

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXIV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA GENERACIÓN
DE ESCORRENTÍA EN UNA CUENCA GLACIAR ANDINA**

ROSSANA ESCANILLA¹
HERNÁN ALCAYAGA¹
ROBERTO URRUTIA²
CHRISTOPHE KINNARD³
MARCO SOTO-ÁLVAREZ¹

RESUMEN

El acelerado retroceso de las áreas glaciares y nivales se debe, en parte, a las perturbaciones climáticas ocasionadas por el cambio climático, donde se destaca el aumento de las temperaturas y, en consecuencia, una elevación de la isoterma cero. Lo anterior, sumado a una tendencia de disminución de precipitaciones, dificulta las precipitaciones en estado sólido, por lo que disminuye la acumulación de agua en estado sólido.

El objetivo de este trabajo es alcanzar una mejor comprensión de los procesos hidrológicos que ocurren en una cuenca glacio-nival y realizar un pronóstico de caudales considerando diferentes escenarios de cambio climático. El sitio de estudio corresponde a la subcuenca alta del Río Tinguiririca (140.73 km²), donde casi el 20% de la superficie está cubierta por el Glaciar Universidad, en la Región de O'Higgins, Chile.

Para la modelación de esta cuenca primero se calibró el modelo hidrológico semi distribuido Snowmelt Runoff Model + Glacier (SRM+G), simulando la escorrentía generada para el periodo 2012-2013, a escala diaria y mensual. Bajo los escenarios RCP 4.5 y RCP 8.5 se generan variaciones de precipitación y temperaturas, que se incorporan en el modelo hidrológico. Los resultados obtenidos para el año 2100, corresponden a un aumento en la escorrentía de 57.8% para el escenario de emisión más bajo y 68.3% para el escenario de emisión más pesimista.

¹Facultad de ingeniería y Ciencias, Universidad Diego Portales. – rescscanillam@gmail.com

² Centro EULA de la Universidad de Concepción.

³ Departamento de Ciencias Ambientales, Universidad de Quebec.

1. INTRODUCCIÓN

El agua proveniente de los deshielos de glaciares desempeña un papel vital como recurso hídrico para localidades situadas aguas abajo de cuencas de alta montaña. Este almacenamiento de agua natural se ve afectado por el cambio climático, ya que la disminución volumétrica de los glaciares provoca pérdidas neta del agua almacenada, llegando a aumentos significativos pero efímeros de la escorrentía en periodo de ablación (Huh, Baraër, Mark, & Ahn, 2018).

Los Andes centrales representan la principal fuente de agua dulce para Chile. La criósfera andina funciona como embalse natural almacenando grandes volúmenes de agua en estado sólido, es por ello que las cuencas de alta montaña son dominadas por un régimen nival que, en conjunto con los glaciares ubicados al centro sur del país, generan una alta dependencia sobre la generación de escorrentía en los periodos de ablación (Ayala et al., 2016).

En este contexto, se pueden analizar las consecuencias del cambio climático, que se vuelven de vital importancia frente a zonas donde predomina la acumulación de agua en estado sólido (Valdés-Pineda et al., 2014). Las tendencias establecidas a nivel mundial señalan que existirá un aumento en la temperatura y disminuirán las precipitaciones (IPCC, 2014). Esto se traduce en el aumento de la altura de la isoterma cero, que por consecuencia ocasiona una disminución en la precipitación sólida, generando un importante retroceso nival que va de la mano con el desprendimiento y derretimiento de importantes masas glaciares. Es por esto que tanto las cuencas de régimen nival como pluvial, se ven altamente expuestas a las variaciones climáticas generadas por la acción antropogénica.

A partir del Quinto Informe de Evaluación (AR5), realizado por el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) en el año 2014, se estableció que el clima futuro dependerá del calentamiento global generado a partir de las emisiones antropogénicas del pasado, de las emisiones futuras y de la variabilidad climática natural. Con esto se determinan los cuatro escenarios de vías de concentración representativas (RCPs), que indican las emisiones de gases de efecto invernadero, considerando como principal indicador la cantidad de dióxido de carbono en la atmósfera. A partir de estos escenarios de emisión, distintos centros de investigación generan Modelos de Circulación Global (GCMs) los cuales predicen escenarios climáticos futuros (IPCC, 2014).

El objetivo principal de este estudio es evaluar el impacto del cambio climático en la generación de escorrentía para una cuenca glaciar andina, para ello se calibra y valida el modelo hidrológico semi distribuido Snowmelt Runoff Model (Martinec et al., 2008), sumando el módulo Glacier para acoplar la respuesta de la zona glaciar de la cuenca. Posteriormente, se analizan dos escenarios de emisión: RCP 4.5 y RCP 8.5; estableciendo el primero como el escenario más favorable y el último como el más pesimista en términos de emisión. Se utilizan 65 GCMs para la generación de series de tiempo de precipitación y temperatura. Estas series de tiempo se evalúan en el modelo hidrológico generando 65 caudales de respuesta, donde es posible evaluar el impacto de estas predicciones en el caso estudiado.

2. DATOS Y MÉTODOS

Área de estudio

El Glaciar Universidad se ubica en la zona central de Chile (Figura 1a,b), en la parte alta de la cuenca del Río Tinguiririca (Figura 1c), donde se define un río dominado por un régimen glacio-

nival, donde los caudales máximos se generan entre los meses de noviembre y enero. El glaciar Universidad corresponde a un glaciar de valle y posee una extensión total de 27.6 km², con un rango de altitud que va desde los 2,427 a los 4,944 m.s.n.m. Además, posee dos zonas principales de acumulación, las cuales se unen en la zona de ablación, que se ubica a 2,790 m.s.n.m.

La cuenca en estudio se delimita a partir de un punto de control en la estación fluviométrica San Andrés, perteneciente a la hidroeléctrica con el mismo nombre, a aproximadamente 1,500 metros aguas abajo del glaciar y a una altitud de 1,890 m.s.n.m. (ver Figura 2). Esta cuenca posee un área total de 140.73 km² y la cobertura glaciar corresponde a un 19.6% del área total de la cuenca.

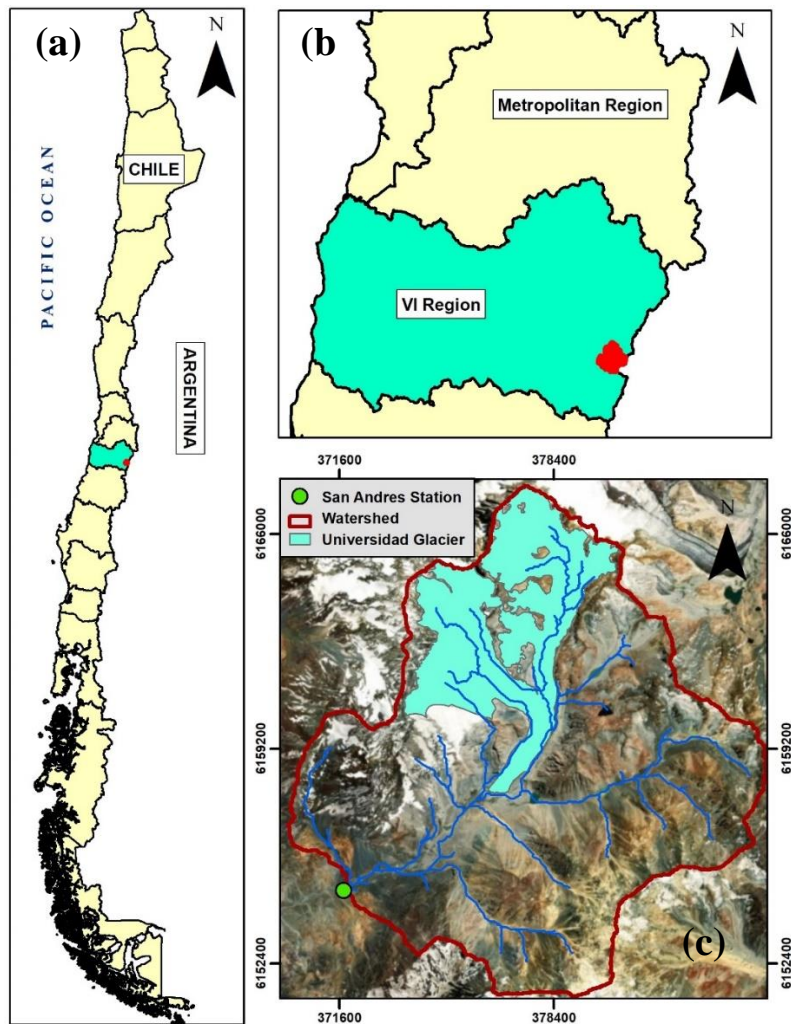


Figura 1. Ubicación del Glaciar Universidad en la zona central de Chile. (a) muestra la localización geográfica de la cuenca en el contexto de Chile, Argentina y el Océano Pacífico; (b) ubicación a nivel regional, entre la Región Metropolitana y la VI Región y el (c) muestra la delimitación de la cuenca con el punto de control en la Estación San Andrés además de la delimitación glaciar y red hídrica.

El año 2012 el Centro de Ciencias Ambientales EULA – Chile, instaló dos estaciones meteorológicas automáticas en zona de alta montaña de la Región de O’Higgins (Figura 2). La primera estación (llamada AWS1) se encuentra en la zona de ablación a 2,790 m.s.n.m. mientras que la segunda (llamada AWS2) se ubica en la zona de acumulación a 3,629 m.s.n.m. (EULA,

2017). Estas estaciones permitieron recolectar datos desde noviembre del 2012 a noviembre del 2014. De esta base de datos se obtienen series de temperatura y precipitación para los dos años señalados.

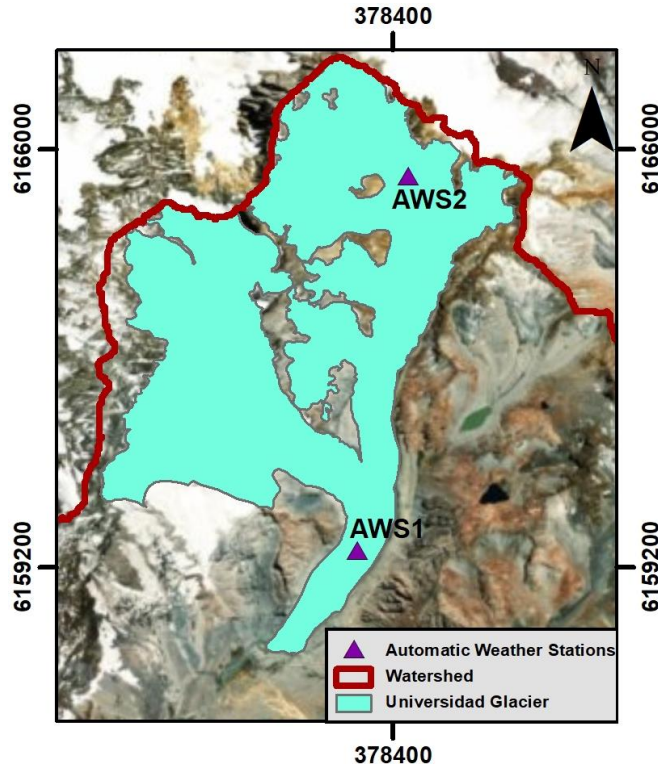


Figura 2. Delimitación del Glaciar Universidad, para el año 2014 y ubicación de las estaciones meteorológicas AWS1 y AWS2, localizadas en la zona de ablación y acumulación respectivamente.

Estructura del modelo hidrológico

Snowmelt Runoff Model + Glacier, es un modelo hidrológico semi distribuido, está diseñado para simular escorrentía a escala diaria en cuencas donde el derretimiento nivo-glaciar domina el proceso de generación de escorrentía. Ha sido aplicado con éxito en más de 100 cuencas nivales alrededor del mundo, sin presentar restricciones de superficie ($>900,000 \text{ km}^2$) o de elevación de las cuencas (rango de 0 a 8,840 m.s.n.m) (Martinec et al., 2008). La versión estándar posee dos componentes: nival y pluvial, por lo que para este estudio se utiliza un tercer módulo para adicionar la componente glaciar (Ismail and Bogacki, 2018). El modelo ha utilizado en otros estudios para simular la respuesta hidrológica de en algunas cuencas en Chile (Martinec et al., 2008) y su efectividad ha sido comprobada en la cuenca del río Tinguiririca en Bajo Briones (Escobar, 1992), aguas abajo de la cuenca de estudio.

El modelo calcula la cantidad total de agua producida a partir del derretimiento glaciar y nival de la cuenca, junto con la precipitación en la misma, con un paso de tiempo diario mediante la Ecuación (1):

$$Q_{n+1} = \sum_{i=1}^m \left\{ [M_{n,i} + R_{n,i} + G_{n,i}] \cdot \frac{10,000}{86,400} \right\} \cdot (1 - k_{n+1}) + Q_n k_{n+1} \quad (1)$$

donde Q es el caudal promedio diario ($m^3 s^{-1}$); M , R y G son el derretimiento nival, precipitación líquida y derretimiento glaciar promedios diarios ($cm d^{-1}$), respectivamente; k es el coeficiente de recesión; n el índice del día simulado; i y m los índices y número total de bandas de elevación. La escorrentía diaria por derretimiento nival (M), glaciar (G) y las precipitaciones (R) se calcula según las Ecuaciones (2), (3) y (4):

$$M_{n,i} = cS_{n,i} \cdot aS_{n,i} \cdot T_{n,i} \cdot sS_{n,i} \quad (2)$$

$$G_{n,i} = cG_{n,i} \cdot aG_{n,i} \cdot T_{n,i} \cdot sG_{n,i} \quad (3)$$

$$R_{n,i} = cR_{n,i} \cdot P_{n,i} \cdot sR_{n,i} \quad (4)$$

donde S , G y R corresponden a las áreas dominadas por los distintos tipos de procesos de generación de escorrentía (Snow, Glacier, Rain) en km^2 , c es el coeficiente de escorrentía de dichas áreas, a son los factores grado día para la nieve y el glaciar ($cm \text{ } ^\circ C^{-1} d^{-1}$), T es la temperatura atmosférica ($^\circ C$) y P es la precipitación líquida (cm).

En este estudio el periodo de calibración va desde noviembre del 2012 a noviembre del 2013 y el periodo de validación desde noviembre del 2013 a noviembre del 2014, lo anterior se determinó en función de la disponibilidad de los datos meteorológicos y fluviométricos.

Parámetros del modelo

En este tipo de cuencas los parámetros que dominan los procesos de generación de escorrentía están ligados a la temperatura atmosférica y a variables nivo-glaciares (factores grado día y áreas de influencia) (Ismail and Bogacki, 2018). En el caso de áreas glaciares, se consideró un factor grado día constante de $0.88 \text{ cm } ^\circ C\text{-1d-1}$, considerando una densidad de hielo superimpuesto de 800 kg m^3 y siguiendo relación establecida por Rango y Martinec (1996), como se muestra en la Ecuación (5):

$$a = 1.1 \frac{\rho_{s,g}}{\rho_w} \quad (5)$$

donde, $\rho_{s,g}$ corresponde a la densidad de la nieve y glaciar y ρ_w la densidad del agua, ambas en $kg m^{-3}$. Así mismo se consideró un factor grado día máximo de $0.55 \text{ cm } ^\circ C\text{-1d-1}$ durante los meses más calurosos y periodos de ablación, el cual disminuye gradualmente llegando a cero en los meses más fríos, permitiendo la acumulación (Rango & Martinec, 1996).

Los coeficientes de escorrentía para el área nival, glaciar y pluvial fueron considerados constantes. Los valores usados en este trabajo para los dos primeros coeficientes de escorrentía fueron los mismos utilizados por seleccionados Ismail y Bogacki (2018), en cuencas glaciares. El coeficiente de escorrentía para el área pluvial fue ajustado como parte de la calibración del modelo.

El coeficiente de recesión se ajustó a través de algoritmos genéticos, donde se establecen como funciones objetivo los parámetros para medir la eficiencia del modelo, estos se optimizan dejando como variable el coeficiente de recesión y cuando las funciones objetivo se acercan al óptimo se obtienen los cuatro valores que se especifican en la Tabla 1.

Por otra parte, a partir de las dos estaciones meteorológicas ubicadas en las dos zonas de importancia del glaciar (Figura 2), se estimó un gradiente de temperatura altitudinal de $-6.8 \text{ } ^\circ C \text{ km}^{-1}$, que corresponde según Guzmán y Carrasco (2017) a un clima seco en el área glaciar.

Para la determinación del área de influencia del glaciar, se utilizaron los resultados del estudio “Inventario Público de Glaciares” de la Dirección General de Aguas (DGA, 2014) donde se

determinó que la tasa de retroceso del glaciar Universidad es de 0.03 km² año⁻¹ y definió un área de 27,6 km² a inicios del 2012.

Las áreas nivales se determinaron a escala diaria, utilizando el producto satelital Snow Cover Daily L3 Global 500 m Grid, de Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer MODIS (MOD10A1); y el área pluvial se obtuvo como la diferencia entre el área total de la cuenca y las áreas antes mencionadas.

Finalmente, los parámetros utilizados en el modelo se muestran en la Tabla (1).

Tabla 1. Parámetros del modelo SRM+G para el Glaciar Universidad.

Parameters	Symbol	Value	Units	Remarks
Runoff Coeficiente - Rain	cR	0.6	-	Constant
Runoff Coeficiente - Snow	cS	0.8	-	Constant
Runoff Coeficiente - Glacier	cG	0.7	-	Constant
Degree-day Factor - Snow	aS	0.10 - 0.55	cm °C ⁻¹ d ⁻¹	November - March
Degree-day Factor - Glacier	aG	0.88	cm °C ⁻¹ d ⁻¹	Constant
Recession Coeficiente	kx	1.0136	-	November - March
		0.9114	-	April - October
		0.0738	-	November - March
		0.0010	-	April - October
Temperatura Lapse Rate	α	6.8	°C km ⁻¹	Constant

Indicadores de eficiencia del modelo

Tanto para el periodo de calibración, como el de validación se utilizaron cuatro parámetros estadísticos de ajuste para medir la eficiencia del modelo, comparando los caudales observados (O) con los simulados (P).

- *Coficiente de determinación r^2*

El coeficiente de determinación r^2 se define como el coeficiente de correlación de Pearson elevado al cuadrado (Krause et al., 2005) y se calcula según la Ecuación (6):

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2 \quad (6)$$

- *Eficiencia de Nash-Sutcliffe NSE*

La eficiencia propuesta por Nash y Sutcliffe (1970) estima la eficiencia del modelo utilizando la media como predictor, y está definido como uno menos la suma de las diferencias absolutas al cuadrado (Ritter and Muñoz-Carpena, 2013) y se calcula según la Ecuación (7):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (7)$$

- *Error cuadrático medio RMSE*

El error se estima a través de la raíz cuadrada de la diferencia al cuadrado entre los valores observados y simulados, sobre el número total de datos (Ritter & Muñoz-Carpena, 2013) y se calcula según la Ecuación (8):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{N}} \quad (8)$$

donde N corresponde al número total de datos.

- *Eficiencia de Kling-Gupta Modificado KGE'*

La función KGE' es una mejora de la Eficiencia de Nash-Sutcliffe, donde las componentes de correlación, desviación y variabilidad están ponderadas de manera equitativa, resolviendo problemas sistemáticos de subestimación en los valores máximos (Thiemig et al., 2013). Se calcula según la Ecuación (9):

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (9)$$

donde r es el coeficiente de correlación de Pearson, α es la razón entre la desviación estándar de los valores observados y simulados, y β es la razón entre los caudales medios simulados y observados.

Los indicadores r^2 , NSE y KGE poseen su óptimo en 1, mientras que $RMSE$ en 0.

Cambio Climático

A nivel mundial, tanto el crecimiento económico como el demográfico son los principales impulsores de los aumentos de dióxido de carbono (CO_2) derivado de la quema de combustibles fósiles. La evidencia de la influencia humana en el sistema climático ha aumentado desde el Cuarto Informe de Evaluación (AR4) y se ha detectado que dicha influencia ha generado aumentos en la temperatura atmosférica y oceánica, lo que ha generado modificaciones en el ciclo global del agua generando reducciones de la cantidad de nieve y hielo (IPCC, 2014).

El cambio climático se ha convertido en uno de los mayores desafíos al cual nos enfrentamos hoy en día (Rössler et al., 2019), especialmente por la incertidumbre que generan los impactos que esto posee en los recursos hídricos. Dónde más se refleja es en el acceso a los recursos para consumo, riego, uso industrial y para la generación hidroeléctrica, los cuales se han complejizado por la variación en los caudales máximos y los balances de agua (Hayat et al., 2019).

Conforme a lo que expone el Quinto Informe de Evaluación (AR5) (IPCC, 2014), este estudio se enfoca en dos de los cuatro escenarios de emisión de gases de efecto invernadero, más conocidos como vías de concentración representativas (Representative Concentration Pathways), RCP 4.5 y RCP 8.5. El primero representa un escenario estable y medio, mientras que el segundo es un escenario de alta emisión y el más desfavorable.

A partir de las dos corrientes de emisión seleccionadas, se han escogido 20 Modelos de Circulación Global (Global Circulation Models GCMs) del Proyecto de Inter-Comparación de Modelos Acoplados Fase 5 (CMIP5), los cuales, a través de los distintos ensambles y realizaciones, generan un total de 65 modelos a analizar. Los ensambles son un conjunto de simulaciones que caracterizan una predicción climática, donde las diferencias en las condiciones iniciales y la formulación de los modelos dan lugar a diferentes evoluciones de los sistemas climáticos que pueden aportar información sobre la incertidumbre asociada al error de cada modelo (IPCC, 2014).

Escalamiento

Los Modelos de Circulación Global poseen una resolución que varía entre 1.5° y 2.5° aproximadamente, lo cual es inadecuado a la escala espacial de este estudio, careciendo de información regional detallada necesaria para resolver caracterizaciones a nivel de cuenca (Teutschbein and Seibert, 2012). En consecuencia, ha aumentado el uso de Modelos Climáticos Regionales (RCMs) los cuales transforman la escala espacial de los GCM a una escala más fina y más útil a la escala de cuenca necesaria para estudios hidrológicos (Teutschbein & Seibert, 2010). Estas transformaciones para reducir las escalas poseen distintos enfoques, los cuales pueden ser del tipo dinámico o estadístico, ambos buscan eliminar el sesgo sistemático en los modelos globales y transformarlos en patrones climáticos a una resolución espacial más fina (Li et al., 2010).

En este estudio se realiza una corrección de sesgo a través de un escalamiento de tipo estadístico. El método Quantile Mapping Bias Correction (Trinh-Tuan et al., 2019) que corrige el sesgo a través de los percentiles de la curva de probabilidad acumulada de los GCM con respecto a un rango datos observados. Para cada dato de clima del GCM se calcula la probabilidad a través de su Curva de Distribución Acumulada (CDF), la cual se usa en la CDF del rango observado para calcular un clima sin sesgo (Gudmundsson et al., 2012).

Lo anterior, se define según la Ecuación (10):

$$P_o = F_o^{-1}(F_m(P_m)) \quad (10)$$

donde P_o es una variable climática observada, P_m es una variable modelada por los GCMs, F_m es la CDF de P_m y F_o^{-1} es la inversa de la CDF correspondiente a P_o .

En el caso de las precipitaciones, se utiliza una distribución de probabilidad Gamma de dos parámetros, conforme se expresa las Ecuaciones (11,12,13) (Teutschbein and Seibert, 2012), mientras que para la temperatura se utiliza la distribución Normal, según la Ecuación (14) (Fang et al., 2015).

$$f_Y(X|\alpha, \beta) = X^{\alpha-1} \cdot \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \cdot e^{-x/\beta} ; X \geq 0; \quad \alpha, \beta > 0 \quad (11)$$

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty u^{\alpha-1} e^{-u} du \quad (12)$$

$$\alpha = \frac{\sigma^2}{\mu} \quad , \quad \beta = \left(\frac{\mu}{\sigma}\right)^2 \quad (13)$$

$$f_N(X|\mu, \sigma) = \frac{1}{\sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} ; X \in R \quad (14)$$

donde X es la variable por evaluar, μ es el promedio de la serie total de datos, σ es la desviación estándar de dicha serie.

3. RESULTADOS

Los resultados para el modelo hidrológico (SRM+G) se presentan en las Figura (3) y (4), que abarca desde noviembre del 2012 a noviembre del 2014. Para este periodo, en la Figura (3) se indican los periodos de calibración y validación correspondientes. Posteriormente se presentan en

la Figura (4), la correlación entre los caudales observados y los simulados para todo el periodo de análisis. Además, se presentan los parámetros de ajuste con los que se mide la eficiencia del modelo en la Tabla (3).

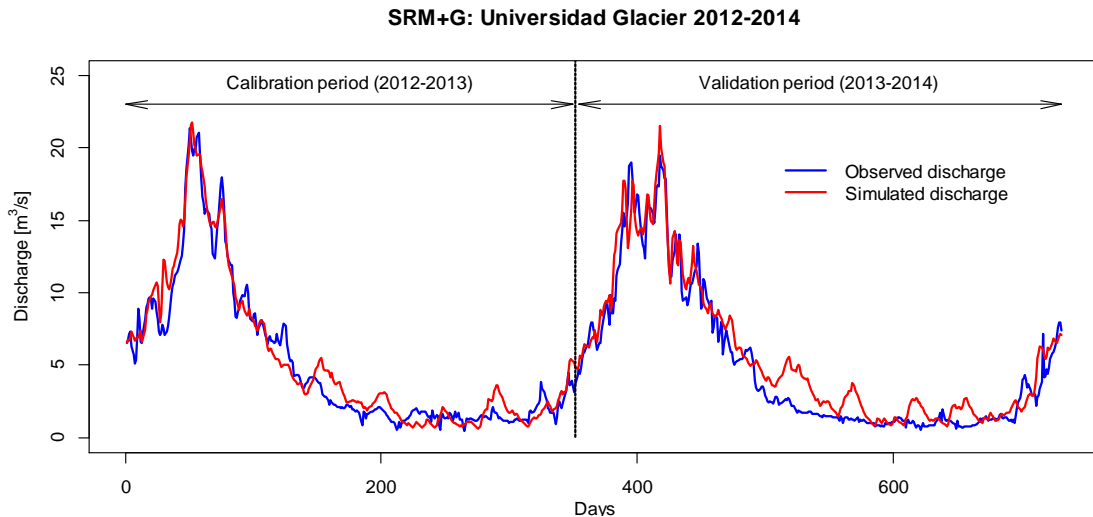


Figura 3. Hidrograma del modelo hidrológico SRM+G en el glaciar Universidad. A la derecha se tiene el periodo de calibración y a la izquierda el de validación.

Respecto al hidrograma del modelo SRM+G, se aprecia una simulación más eficiente durante los meses de deshielo, donde se generan los peaks de escorrentía. El modelo, en el periodo pluvial, pierde representatividad y en el periodo de validación se sobre estima la generación de escorrentía. Esto se puede atribuir a que el modelo muestra ser sensible a los eventos de precipitación y para los días de sobreestimación se tienen precipitaciones que sobrepasan los 80 mm.

Correlation between observed and simulate discharge

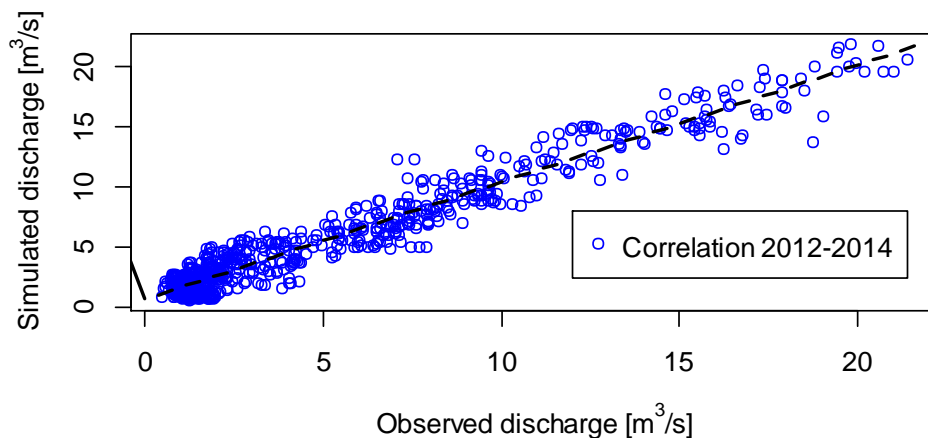


Figura 4. Correlación lineal entre los valores observados y simulados, para el rango total de la modelación desde el año 2012 al 2014. La línea punteada indica la tendencia de la correlación.

Sobre la correlación obtenida, se puede apreciar que para ambos periodos se tiene un resultado que presenta una mayor dispersión para los caudales más altos, mientras que para los caudales del periodo pluvial se tiene una mayor concentración, que no se aleja de la línea de tendencia.

De lo anterior, se obtienen los parámetros estadísticos para medir la eficiencia del modelo hidrológico para los dos periodos analizados, los cuales se exponen en la Tabla (3).

Tabla 3. Parámetros estadísticos de eficiencia.

Parameter	Values	
	Calibration	Validation
r^2	0.95	0.94
NSE	0.94	0.92
RMSE	1.11	1.37
KGE	0.94	0.85

Recordando que los indicadores r^2 , NSE y KGE poseen su óptimo en 1, mientras que RMSE en 0, se puede apreciar que todos los valores están por sobre el 70% de su eficiencia y muy cercanos al 100%. Usualmente, un valor de 0.7 o más en estos indicadores, corresponde a una modelación eficiente (D. N. Moriasi et al., 2007).

Sobre el proceso de escalamiento, se realiza para el periodo histórico simulado con respecto al periodo histórico observado (1979 al 2005). La metodología se aplica para los dos escenarios de emisión (RCP 4.5 y RCP 8.5) y se corrige el sesgo de los 65 GCM utilizados en este estudio (ver Figura 5).

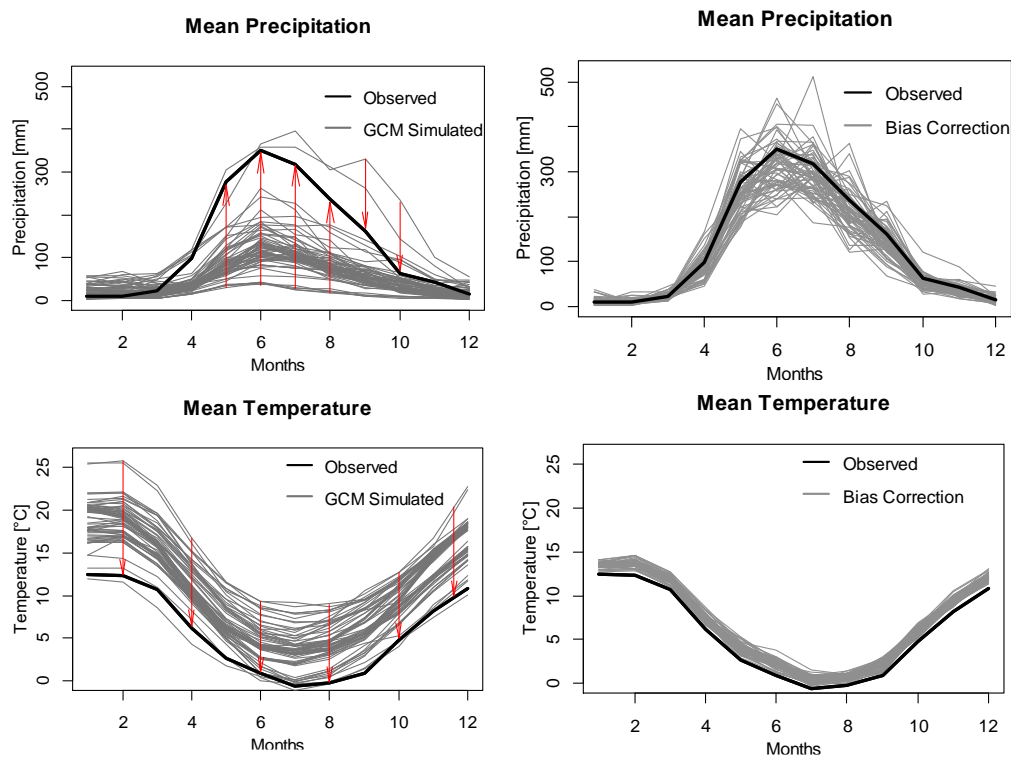


Figura 5. Resultados del escalamiento estadístico para le precipitación y la temperatura, aplicada a los 65 GCMs utilizados en este estudio. A la derecha se indican las curvas de valores observados

en contraste con los valores simulados por los GCMs y a la izquierda las curvas de valores observados junto con la corrección de sesgo.

En la Figura (5) se puede apreciar que en el caso de la temperatura tiene poca dispersión y se obtuvo una serie de tiempo de temperaturas que se ajustan correctamente al registro actual observado. En cambio, en el caso de las precipitaciones, se tienen modelos que sobreestiman la precipitación y otros que están por debajo de lo esperado en gran magnitud, por lo tanto, el proceso de escalamiento utilizado genera una dispersión importante de algunos modelos que, aun siendo ajustados, siguen sobreestimado los valores y escapando de la media.

Finalmente, se tiene los caudales simulados con las proyecciones corregidas de precipitación y temperatura. En primer lugar, se expone la serie de caudales simulados bajo el escenario de emisión RCP 4.5, seguido de la serie simulada bajo el escenario RCP 8.5.

Adicionalmente, se indican los intervalos de confianza asociados a los percentiles 5 y 95 (en rojo), junto con la media de los caudales simulados por los 65 GCM, bajo los dos escenarios (en negro). Además, en los puntos azules se pueden observar los caudales medios anuales de los años 2013 y 2014, para poder apreciar la magnitud de los resultados.

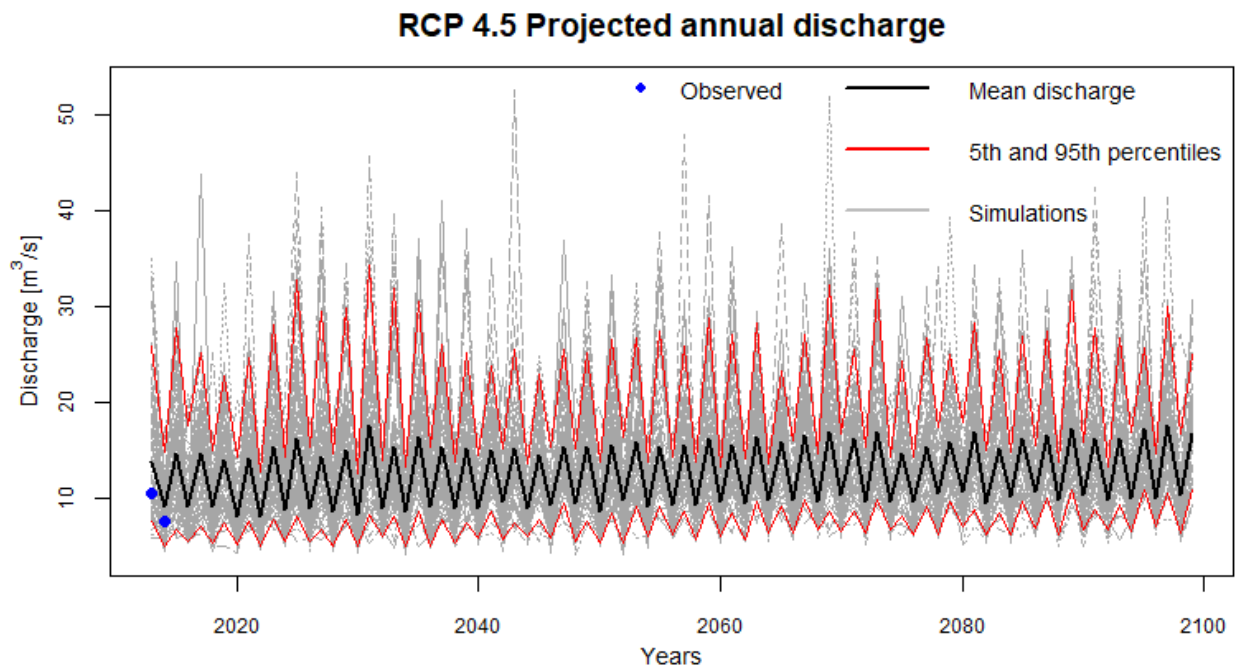


Figura 6. Resultados de las 65 simulaciones bajo el escenario de emisión RCP 4.5

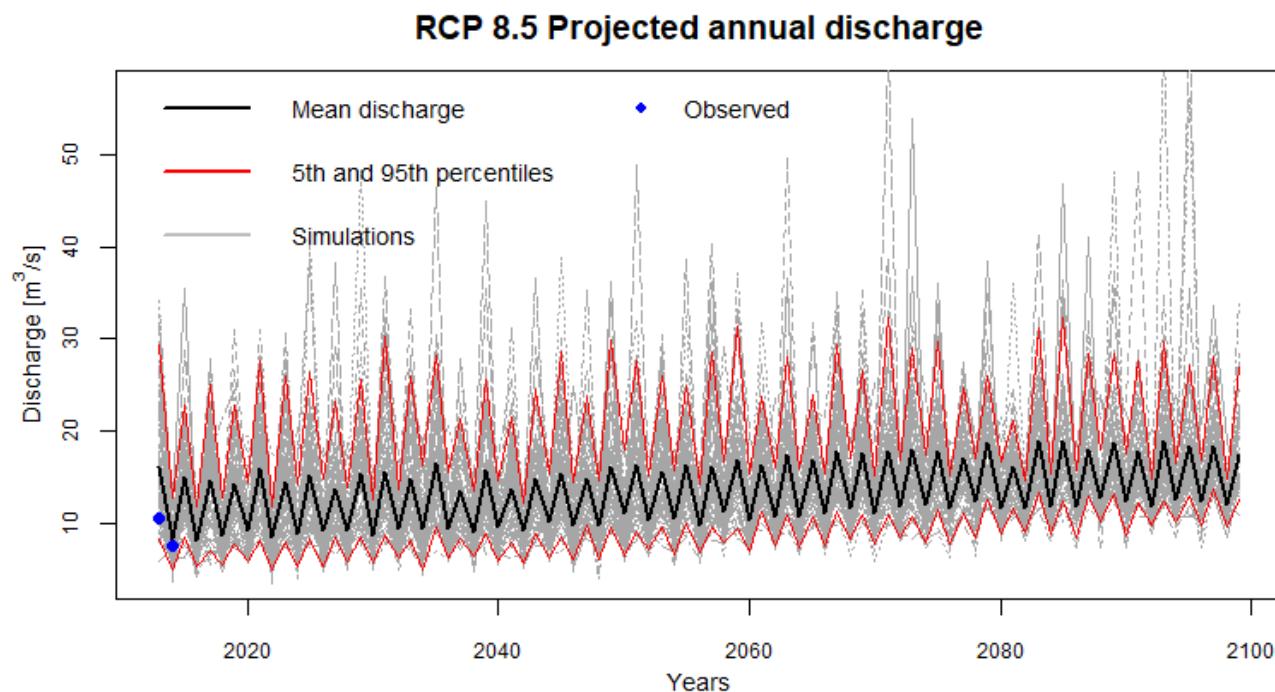


Figura 7. Resultados de las 65 simulaciones bajo el escenario de emisión RCP 8.5.

Con relación a las proyecciones bajo los escenarios de emisión RCP 4.5 y RCP 8.5, en ambos se aprecia una tendencia clara al aumento de escorrentía. Debido al aumento de la temperatura se genera mayor precipitación en estado líquido, generando escorrentía directa y sin dar espacio al almacenamiento en estado sólido. Esto se traduce en un temprano aumento de los caudales máximos adelantando el periodo de ablación, además de potenciar el derretimiento del glaciar Universidad, generando su retroceso. Se destaca que, como se menciona en las proyecciones, se utiliza una tasa de retroceso constante y determinada por un registro de 67 años, por lo tanto, no se está considerando una aceleración en la pérdida de masa.

Bajo el primer escenario se tiene un aumento menor del caudal que alcanza un 56.8%, pero sostenido en el tiempo. Mientras que en el segundo escenario se tiene un incremento mayor de un 68.3% y más acelerado, adelantando el peak de caudales anuales, dónde se aprecia un leve punto de inflexión en el año 2080, donde podría generarse una tendencia a mantener constante la oferta hídrica o comenzar a decaer durante los años siguientes, dependiendo de la masa glaciar disponible para ese entonces.

4. CONCLUSIONES

Respecto al modelo hidrológico, Snowmelt Runoff Model + Glacier, este entrega una respuesta eficiente. Para los cinco indicadores estadísticos utilizados para medir la eficiencia, se obtuvieron valores que se encuentran sobre un rango suficiente, según Moriasi (2007). Todos estos indicadores demuestran que el modelo SRM+G puede reproducir de mejor forma el comportamiento de la cuenca estudiada que su versión antecesora para la cuenca del Río Tinguiririca en Bajo Briones para el año 1992 (Martinec et al., 2008). Este aumento en la correlación entre las simulaciones se atribuye a la adición del módulo de derretimiento glaciar que mejora la respuesta hidrológica de la cuenca.

Si bien el modelo tiene un mayor error porcentual en el periodo pluvial, simula correctamente los periodos de deshielo, donde se tiene una mayor oferta hídrica. A escala anual se tiene un caudal medio que difiere en un 7% entre los valores observados y simulados. La variabilidad que se aprecia en los meses de invierno se debe a que el modelo es sensible a las precipitaciones.

Respecto al escalamiento, como se explica en el capítulo anterior, existe una mayor dispersión en las precipitaciones, que persiste aun luego de corregir el sesgo estadístico. Con lo anterior, recordando que el modelo SRM+G es sensible a las precipitaciones y que hay modelos que sobreestiman esta variable, se obtienen proyecciones con caudales por sobre la tendencia esperada y la media establecida.

Según las proyecciones se tiene un aumento del 56.76% y 68.32% para el año 2100. Comportamientos similares se han estudiado en el Karakoram y el Himalaya, ubicados en la cordillera de Asia con gran presencia glaciar, donde se obtuvo incrementos de escorrentía del orden de 58% al 90%, respectivamente (Hayat et al., 2019).

Estas proyecciones se realizan con una tasa de retroceso glaciar constante, sin embargo, las altas temperaturas y la variabilidad climática deberían acelerar el retroceso glaciar. Por esto es necesario estimar, en base a la situación actual, nuevas tasas de retroceso que nos permitirían establecer proyecciones más acertadas y así poder determinar el tiempo de vida que le queda al glaciar.

Si bien se tiene un incremento de la oferta hídrica actual, es necesario destacar que este aumento se genera por el derretimiento progresivo del glaciar, por lo tanto, representa una fuente no renovable de agua. Para ese año se estima que la mega sequía que afecta a la zona centro sur de Chile irá en ascenso, por lo tanto, la alta dependencia que se genere por las fuentes de agua provenientes de la criósfera será un escenario de conflicto en las distintas zonas del país.

El cambio climático genera un impacto negativo en las zonas andinas, porque potencia el retroceso de las masas glaciares y, en consecuencia, la pérdida irreparable de estos embalses naturales. Si bien genera un aumento en la disponibilidad hídrica, podría generar el incremento de la erosión y la reducción del tiempo de infiltración, con lo que se vería afectada la recarga de los acuíferos y el régimen de alimentación de los ríos aguas abajo, modificando el funcionamiento de los ecosistemas.

REFERENCIAS

- Aitken, D., Rivera, D., Godoy-Faúndez, A., & Holzapfel, E. (2016). Water scarcity and the impact of the mining and agricultural sectors in Chile. *Sustainability (Switzerland)*, 8(2). <https://doi.org/10.3390/su8020128>
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semi-arid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*, 30(22), 4036–4058. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>
- D. N. Moriasi, J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, & T. L. Veith. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Fang, G. H., Yang, J., Chen, Y. N., & Zammit, C. (2015). Comparing bias correction methods in downscaling meteorological variables for a hydrologic impact study in an arid area in China. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(6), 2547–2559. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2547-2015>
- Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., & Engen Skaugen, T. (2012). Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using quantile mapping – a comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 9(5), 6185–6201. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-6185-2012>
- Hayat, H., Akbar, T. A., Tahir, A. A., Hassan, Q. K., Dewan, A., & Irshad, M. (2019). Simulating Current and Future River-Flows in the Karakoram and Himalayan Regions of Pakistan Using Snowmelt-Runoff Model and RCP Scenarios. *Water*, 11(4), 761. <https://doi.org/10.3390/w11040761>
- Huh, K., Baraër, M., Mark, B., & Ahn, Y. (2018). Evaluating Glacier Volume Changes since the Little Ice Age Maximum and Consequences for Stream Flow by Integrating Models of Glacier Flow and Hydrology in the Cordillera Blanca, Peruvian Andes. *Water*, 10(12), 1732. <https://doi.org/10.3390/w10121732>

- IPCC. (2014). *Fifth Assessment Report Synthesis Report: Climate Change*. Retrieved from https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/SYR_AR5_FINAL_full.pdf
- Ismail, M. F., & Bogacki, W. (2018). Scenario approach for the seasonal forecast of Kharif flows from the Upper Indus Basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(2), 1391–1409. <https://doi.org/10.5194/hess-22-1391-2018>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5, 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>
- Li, H., Sheffield, J., & Wood, E. F. (2010). Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research*, 115(D10), D10101. <https://doi.org/10.1029/2009JD012882>
- Martinec, J., Rango, A., & Roberts, R. (2008). Snowmelt runoff model (SRM) user's manual. *Agricultural Experiment Station Special Report 100*, 180. <https://doi.org/10.3882/j.issn.1674-2370.2010.03.003>
- Rango, A., & Martinec, J. (1996). Revisiting the Degree-Day Method for. *Water Resources Bulletin*, 31(4).
- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Rössler, O., Fischer, A. M., Huebener, H., Maraun, D., Benestad, R. E., Christodoulides, P., ... Vlachogiannis, D. (2019). Challenges to link climate change data provision and user needs: Perspective from the COST-action VALUE. *International Journal of Climatology*, 39(9), 3704–3716. <https://doi.org/10.1002/joc.5060>
- Teutschbein, C., & Seibert, J. (2010). Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies. *Geography Compass*, 4(7), 834–860. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00357.x>
- Teutschbein, C., & Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456–457, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.052>
- Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., & De Roo, A. (2013). Hydrological evaluation of satellite-based rainfall estimates over the Volta and Baro-Akobo Basin. *Journal of Hydrology*, 499, 324–338. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.07.012>
- Trinh-Tuan, L., Matsumoto, J., Tangang, F. T., Juneng, L., Cruz, F., Narisma, G., ... Ngo-Duc, T. (2019). Application of Quantile Mapping Bias Correction for Mid-Future Precipitation Projections over Vietnam. *SOLA*, 15, 1–6. <https://doi.org/10.2151/sola.2019-001>
- Valdés-Pineda, R., Pizarro, R., García-Chevesich, P., Valdés, J. B., Olivares, C., Vera, M., ... Helwig, B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. *Journal of Hydrology*, 519(PC), 2538–2567. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.016>