

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**  
**XXIII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**

**ESTIMACIÓN DE TENDENCIAS DE CAUDALES MÁXIMOS Y MÍNIMOS ANUALES  
A TRAVÉS DE MODELACIÓN HIDROLÓGICA. CASO DE ESTUDIO CUENCA DEL  
RÍO ALLIPÉN.**

**YELENA MEDINA<sup>1,2</sup>**  
**ENRIQUE MUÑOZ<sup>2,3</sup>**

**RESUMEN**

Conocer el historial de eventos hidrológicos extremos proporciona la información necesaria, tanto para la planificación y gestión de los recursos hídricos, como para el diseño de medidas de prevención contra los desastres generados por estos eventos. En este estudio se propone una metodología para estimar las tendencias a largo plazo de los caudales medios diarios mínimos y máximos anuales en cuencas con disponibilidad acotada de información hidrológica. Para llevar a cabo el estudio, se analizó la cuenca del río Allipén, ubicada en el sur de Chile, implementando el modelo hidrológico HBV a paso de tiempo diario. Mediante una calibración utilizando sólo 5 años de registros se generaron las series de caudales medios diarios y se derivaron las series de valores extremos. Para analizar el efecto de la longitud de tiempo en el cálculo de tendencias, se eliminaron 2, 5 o 10 años de caudales de un total de 21 años simulados, de forma aleatoria. Los resultados muestran que, en los casos con 19 y 16 años de caudales simulados, las pendientes de las tendencias de los caudales mínimos varían menos que las pendientes de los caudales máximos. Por otra parte, para el caso de 11 años de caudales simulados, la tendencia de caudales medios diarios máximos y mínimos muestran mayor incertidumbre que en los primeros dos casos. Por lo tanto, es válido utilizar un modelo hidrológico para simular los caudales medios diarios extremos y estimar las tendencias de largo plazo con al menos 16 años de información meteorológica y fluviométrica.

---

<sup>1</sup>Estudiante Postgrado, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción – ypmedina@ing.ucsc.cl

<sup>2</sup>Investigador(a), Centro de Investigación en Biodiversidad y Ambientes Sustentables CIBAS, Universidad Católica de la Santísima Concepción

<sup>3</sup>Profesor Asociado, Departamento Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción – emunozo@ucsc.cl

## 1. INTRODUCCIÓN

La disponibilidad de agua cambia cada año debido a fenómenos locales, globales, naturales y antropogénicos. Estos cambios y el constante aumento de la demanda, ya sea para consumo humano, riego, hidroelectricidad y/o uso industrial requiere que la planificación y gestión de los recursos hídricos sea cada vez más eficiente (Muñoz, 2011). Dentro de los estudios para analizar el comportamiento hidrológico de una cuenca, es importante conocer las tendencias de caudales máximos y mínimos, sin embargo, el cálculo de tendencias hidrológicas se dificulta cuando la información hidro-meteorológica disponible es limitada.

A pesar de los progresos científicos y tecnológicos, la población sigue expuesta a eventos hidrológicos extremos, como inundaciones y sequías (Cheng et al., 2009). Probablemente estos eventos se repetirán en el futuro, por lo tanto, conocer su historial proporciona información fundamental para la localización, planificación y diseño de medidas estructurales y no estructurales en relación a la gestión hídrica (Knox y Kundzewicz, 1997). Entre las medidas estructurales se tiene la infraestructura (e.g. depósitos de almacenamiento, diques, canales de regulación, canales de transferencia, plantas de desalinización, etc.), mientras que entre medidas no estructurales se tienen herramientas científicas, de gestión y gobernanza (por ejemplo, herramientas de pronósticos, manejo de la demanda y conservación del agua, entre otras). Estas últimas son cada vez más necesarias debido a los altos costos y la posibilidad de efectos secundarios que presentan las medidas estructurales (Kundzewicz et al. 1993).

En la actualidad existen diversos modelos hidrológicos, componentes irremplazables en estudios relacionados con, por ejemplo, predicción de crecidas y sequías, estimaciones de disponibilidad de recursos hídricos e impactos por cambio climático (Wagener y Kollat, 2006). La mayoría de los modelos hidrológicos usados pueden ser clasificados como conceptuales, donde los parámetros, o al menos algunos de ellos, no tienen interpretación o medición física directa, por lo que deben ser estimados a través de calibración (Wagener et al. 2001; Wagener et al. 2004).

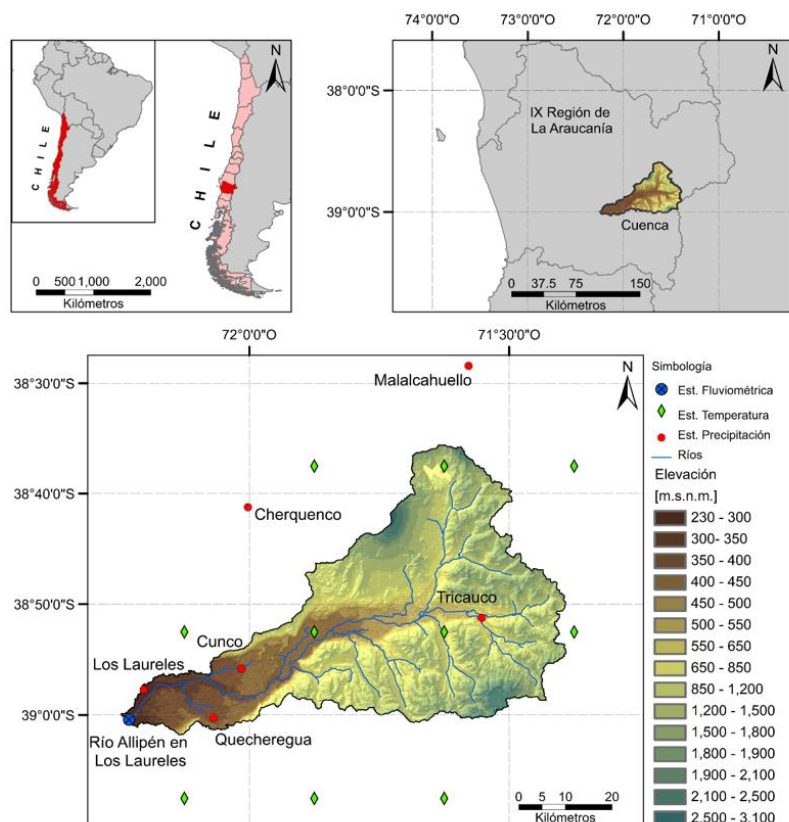
En este estudio se utiliza el modelo hidrológico HBV (Bergström, 1972). El modelo HBV corresponde a un modelo de uso libre y existen versiones que varían en complejidad y utilidad. Existen aplicaciones de este modelo en cerca de 30 países (Bergström, 1972), por ejemplo, en Bélgica (Driessen et al. 2010), Suecia (Seibert. 2000; Lindström et al. 1997), China (Rusli et al., 2015), Estados Unidos (Wagener y Kollat, 2006), entre otros, siendo una alternativa adecuada para la estimación de caudales en variados tipos de cuencas.

El objetivo del presente estudio es proponer y validar una metodología para estimar las tendencias de largo plazo de caudales medios diarios mínimos anuales y máximos anuales en cuencas con disponibilidad acotada de información hidrológica (menor a 20 años). Para ello, utilizando un modelo hidrológico e información hidrológica normalmente disponible en cuencas de Chile, se realiza una estimación de las proyecciones de caudales incluyendo además una estimación de la incertidumbre asociada.

## 2. MÉTODOS

### Área de Estudio

El área de estudio contempla la cuenca del río Allipén hasta la estación Río Allipén en Los Laureles (1652 km<sup>2</sup>) ubicada en la región de La Araucanía, Chile y controlada por la Dirección General de Aguas (Figura 1). El río Allipén se forma cerca del caserío de Melipeuco, en la cordillera de Los Andes, de la confluencia del río Trufultruful y del río Zahuelhue, y drena la cuenca que se desarrolla entre la cordillera de Melo por el noroeste, los nevados de Sollipulli por el sur, el volcán Llaima por el norte y el cordón divisorio con la cuenca del alto Biobío por el este (Niemeyer, 1980). El clima de la zona varía de templado cálido lluvioso en el sector centro y bajo de la cuenca, a templado frío lluvioso con influencia mediterránea en el sector precordillerano. Las precipitaciones pueden llegar a los 3000 mm anuales, y las temperaturas medias mensuales oscilan entre -3°C y 18°C. La cuenca presenta un aporte principal de tipo pluvial con una leve influencia nival en la parte alta, mostrando un régimen pluvio-nival. En el sector alto de la cuenca se destaca la existencia de formaciones rocosas de origen sedimentario volcánico del período Terciario y Cuaternario, mientras que en el valle central existe material de relleno o depósitos no consolidados de origen glacial y materiales aluviales de alta permeabilidad (DGA, 2004).



**Figura 1.** Ubicación geográfica y modelo digital de elevaciones cuenca Río Allipén en Los Laureles. El punto azul muestra la ubicación de la estación fluviométrica, los puntos rojos la ubicación de las estaciones pluviométricas y los rombos verdes de las estaciones grilladas de temperatura publicadas por la Universidad de Princeton.

## Datos

Para la implementación del modelo HBV se requieren series de precipitación media diaria, temperatura media diaria, y evapotranspiración mensual representativa de la cuenca. Las estaciones pluviométricas Los Laureles, Quecheregua, Cunco, Cherquenco, Tricauco y Malalcahuello (ver ubicación en Figura 1), controladas por la Dirección General de Aguas (DGA), fueron utilizadas para estimar la precipitación media de la cuenca a través del método Inverso de la Distancia. Debido a la ausencia de registros de temperatura, se obtuvieron series grilladas de 0.25° de resolución (~ 25 km) publicadas por el Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental de la Universidad de Princeton (Sheffield et al., 2006) y se utilizó el método de Polígonos de Thiessen para su interpolación. A partir de estos registros se estimó la evapotranspiración potencial a través del método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948).

Por otra parte, para calibrar, validar y llevar a cabo los análisis se utilizaron registros fluviométricos de la estación Allipén en Los Laureles para el período comprendido entre 1990 y 2010. Adicionalmente para analizar los resultados de las proyecciones se consideraron los registros disponibles desde 1951 a 2010.

## Modelo Hidrológico

El modelo HBV (Bergström, 1972) corresponde a un modelo de balance hídrico pluvio-nival de tipo conceptual que puede ser utilizado como un modelo agregado o semi-distribuido. Para este estudio se utilizó como modelo agregado, que corresponde a la versión simplificada presentada por Aghakouchak and Habib (2010). Esta versión simula descargas diarias usando series de precipitación y temperatura diarias, y promedios mensuales a largo plazo de temperatura y evapotranspiración potencial.

El modelo consiste en tres módulos principales, un módulo de nieve, un módulo de precipitación efectiva y humedad del suelo, y un módulo de respuesta (Bergström, 1992). El primer módulo controla la acumulación y derretimiento de nieve. La precipitación se acumula como nieve cuando la temperatura se encuentra por debajo de un valor umbral (TT), de lo contrario, el modelo considera la precipitación como lluvia y comienza la subrutina de deshielo. La contribución del deshielo a la escorrentía se estima a través del método grado-día simple (Bergström, 1972), dependiendo de la diferencia entre la temperatura real y la temperatura umbral.

El segundo módulo determina la contribución de la precipitación a la infiltración y a la escorrentía superficial. Primero, calcula la evapotranspiración potencial diaria (ETPa) reduciendo el valor mensual en base a un factor de corrección (C), a la temperatura media diaria y a los promedios mensuales a largo plazo de temperatura y evapotranspiración potencial (Bergström, 1992). El punto de marchitez permanente (PMP) es una fracción (LP) de la máxima humedad del suelo (FC), cuando la humedad supera el valor de PMP, la evapotranspiración real (ET) es igual a la evapotranspiración potencial diaria. Por otra parte, cuando SM está por debajo de PMP se aplica una reducción lineal a la evapotranspiración. Posteriormente, el modelo calcula la escorrentía ( $\Delta Q$ ), que depende de la precipitación ( $\Delta P$ ), de la humedad del suelo (SM), de la capacidad de campo (FC) y un coeficiente empírico ( $\beta$ ).

Finalmente, el módulo de respuesta estima el caudal basándose en dos reservorios, uno sobre el otro. El reservorio superior representa el flujo cercano a la superficie, mientras que el inferior simula el flujo base (contribución de agua subterránea) y ambos están conectados a través de una tasa de percolación (Perc). Hay tres salidas, dos en el reservorio superior ( $Q_0$  y  $Q_1$ ) y una en el inferior ( $Q_2$ ). Cuando el nivel del agua en el depósito superior supera un valor umbral (L), la escorrentía se produce rápidamente en la parte superior de este ( $Q_0$ ). Las respuestas de las otras dos salidas son relativamente más lentas ( $Q_1$  y  $Q_2$ ) y se utilizan coeficientes de recesión  $K_0$ ,  $K_1$  y  $K_2$ , para asegurar que  $Q_0$  sea la respuesta más rápida, y que  $Q_2$  sea más lenta que  $Q_1$ .

Para una descripción más detallada del modelo se recomienda consultar Bergström (1992), Aghakouchak y Habib (2010), y Seibert (2005).

Adicionalmente, se incorporó un parámetro de ajuste de las precipitaciones (A). Este parámetro permite que el modelo consiga un balance de masa en el largo plazo (Muñoz et al., 2014) y con ello corregir la subestimación de precipitaciones producto de la ausencia de registros en las zonas más altas de cada cuenca.

La Tabla 1 presenta una breve descripción de los parámetros y rangos iniciales utilizados que se obtuvieron de Aghakouchak y Habib (2010), y Kollat et al. (2012).

**Tabla 1.** Parámetros del modelo y rangos utilizados para el análisis.

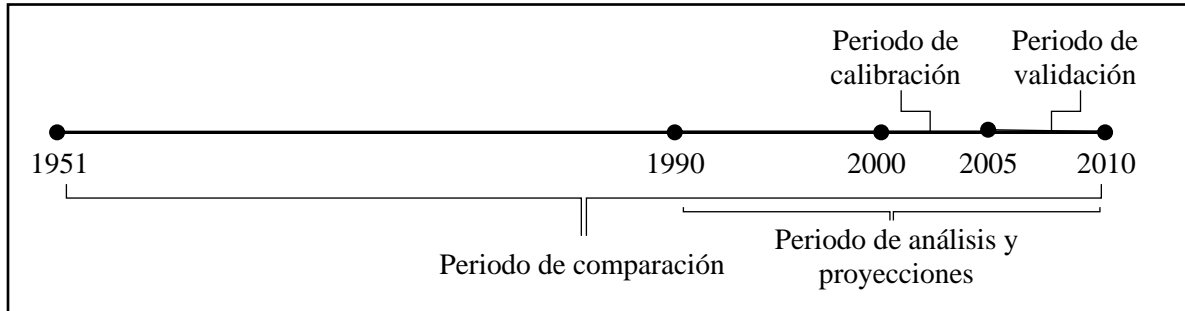
Parámetro	Descripción	
<b>Balance de masa</b>		
A	Parámetro de modificación de las precipitaciones.	0.8-2.5
<b>Módulo de nieve</b>		
TT (°C)	Temperatura umbral que indica el inicio del derretimiento (normalmente 0 °C).	0
$C_{melt}$ ( $mm^{\circ}C^{-1}d^{-1}$ )	Fracción de nieve que se derrite sobre la temperatura umbral (TT) de inicio del derretimiento.	0.5-7
$S_f$	Factor de ajuste para acumulación de nieve.	0.5-1.2
<b>Módulo de humedad</b>		
FC (mm)	Máxima humedad (almacenamiento en la capa de suelo)	0-2000
$\beta$	Coefficiente empírico que representa la variación de la zona de humedad del suelo	0-7
LP	Fracción de la máxima humedad del suelo para calcular el punto de marchitez permanente (PMP=LP*FC)	0.3-1
C (°C <sup>-1</sup> )	Factor de corrección para la evapotranspiración potencial	0.01-0.3
<b>Módulo de respuesta</b>		
L (mm)	Umbral para respuesta rápida de escorrentía	0-100
$k_0$ ( $d^{-1}$ )	Coefficiente respuesta rápida (reservorio superior)	0.3-0.6
$k_1$ ( $d^{-1}$ )	Coefficiente respuesta lenta (reservorio superior)	0.1-0.2
$k_2$ ( $d^{-1}$ )	Coefficiente respuesta reservorio inferior	0.01-0.1
$k_p$ ( $d^{-1}$ )	Coefficiente del flujo máximo para la percolación	0.01-0.1

## Metodología

Para mayor comprensión del desarrollo de la metodología, la Figura 2 detalla los periodos en que se realizó cada procedimiento. Para implementar el modelo, se realizó un proceso de calibración y validación. Para la calibración se utilizó un periodo de 6 años (2000-2005), y para la validación un periodo de 5 años siguientes (2006-2010). En la calibración se descartó el primer año del análisis

(año 2000) para eliminar la influencia de los valores de partida sobre los resultados (Seibert y Vis, 2012).

Para obtener un set de parámetros que representen la cuenca en estudio, se realizó una calibración a partir de un análisis de sensibilidad regional utilizando la herramienta *Monte Carlo Analysis Toolbox* (MCAT). Se realizaron 10,000 simulaciones a paso de tiempo diario, utilizando conjuntos de parámetros seleccionados de manera aleatoria dentro del rango válido de cada parámetro del modelo.



**Figura 2.** Esquema de periodos en los que se realizó cada procedimiento. Periodo de calibración (2000-2005); periodo de validación (2006-2010); periodo de análisis y proyecciones de tendencias (1990-2010) y registro completo de caudales para comparación (1951-2010).

Con motivo de representar de manera independiente la tendencia de los caudales medios diarios mínimos y medios diarios máximos, se realizaron dos calibraciones en base a las funciones objetivo Error Cuadrático Medio (RMSE) y Transformada del Error Cuadrático Medio (TRMSE), que hacen énfasis en los caudales altos y bajos, respectivamente (van Werkhoven et al., 2009; Kollat et al., 2012).

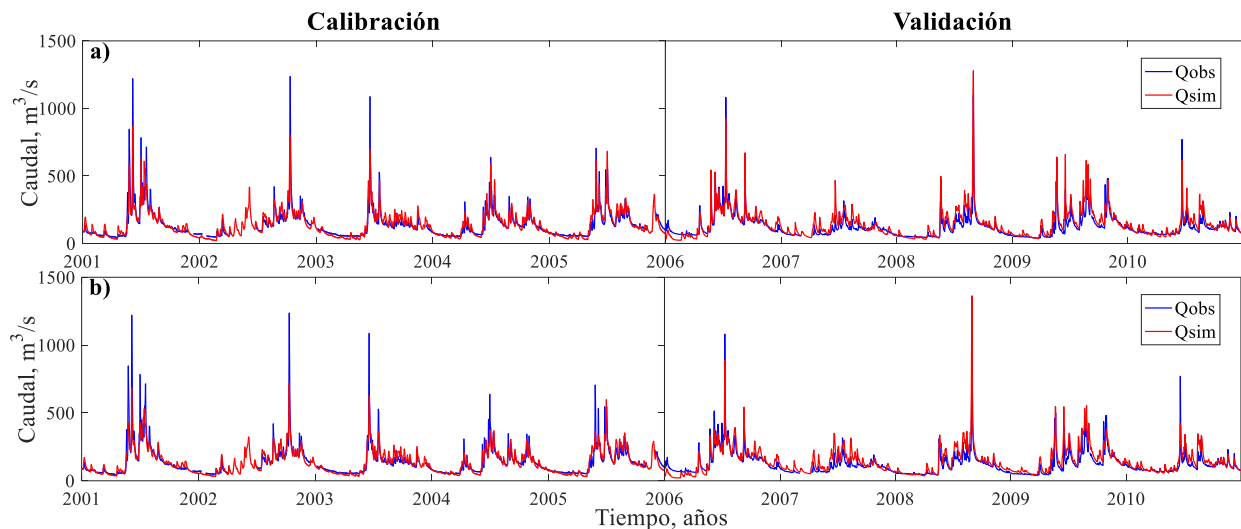
Luego del proceso de calibración, se simularon los caudales medios diarios y se extrajeron los valores mínimos y máximos anuales para el periodo 1990-2010. Con el objetivo de conocer el efecto de la longitud temporal de las series de datos sobre la estimación de las tendencias en los caudales máximos y mínimos anuales, se estudiaron tres situaciones. Se eliminaron de forma aleatoria 2, 5 y 10 años de caudales simulados, y se analizaron las tendencias según las combinaciones posibles de cada caso, que fueron 210, 20,349 y 352,716, respectivamente. Para analizar la influencia de la longitud temporal de cada conjunto de datos, se obtuvieron las bandas de incertidumbre entre el 5% y 95%, asociadas a las tendencias calculadas. Finalmente se compararon las tendencias estimadas de cada situación con la tendencia observada del periodo completo de registros de caudales de la estación la estación Allipén en Los Laureles (1951-2010).

### 3. RESULTADOS

La Tabla 2 muestra los resultados de la calibración y validación. De modo complementario se muestra también el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) a modo informativo. La Figura 3 muestra una comparación de los caudales observados y simulados para los periodos de calibración y validación con respecto a cada función objetivo utilizada. A partir los valores obtenidos se acepta el modelo para su uso en el posterior análisis.

**Tabla 2.** Valores de las funciones objetivo.

Proceso	Periodo	RMSE	NSE	TRMSE	NSE
Calibración	2001-2005	40.41	0.87	0.86	0.71
Validación	2006-2010	46.94	0.70	1.39	0.66

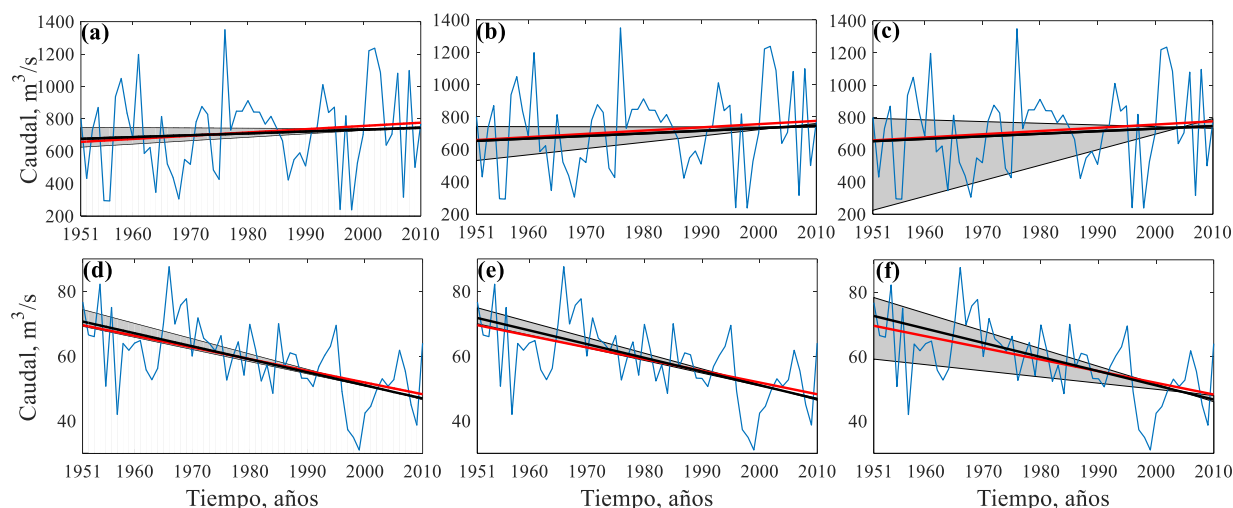


**Figura 3.** Caudales observados y simulados en la calibración y validación, en base a funciones objetivo (a) RMSE (b) TRMSE.

Las Figuras 4(a), 4(b) y 4(c) muestran la tendencia de los caudales diarios máximos anuales observados, la tendencia media de los resultados obtenidos eliminando 2, 5 y 10 años, respectivamente, y las bandas de incertidumbre para cada caso. De la misma forma en las Figuras 4(d), 4(e) y 4(f) se muestran las tendencias y bandas de incertidumbre para caudales diarios mínimos anuales.

En las Figuras 4(a), 4(b), 4(d) y 4(e), se observa que las medianas de las tendencias son similares a las tendencias observadas. También se muestran los rangos en el que pueden variar las pendientes de las tendencias, donde se observa que, en los casos con información de 19 y 16 años, que las tendencias de los caudales mínimos anuales presentan menor variación. Sin embargo, a pesar de que las pendientes de las tendencias de los caudales máximos presentan una variación mayor en comparación con las tendencias obtenidas para los caudales mínimos, esta diferencia se mantiene en torno a la mediana.

Para el caso de la tendencia de los caudales diarios máximos y mínimos anuales estimada con 11 años de información, la incertidumbre aumenta y la pendiente de la mediana de las tendencias se vuelve más pronunciada, diferenciándose de la tendencia derivada a partir de registros.



**Figura 4.** Bandas de incertidumbre (superficie gris), mediana de las tendencias simuladas (línea negra) y tendencias observadas (línea roja) de caudales diarios máximos y mínimos anuales para (a) y (d) 19 años de simulación, (b) y (e) 16 años de simulación, y (c) y (f) 11 años de simulación. Adicionalmente se muestra de fondo (línea azul) las series de caudales extremos observados, máximos anuales (superior) y mínimos anuales (inferior).

#### 4. CONCLUSIONES

Se plantea una metodología para calcular la tendencia de caudales medios diarios mínimos y máximos anuales a través de modelación hidrológica en cuencas con información hidrológica limitada (meteorológica y fluviométrica). A partir de los resultados obtenidos, se considera que utilizar un modelo hidrológico calibrado con 5 años de registros fluviométricos resulta suficiente para simular los caudales medios diarios extremos. Por otra parte, para estimar las tendencias de largo plazo de dichos caudales es necesario simular al menos 16 años de caudales, de lo contrario la incertidumbre en las estimaciones resulta alta a niveles en que incluso se obtienen tendencias contrapuestas en los caudales extremos.

#### REFERENCIAS

Aghakouchak, A. and Habib, E. 2010. Application of a Conceptual Hydrologic Model in Teaching Hydrologic Processes. *International Journal of Engineering Education* 26 (4), 963-973.

Bergström, S. 1972. Utvechling och tillämpning av en digital avrinningsmodell (Development and application of a digital runoff model, in Swedish), SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). Notiser och preliminära rapporter. Serie HydrologI 22.

Cheng, Q., L. Li, y L. Wang, 2009. Characterization of peak flow events with local singularity method. *Nonlinear Processes in Geophysics* 16:503-513.



Dirección General de Aguas. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del Río Toltén. Santiago, Chile.

Driessen, T.L.A., Hurkmans, R.T.W.L., Terink, W., Hazenberg, P., Torfs, P.J.J.F., Uijlenhoet, R. 2010. The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model. *Hydrology and Earth System Sciences* 14, 651-665.

Knox, J. C., Kundzewicz, Z. W. 1997. Extreme hydrological events, palaeo-information and climate change. *Hydrological Sciences – Journal-des Sciences Hydrologiques*, 42(5).

Kollat, J.B, Reed, P.M. y Wagener, T. 2012. When are multiobjective calibration trade-offs in hydrologic models meaningful? *Water Resources Research*, 48.

Kundzewicz, Z.W., D. Rosbjerg, S.P. Simonovic, and K. Takeuchi. 1993. Extreme Hydrological Events: Precipitation, Floods, and Droughts. IAHS Publication N0 213, Yokohama, Japan, pp. 1-7.

Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S. 1997. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Swedish Meteorological and Hydrological Institute*, 272-288.

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., Rivera, D., Vergara, F., Tume, P. and Arumí, J. 2014. Identifiability analysis: towards constrained equifinality and reduced uncertainty in a conceptual model. *Hydrological Sciences Journal*, 59(9), 690-1703.

Niemeyer, H., 1980. Hoyas hidrográficas de Chile: IX Región. Santiago, Chile: Dirección General de Aguas.

Rusli S., Yudianto D. y Liu J. 2015. Effects of temporal variability on HBV model calibration. *Water Science and Engineering*, 8 (4), 291-300.

Saibert, J. 2000. Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2), 215-224.

Saibert, J. 2005. HBV-light version 2 user's manual. Department of Physical Geography. Stockholm University.

Seibert J y Vis M. 2012. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3315-3325.

Sheffield, J., G. Goteti, and E. F. Wood, 2006: Development of a 50-yr high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling, *J. Climate*, 19 (13), 3088-3111.

Thornthwaite, C. 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38(1), 55.

Van Werkhoven, K., Wagener, T., Reed, P. and Tang, Y. 2009. Sensitivity-guided reduction of parametric dimensionality for multi-objective calibration of watershed models. *Advances in Water Resources*, Vol. 32, pp1154-1169.

Wagener, T., Boyle, D., Lees, M., Wheater, H., Gupta, H. and Sorooshian, S. 2001. A framework for development and application of hydrological models. *Hydrological and Earth System Sciences*, 5(1), 13-26.

Wagener, T., y Kollat, J. 2006. Numerical and visual evaluation of hydrological and environmental models using the Monte Carlo analysis toolbox, *Environ. Modell. Softw.*, 22, 1021-1033.

Wagener, T., Wheater, H. S., and Gupta, H. V. 2004. Identification and evaluation of watershed models, *Calibration of watershed models*, 29-47.