Earth*, 42-44, 3-10.
- Dirección General de Aguas, DGA. (1983). *Balance Hidrológico Nacional Regiones VIII, IX y X*. México, DF: Dirección General de Aguas.
- Dirección General de Aguas, DGA. (2013). *Sendas del agua. Desafíos de la Nueva Estrategia Nacional de Recursos Hídricos*. Recuperado de <http://www.dga.cl/Documents/Sendasdelagua012013.pdf>
- Fekete, B., Vörosmary, C., Roads, J., & Willmott, C. (2004). Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *Journal of Climate*, 17, 294-304.
- Gattke, C., & Schaumann, A. (2007). Comparison of different approaches to quantify the reliability of hydrological simulations. *Advances in Geoscience*, 6, 15-20.
- Gupta, H., Kling, H., Yilmaz, K., & Martinez, G. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 377, 80-91.
- Grupo Intergubernamental sobre Cambio Climático, IPCC. (2007). *Informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Recuperado de https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf

- Grupo Intergubernamental sobre Cambio Climático, IPCC. (2013). *Intergovernmental Panel on Climate Change*. Recuperado de http://www.climatechange2013.org/images/uploads/WGIAR5_WG_I12Doc2b_FinalDraft_All.pdf
- Mardones, M., & Vargas, J. (2005). Efectos hidrológicos de los usos eléctricos y agrícolas en la cuenca del río Laja (Chile Centro-Sur). *Revista de Geografía Norte Grande*, 33, 89-102.
- McMillan, H., Krueger, T., & Freer, J. (2012). Benchmarking observational uncertainties for hydrology: Rainfall, river discharge and water quality. *Hydrological Processes*, 26, 4078-4111.
- Muñoz, E. (2010). *Desarrollo de un modelo hidrológico como herramienta de apoyo para la gestión del agua. Aplicación a la cuenca del Río Laja, Chile* (tesis de maestría). Universidad de Cantabria, Escuela de Caminos Canales y Puertos, Santander, España.
- Muñoz, E. (2011). Perfeccionamiento de un modelo hidrológico aplicación de análisis de identificabilidad dinámico y uso de datos grillados (tesis de doctorado). Departamento de Recursos Hídricos, Universidad de Concepción, Chillán, Chile.
- Muñoz, E., Álvarez, C., Billib, M., Arumí, J. L. & Rivera, D. (2011). Comparison of gridded and measured rainfall data for hydrological studies at basin scale. *Chilean Journal of Agricultural Research*, 71(3), 459-468.
- Muñoz, E., Arumí, J. L., & Rivera, D. (2013). Watersheds are not static: Implications of climate variability and hydrologic dynamics in modeling. *Bosque*, 34(1), 7-11.
- Muñoz, E., Rivera, D., Vergara, F., Tume, P., & Arumí, J. L. (2014). Identifiability analysis: Towards constrained equifinality and reduced uncertainty in a conceptual model. *Hydrological Sciences Journal*, 59(9), 1690-1703.
- Nash, J., & Sutcliffe, J. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Ortiz, G., Muñoz, E., & Tume, P. (octubre, 2011). Incerteza en las variables de entrada de un modelo hidrológico conceptual. Efectos sobre la incerteza en las salidas. *XX Congreso Chileno de Hidráulica*. Congreso llevo a cabo en Santiago, Chile.

- Rango, A., & Martinec, J. (1995). Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Journal of the American Water Resources Association*, 31(4), 657-669.
- Shen, Z., Chen, L., & Chen, T. (2012). Analysis of parameter uncertainty in hydrological and sediment modeling using GLUE method: A case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 121-132.
- Wagener, T., Lees, M., & Wheeler, H. (2004). *Monte-Carlo analysis toolbox user manual*. Recuperado de <http://www3.imperial.ac.uk/ewre/research/software/toolkit>
- Westerberg, I., & McMillan, H. (2015). Uncertainty in hydrological signatures. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(9), 3951-3968.
- Willmott, C., & Matsuura, K. (2009). *Terrestrial air temperature and precipitation: Monthly and annual time series (1900-2008). Version 3.01*. Recuperado de <http://climate.geog.udel.edu/climate>
- Zúñiga, R., Muñoz, E., & Arumí, J. (2012). Estudio de los procesos hidrológicos de la cuenca del río Diguillín. *Obras y Proyectos*, 11, 69-78.