

Modelación de los impactos del Cambio Climático sobre los flujos y almacenamientos en una cuenca de alta montaña

Modeling of the impacts of climate change on flows and storage in a high mountain basin

Orozco, I.^a, Ramírez, A.I.^b, Francés, F.^c

^aUniversidad de Guanajuato, Departamento de Ingeniería Geomática e Hidráulica, Av. Juárez 77, Zona Centro, C.P. 36000, Guanajuato, Gto., México
Email: i.orozco@ugto.mx

^bTecnológico de Monterrey, Escuela de Ingeniería y Ciencias, Av. Eugenio Garza Sada Sur No. 2501, C.P. 64849 Monterrey, Nuevo León, México,
Email: aldo.ramirez@itesm.mx

^cUniversitat Politècnica de València, Instituto de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA), Camino de Vera s/n 46022 Valencia, España.
Email: ffrances@hma.upv.es

Recibido: 09/11/2017

Aceptado: 12/06/2018

Publicado: 31/07/2018

Citar como: Orozco, I., Ramírez, A.I., Francés, F. 2018. Modeling of the impacts of climate change on flows and storage in a high mountain basin. *Ingeniería del agua*, 22(3), 125-139. <https://doi.org/10.4995/la.2018.8931>

RESUMEN

La evaluación de los impactos del Cambio Climático en un sistema de alta montaña es un objetivo primordial en la planificación y prevención de situaciones de riesgo como son las crecidas y las inundaciones. Sin embargo, evaluar con exactitud los impactos en los principales flujos y almacenamientos que intervienen en dicho sistema no es una tarea sencilla. Por lo cual, el objetivo de este estudio ha sido implementar el modelo hidrológico TETIS como herramienta de análisis en la evaluación de los impactos del Cambio Climático a escala de celda en una cuenca. Este modelo se ha calibrado automáticamente empleando el algoritmo de optimización *Shuffled Complex Evolution*. En las proyecciones futuras de las variables de precipitación y temperatura usadas por el modelo TETIS, se han usado los multimodelos climáticos del *Coupled Model Intercomparison Project* y los escenarios del Panel Intergubernamental del Cambio Climático. Los resultados obtenidos han mostrado que existe una modificación en la dinámica del sistema presentando un mayor riesgo por avenidas máximas extraordinarias e inundaciones.

Palabras clave | TETIS; CMIP5; escenarios climáticos; crecidas extraordinarias; inundaciones.

ABSTRACT

Assessing the effects of climate change in high mountain basins is one of the main objectives in the planning and prevention of risk situations such as floods. However, it is not easy to predict with adequate precision the impacts on the main flows and storages that intervene in the system. Therefore, the objective of this study is to implement the TETIS hydrological model and use it as a prediction tool to assess the impacts of climate change on a cellular scale in a basin. The TETIS model is automatically calibrated using the Shuffled Complex Evolution optimization algorithm. In future projections of the precipitation and temperature variables used by the TETIS model, the climate multi-model of the Coupled Model Intercomparison Project and the scenarios of the Intergovernmental Panel on Climate Change have been used. The results obtained have shown that there is a modification in the dynamics of the system presenting a greater risk for extraordinary maximum avenues and floods.

Key words | TETIS; CMIP5; climate scenarios; torrential avenues; floods.

INTRODUCCIÓN

En los últimos años evaluar los impactos del Cambio Climático en cuencas hidrológicas se ha vuelto uno de los principales objetivos en la planificación y prevención de inundaciones (Bobba *et al.*, 1997). Lo anterior, debido a una creciente concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera que afecta la temperatura y las precipitaciones, y por lo tanto los flujos de los ríos y los recursos hídricos (Arnell y Reynard, 1996). El conocer el impacto potencial del Cambio Climático en los flujos y almacenamientos de una cuenca de alta montaña es una prioridad de investigación al repercutir éstos directamente en la gestión de los recursos hídricos (Ruiz-Villanueva *et al.*, 2014), así como en la respuesta hidrológica de una cuenca generando avenidas extraordinarias e inundaciones fluviales (Arnell y Gosling, 2013). Por otro lado, la importancia de estudiar los efectos del Cambio Climático en cuencas hidrográficas con presencia de nieve se ha reconocido por lo menos hace dos décadas (Adam *et al.*, 2009). Estudios como el realizado por Lettenmaier y Gan (1990) mostraron que incrementos en unos pocos grados centígrados afectan drásticamente el momento de la escorrentía en las cuencas de alta montaña. También aumentan el escurrimiento en la estación fría, disminuyendo la escorrentía en la estación cálida y moviéndose los flujos máximos asociados al deshielo a temporadas más tempranas del año. Existen otros estudios que han mostrado estos efectos, como los realizados por Nash y Gleick (1991), Mimikou y Kouvopoulos (1991), Loukas y Quick (1996) y Dvorak *et al.* (1997). Es por ello que estos temas están recibiendo considerable interés científico y político debido al desconocimiento en la dinámica de los ríos que es todavía más incierta bajo un escenario de Cambio Climático y cambios acelerados de los usos del suelo (Burlando y Rosso, 2002a). Sin embargo, modelar los sistemas de alta montaña no es una tarea sencilla debido a que un gran número de procesos y almacenamientos del ciclo del agua están interactuando con una alta variabilidad espacial y temporal. Además, en estas zonas se presentan muchas dificultades en la obtención de los datos necesarios para adaptarse a la complejidad de los modelos (Smith *et al.*, 2013).

Una forma de solventar la falta de información y evaluar apropiadamente el impacto potencial del Cambio Climático en la hidrología de la cuenca, es a través de la formulación de escenarios a escala de cuenca creados a partir de las predicciones de un Modelo Global del Clima-GCM (Burlando y Rosso, 2002b). Una característica y limitación común en la mayoría de los trabajos citados, así como en muchos otros estudios que tratan de evaluar los efectos del Cambio Climático en los flujos y los almacenamientos de un balance hídrico, es la generación de escenarios de escorrentía basados en escenarios climáticos estacionarios de un GCM (Burlando y Rosso, 2002b). Para solventar esta dificultad, en este trabajo se propone realizar una corrección de las proyecciones que se obtienen del GCM y utilizar un modelo hidrológico distribuido para estimar los cambios en el régimen hidrológico a través de la modelación de los flujos y almacenamientos del sistema. Para ello se tomarán como referencia los estudios realizado por Scholze *et al.* (2006), Adam *et al.* (2009), Döll y Zhang (2010), Fung *et al.* (2010), Döll y Schmied (2012).

Los modelos hidrológicos son caracterizaciones simplificadas del funcionamiento hidrológico de un sistema real (Moradkhani y Sorooshian, 2008). Es decir, una cuenca física representada de manera matemática a través de una expresión analítica (Beven, 1989). El uso de estos modelos se ha venido popularizando en los últimos años en el área del conocimiento de los recursos hídricos (Gayathri *et al.*, 2015) debido a que permiten simular y predecir cada una de las componentes del ciclo hidrológico a corto, mediano y largo plazo (Jiang *et al.*, 2007). Además, permiten conocer la relación causa efecto sin haberse presentado los cambios en el sistema. Estos modelos se han utilizado en diferentes partes del mundo y han permitido entender mejor la dinámica de los sistemas hidrológicos superficiales. Como ejemplo, la Dirección General del Agua de España a través de su Programa Evaluación de Recursos Hídricos Procedentes de la Innivación (ERHIN), utiliza estos modelos para cuantificar los volúmenes almacenados en forma de nieve para la gestión y planificación hídrica. La *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) utiliza también estos modelos para pronosticar el caudal de los ríos, como el río Bravo en el suroeste de EE. UU., y norte de México.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio seleccionada es una cuenca experimental ubicada en el Suroeste de EE. UU., entre los estados de California y Nevada (Figura 1). La cuenca tiene un área de 886 km² y un régimen hidrológico mixto influenciado por

las lluvias y las nevadas (Orozco, 2014). Es una cuenca de alta montaña con elevaciones entre los 281 m y 2630 m y las precipitaciones acumuladas medias anuales varían entre 813 mm y 1651 mm (Jeton *et al.*, 1996). En la cuenca, el 80% de la precipitación anual ocurre entre los meses de noviembre a marzo (Jeton *et al.*, 1996). Las temperaturas medias en la cuenca oscilan entre 3°C y 18°C.

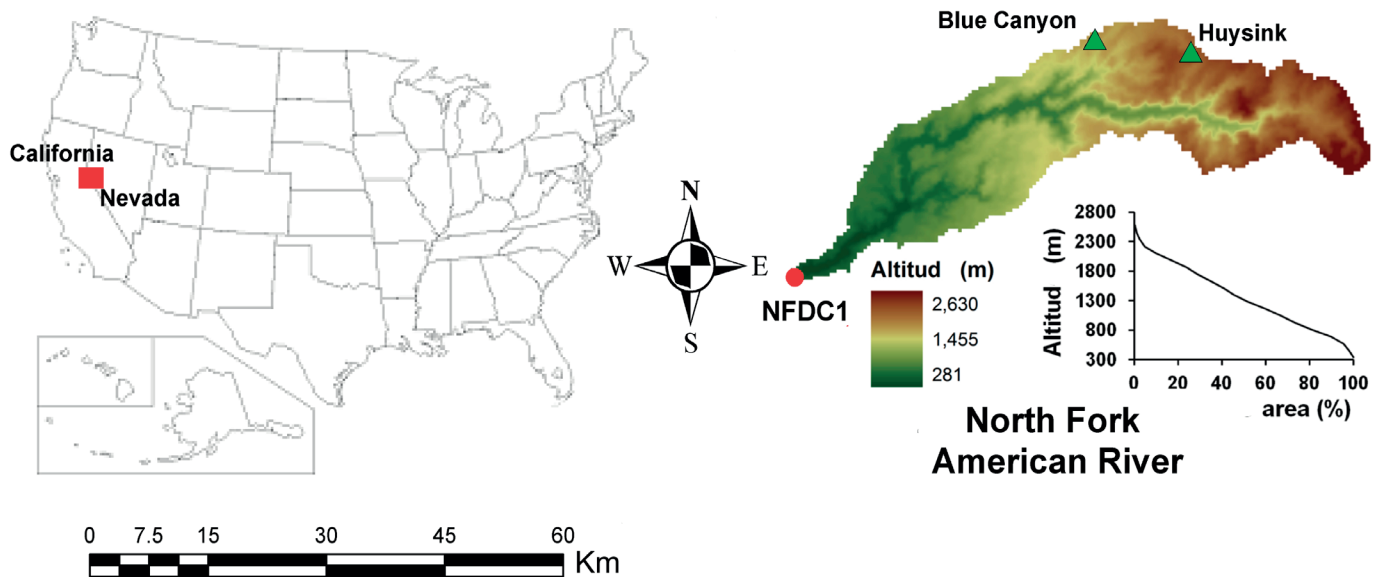


Figura 1 | Ubicación de la subcuenca del río American y las estaciones de monitoreo usadas en la calibración del modelo (● estación hidrométrica NFDC1 y ▲ estaciones de nieve SNOTEL).

En el caso de la fusión de nieve en la cuenca se presenta en periodos intermitentes durante el invierno y en las zonas más altas al final de la primavera y los primeros meses del verano (Jeton *et al.*, 1996).

La vegetación en la cuenca corresponde a bosque, monte y selva con un 93% del área (Orozco, 2014). Por otro lado, los suelos en la cuenca están compuestos principalmente de arena, arcilla, suelos franco arcillosos y franco arenosos (Orozco, 2014).

MATERIAL Y MÉTODOS

La metodología planteada considera la modelación matemática por ser una herramienta esencial para evaluar los efectos del Cambio Climático sobre el ciclo del agua. La modelación matemática en este trabajo consta del acoplamiento de un modelo hidrológico distribuido superficial, un modelo climático de circulación general y los escenarios de Cambio Climático del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) (Figura 2). Que se implementan utilizando datos hidrometeorológicos (caudales, precipitación y nieve) e información geográfica. Lo anterior, con la finalidad de predecir a mediano y largo plazo a escala de cuenca, la dinámica de un sistema de alta montaña producto de los impactos del Cambio Climático sobre los flujos y almacenamientos. Lo cual, tiene una gran relevancia tomando en cuenta que cuando se tiene una gran presencia de nieve existe un alto riesgo por avenidas máximas extraordinarias e inundaciones.

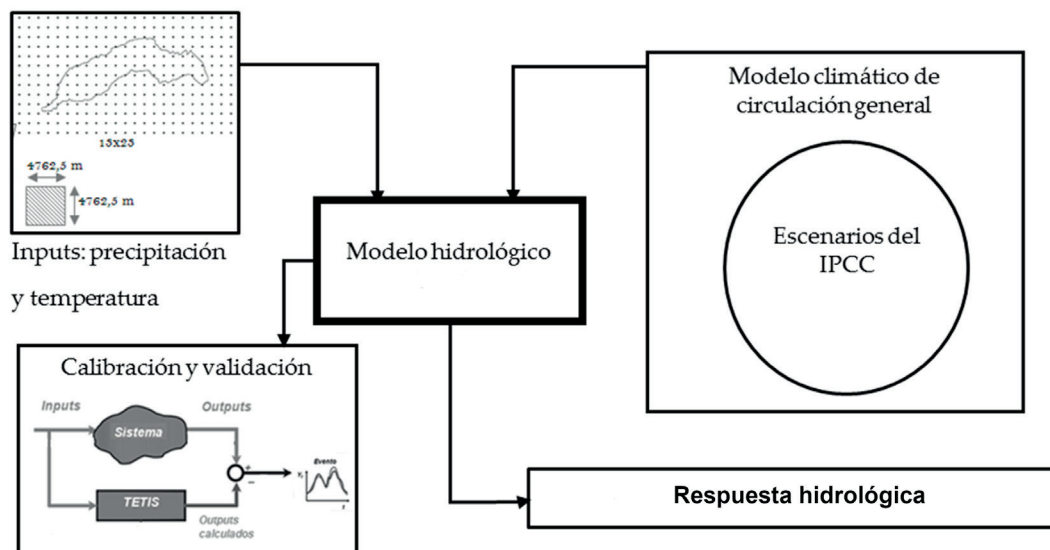


Figura 2 | Esquema conceptual de la metodología implementada en el desarrollo del presente estudio.

INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA Y GEOGRÁFICA

La información y datos utilizados en la modelación se han obtenido del Proyecto Intercomparación de los Modelos Hidrológicos Distribuidos fase 2 (DMIP2 por sus siglas inglés), de la National Weather Service (NWS) de EE. UU. (Smith *et al.*, 2013). En la Tabla 1 se resume la información y datos descargados del portal DMIP2 de libre acceso (<http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/dmip/2>).

Tabla 1 | Información usada en la implementación del modelo y la modelación de la cuenca del río American.

Información y datos	Formato	Período	Escala	
			Temporal	Espacial
Modelo Digital de Elevación (MDE)	Ráster			400 m
Edafología	Ráster			1 km
Cubierta vegetal	Ráster			1 km
Cubierta de nieve	Ráster	1990-1997		1 km
Altura Equivalente de Agua	Ascii	1987-1997	Diaria	
Precipitación	XMRG	1987-2002	Horaria	
Temperatura	XMRG	1987-2002	Horaria	
*Caudal	Ascii	1988-1997	Horaria	
Tasas de evaporación			Mensual	

*Instantáneos.

Los datos meteorológicos utilizados comprenden una serie de 15 años de precipitación y de temperatura en formato XMRG del NEXRAD y proyección polar estereográfica. A partir de estos datos se han generado a escala horaria las entradas que usa el modelo hidrológico y se han introducido en forma de una malla de 13 columnas y 23 renglones (Figura 1). Para más información sobre la metodología utilizada para generar las mallas HRAP de precipitación y temperatura utilizadas se puede consultar el trabajo de Moreda *et al.* (2006). Los datos de caudales (Tabla 1) usados en la calibración del modelo hidrológico corresponde a la estación NFDC1 ubicada en la desembocadura de la cuenca de estudio (Figura 1).

Por otro lado, para la calibración puntual del submodelo de fusión de nieve se dispone de dos estaciones SNOTEL (Figura 1) con 10 años de datos de Altura Equivalente de Agua (SWE por sus siglas en inglés). Además de 254 imágenes de cubierta nieve para la calibración espacial del Submodelo de fusión tomadas en diferentes fechas en el período señalado en la Tabla 1.

MODELO HIDROLÓGICO

El modelo hidrológico seleccionado ha sido el TETIS desarrollado por el Grupo de Investigación en Modelación Hidrológica y Ambiental (GIMHA) del Instituto Universitario de Investigación de Ingeniería del Agua y Medio Ambiente (IIAMA) de la Universitat Politècnica de València (UPV), España. El TETIS es un modelo distribuido con parámetros físicamente basados que simula la producción de escorrentía a través de una conceptualización de tanques (Francés *et al.*, 2007). El modelo TETIS tiene integrado un submodelo de fusión con factores de fusión grado-día distribuidos que requiere para su implementación datos de precipitación y temperatura, interpolados espacialmente utilizando el método de Inverso de la Distancia al Cuadrado (IDC). Además de seis mapas de índices de radiación estimados considerando la topografía y la radiación en cada época del año (Orozco, 2014). El modelo TETIS y su submodelo fusión consideran un total de nueve parámetros hidrológicos y tres parámetros para la modelación de la fusión de nieve (Tabla 2).

Tabla 2 | Parámetros hidrológicos y de fusión de nieve que emplea el modelo TETIS.

Modelo	Parámetro inicial	FC	Parámetro efectivo
Producción de escurrimiento	Almacenamiento estático (mm)	FC ₁	$H_{u(i)}^* = FC_1 \cdot H_u$
	Índice de cobertura vegetal (adimensional)	FC ₂	$\lambda_{v(i)}^* = FC_2 \cdot \lambda_v$
	Capacidad de infiltración (mm/h)	FC ₃	$k_{s(i)}^* = FC_3 \cdot k_s$
	Velocidad del flujo en superficie (m/s)	FC ₄	$u_{(i)}^* = FC_4 \cdot u$
	Capacidad de percolación (m/s)	FC ₅	$k_{p(i)}^* = FC_5 \cdot k_p$
	Velocidad de interflujo (mm/h)	FC ₆	$k_{ss(i)}^* = FC_6 \cdot k_{ss}$
	Capacidad de percolación profunda (mm/h)	FC ₇	$k_{ps(i)}^* = FC_7 \cdot k_{ps}$
	Conductividad hidráulica horizontal saturada del estrato rocoso (mm/h)	FC ₈	$k_{ss(i)}^* = FC_8 \cdot k_{ps}$
	Velocidad del flujo en la sección del cauce (m/s)	FC ₉	$v_{(i)}^* = FC_9 \cdot v_{(t)}$
Fusión de nieve	Factor de fusión grado-día (mm/°C d)	M _{f1}	$DDF_{1(i)}^* = M_{f1} \cdot I_{R(i)}$
	Factor de fusión grado-día sin lluvia (mm/°C d)	M _{f2}	$DDF_{2(i)}^* = M_{f2} \cdot I_{R(i)}$
	Temperatura base (°C)	---	$T_b^* = T_b$

Las características hidromorfológicas y los parámetros iniciales se calculan usando el MDE, la edafología, la cubierta vegetal, la litología y la geología del área de estudio (Francés *et al.*, 2007). A partir del MDE se calcula el mapa de pendientes, el mapa de direcciones de flujo y el mapa de celdas acumuladas usando ArcGIS. Así como, los parámetros iniciales del suelo: Almacenamiento Estático (H_u), la Capacidad de Infiltración (k_s) y la Capacidad de Percolación (k_p) (Figura 3). La escala espacial empleada para el cálculo de los mapas anteriores es de 400 metros. Para más información sobre la cuantificación de los parámetros que usa el modelo TETIS consultar Peña *et al.* (2016).

Los parámetros iniciales de la Tabla 2 son calibrados a través de Factores Correctores (FC) que se obtienen por calibrados automática usando el algoritmo de optimización *Shuffled Complex Evolution* de la Universidad de Arizona (SCE-UA), propuesto por Duan *et al.* (1992) y modificado por Sorooshian *et al.* (1993). La función objetivo usada durante el proceso de calibración ha sido el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (Nash, 1970; Eckhardt *et al.*, 2002; Kalin *et al.*, 2003; Merz y Blöschl, 2004), que compara los caudales observados (Q_{obs}) y simulados (Q_{sim}) a través de la ecuación siguiente:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{obs(t)} - Q_{sim(t)})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{obs(t)} - \bar{Q}_{obs(t)})^2} \quad (1)$$

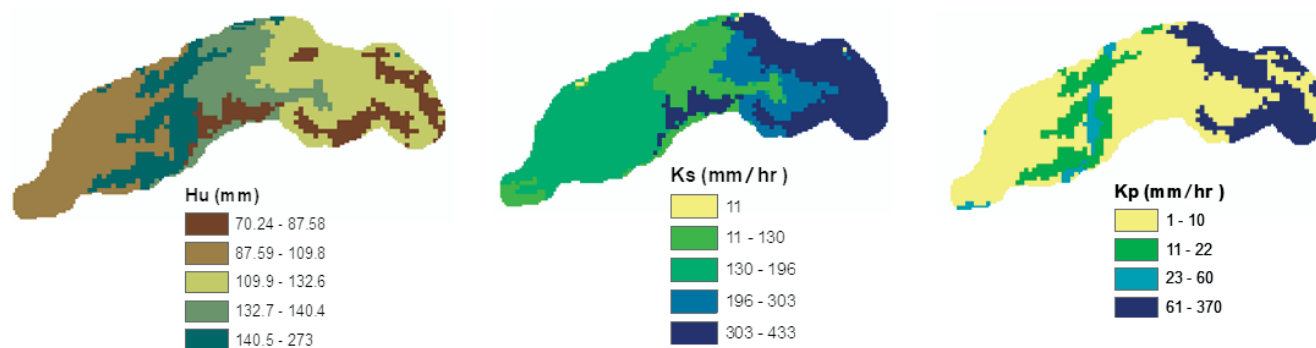


Figura 3 | Mapas de los parámetros iniciales: Almacenamiento Estático (H_u), Capacidad de Infiltración (K_s) y Capacidad de percolación (K_p).

En la calibración se ha decidido utilizar un período de calibración sólo de dos años hidrológicos, un año húmedo y un año seco (octubre de 1992 a septiembre de 1994). Lo anterior, con la finalidad de reducir los tiempos de cómputo en la optimización y obtener parámetros efectivos robustos capaces de representar las condiciones húmedas y secas de eventos anuales.

Una limitación de los modelos hidrológicos es su grado de capacidad de predicción. Es decir, no hay garantía que el modelo obtenga un buen rendimiento cuando se usa en condiciones diferentes a las presentes en el período usado en la calibración (Gan y Burges, 1990). Por lo cual, se ha decidido realizar la validación temporal del modelo con la finalidad de evaluar su capacidad predictiva, su rendimiento y su fiabilidad, en un período de tiempo diferente al usado en la calibración de acuerdo con lo recomendado por Klemes (1988), Abbott *et al.* (1986), Senarath *et al.* (2000), y Andersen *et al.* (2001).

ESCENARIOS CLIMÁTICOS

Los escenarios del IPCC empleados han sido el RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5. El escenario RCP2.6 es el más optimista, asume menos emisiones de gases efecto invernadero y una reducción total de las emisiones antes del 2030. El escenario RCP4.5 asume que es posible que se tomen acciones para reducir los gases de efecto invernadero antes del 2050. El escenario RCP6.0 asume que no se reducirán tan rápidamente los gases de efecto invernadero y que será la generación del 2030, la que empezará a tomar decisiones para reducir las emisiones de manera efectiva y de forma apresurada. El último escenario, el RCP8.5 es el más desfavorable y considera que no habrá un cambio y que se seguirán emitiendo gases de efecto invernadero (Stocker *et al.*, 2013).

MODELOS CLIMÁTICOS GLOBALES

En las predicciones de las variaciones futuras de las precipitaciones y las temperaturas producto del Cambio Climático se ha decidido usar un Modelo Global del Clima (GCM por sus siglas en inglés) y los escenarios del IPCC descritos en la sección anterior. Un GCM toma en cuenta los procesos físicos fundamentales de la atmósfera, el océano, la criosfera y la superficie de la tierra (Bonilla-Ovallos y Mesa, 2017). En este artículo se ha emplear los modelos GCM del Proyecto Inter-Comparación de Modelos Acoplados-fase 5 (CMIP5). Lo anterior debido a que el CMIP5 ha sido uno de los métodos más usados desde finales de los ochenta (Giorgetta *et al.*, 2013), al considerar un total de 18 GCMs de manera conjunta para realizar las predicciones (Neelin *et al.*, 2013). Los CMIP5 tienen una resolución espacial de 50 kilómetros (Taylor *et al.*, 2012) y han sido implementados a través de la aplicación web KNMI Climate Explorer desarrollado por el Real Instituto Meteorológico de los Países Bajos (KNMI) (<https://climexp.knmi.nl/start.cgi>). El KNMI Climate Explorer contienen una colección completa de datos climáticos y herramientas

de análisis (Trouet y Oldenborgh, 2013). Para realizar las proyecciones de precipitación y temperatura se introduce la longitud y latitud de la zona de estudio. Además, se especifica el escenario climático, la variable y el período de proyección de dicha variable. En las Figuras 4 y 5 se muestran ejemplos de las proyecciones obtenidas para el área de estudio aplicando el KNMI Climate Explorer. En las figuras se puede observar también que las proyecciones están basadas en el comportamiento de las series históricas en el período de 1990 al 2005.

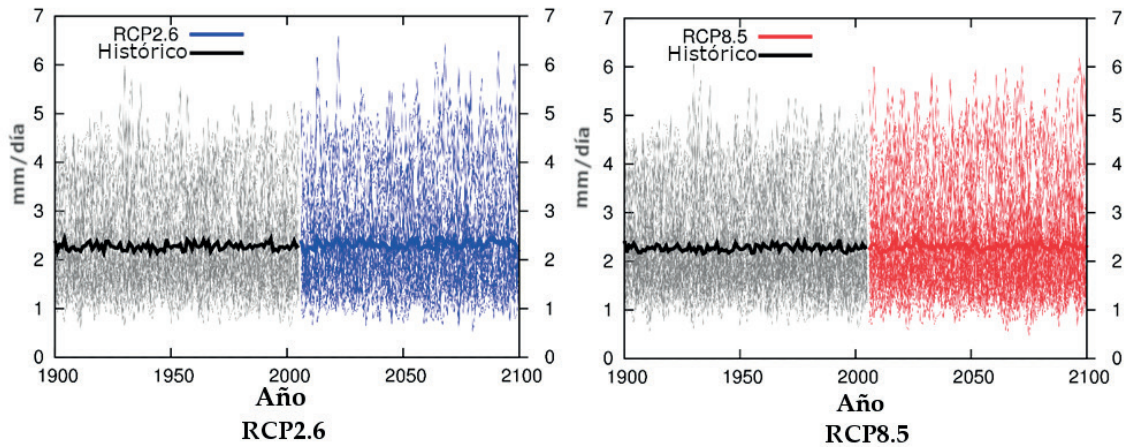


Figura 4 | Estimaciones históricas y proyecciones de las precipitaciones en el área de estudio para el 2100 obtenidas con los modelos CMIP5 y los escenarios del IPCC.

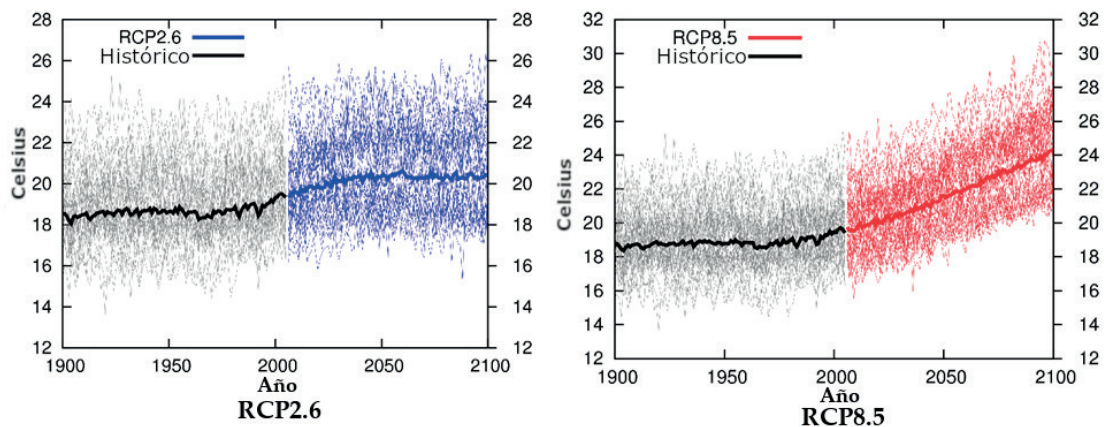


Figura 5 | Estimaciones históricas y proyecciones de las temperaturas en el área de estudio para el 2100 obtenidas con el CMIP5 y los escenarios del IPCC.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Modelación hidrológica

Los resultados obtenidos en el período de calibración seleccionado han alcanzado una eficiencia en la modelación de los caudales observados de 0.89 de NSE (Figura 6). El caudal medio simulado en la cuenca para este período es de 18 m³/s. En la validación temporal realizada de octubre 1994 a septiembre de 1996, se ha conseguido una eficiencia de 0.8 de NSE (Figura 7). Por lo tanto, el modelo se puede considerar calibrado y validado de acuerdo con lo expuesto por Merz y Blöschl (2004), que expusieron

que una calibración es excelente cuando se alcanzan índices de NSE superiores a 0.8. En la simulación de la fusión y acumulación de la nieve, el submodelo de fusión de TETIS logra una buena aproximación con eficiencias de hasta 0.9 de NSE para el período de calibración. Sin embargo, en el período de validación las eficiencias disminuyen posiblemente al tener tasas de fusión por debajo de las que realmente se presentan en el sistema real. Es por ello, que el modelo TETIS no logra una correcta reproducción de los caudales observados en el período de validación como se puede observar en la figura 7. A pesar de lo anterior, se puede considerar que el modelo tiene una capacidad aceptable de predicción para condiciones diferentes a las del período de calibración.

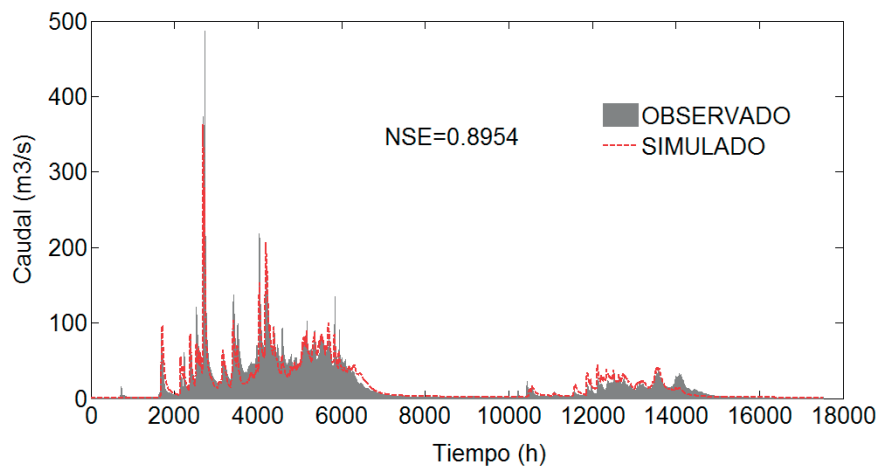


Figura 6 | Muestra los resultados obtenidos por el modelo TETIS en la estación de control NFDC1 para el período de calibración.

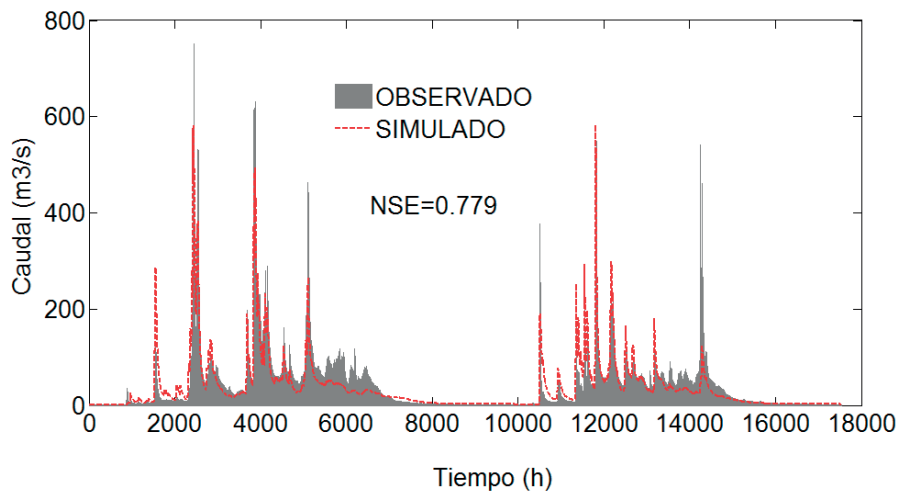


Figura 7 | Muestra los resultados obtenidos en la validación temporal de la simulación de caudales con el modelo TETIS.

Corrección de los outputs de los GCM

Los resultados climatológicos (precipitación y temperatura) suelen verse afectados por errores de modelo y efectos de escala, por lo cual, deberán ser corregidos para reproducir con una mejor aproximación las variables futuras. Según Déqué *et al.* (2007) la corrección no debe hacerse comparando la información de cada estación meteorológica con el valor que calculan los GCM, sino que debe hacerse comparando los valores medios del área de interés. Con base en lo anterior, en este estudio se ha realizado una corrección a los resultados de los GCM comparándolos con los valores históricos observados de precipitación y temperatura del período de 1990 al 2000. En la Figura 8 se puede observar que las medias anuales de la variable de precipitación que estiman los GCM son menores respecto de las medias anuales de los datos históricos, por lo cual, se incrementó con un coeficiente

de 1.00065 a los outputs de los GCM. Es decir, en términos de medias anuales se buscó un valor de coeficiente con el menor error entre las precipitaciones del período de calibración para el área de estudio. El coeficiente obtenido es usado también para realizar la corrección en las proyecciones futuras de los GCM para los escenarios del IPCC propuestos. Esta misma corrección se ha realizado para las temperaturas (Figura 9), para el mismo período y usando un coeficiente de 1.015. En ambos casos el ajuste permitió mejorar la aproximación de los modelos CMIP5 y se alcanzaron coeficientes de correlación superiores a 0.7 en todos los casos.

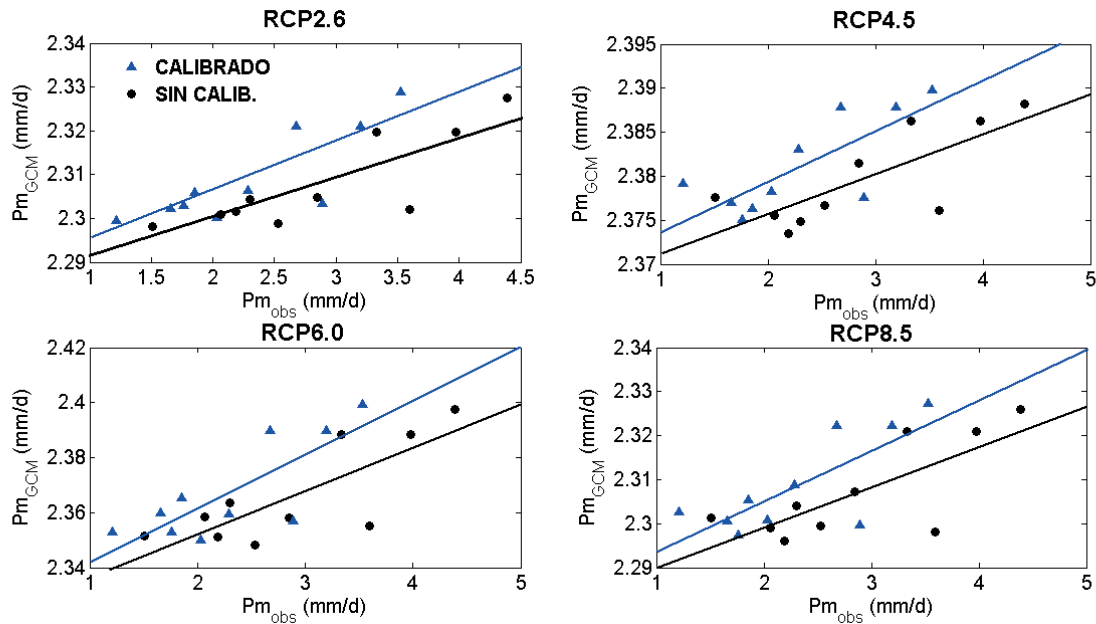


Figura 8 | Corrección de las proyecciones de precipitación realizadas en el período de control que serán usadas en la generación de las proyecciones.

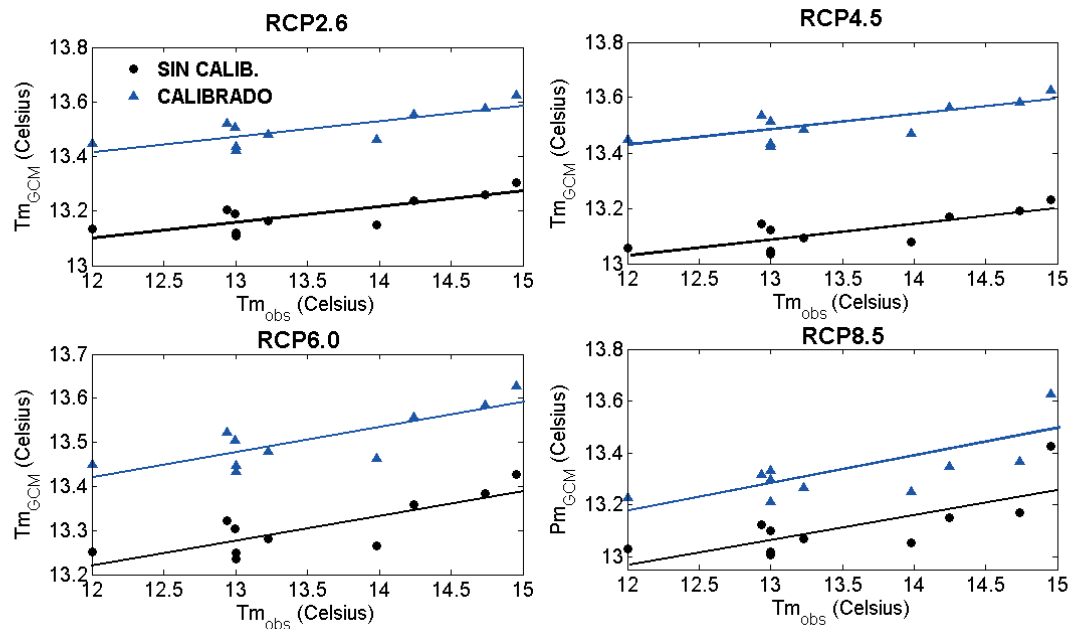


Figura 9 | Corrección de las proyecciones de temperatura realizadas en el período de control que serán usadas en la generación de las proyecciones.

Proyecciones climáticas de los GCM

Al proyectar las modificaciones de la precipitación y la temperatura a través de las correcciones del CMIP5, se han estimado los incrementos medios futuros de estas variables para los escenarios RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5. Como se puede observar en la Tabla 3, las proyecciones de las precipitaciones para el período de 2090 a 2100 prevén un incremento medio en todos los escenarios que difiere con los eventos de sequía que se han presentado recientemente en esta zona.

Las temperaturas muestran una tendencia más acorde con lo esperado, con afectaciones mayores por el escenario más desfavorable (RCP 8.5). Es importante comentar que estos resultados siguen estando condicionados por la resolución espacial de los modelos CMIP5. La cual según Wilby *et al.* (2000) puede influir en una inadecuada representación de las variaciones climáticas regionales. Es por ello que se recomienda corroborar estos resultados a través de técnicas estadísticas como las descritas en los trabajos de Giorgi y Mearns (1991) y Mearns *et al.* (2004).

Tabla 3 | Tasas medias de precipitación y temperatura obtenidas con el CMIP5 para los escenarios del IPCC.

Variables	Medias de las variables (período de control 1990-2000)		Proyecciones GCM-IPCC (mm/d y °C) (período 2090-2100)			
	Observado	Escenarios	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
Precipitación (mm/año)	842.82	854.72	+0.0677	+0.0365	+0.0585	+0.0277
Temperatura (°C)	13.5	13.45	+1.1724	+2.0093	+2.6264	+4.1439

Evaluación de los impactos del Cambio Climático

Al modificarse las entradas de precipitación y temperatura en el modelo TETIS calibrado a través de los valores del Cuadro 1 y simular dicho modelo en el período de 2090 a 2100. Los resultados obtenidos presentan una disminución del 11% en los caudales observados para el año 2100. Además de un comportamiento diferente con respecto al período de control, obtenido al simular el modelo TETIS calibrado en el período de 1990 al 2000. Lo anterior es debido a que producto de los efectos del Cambio Climático se presenta un cambio en el régimen hidrológico de la cuenca. Es decir, el sistema se vuelve más dinámico con respuestas más rápidas propiciando con ello un incremento del 54% en los caudales máximos tanto en años húmedos como en años secos para los meses de invierno (Figura 10). Hay también una disminución significativa del tiempo de concentración de la cuenca al presentarse una fusión de nieve más rápida, aumentando con ello, el riesgo por avenidas extraordinarias que podrían repercutir en la operación y seguridad de la presa ubicada aguas debajo de la cuenca y un mayor riesgo para las poblaciones existentes en la zona.

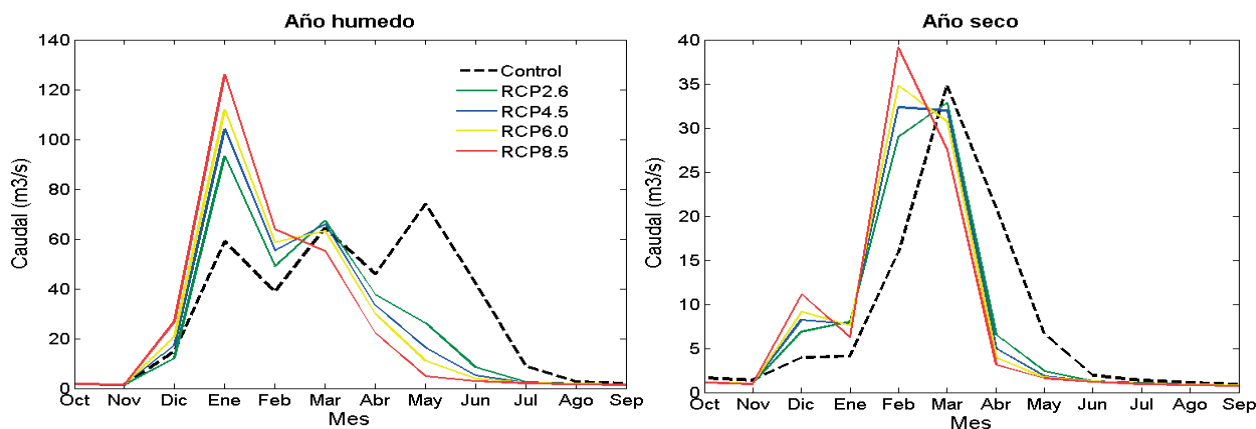


Figura 10 | Impactos del Cambio Climático sobre los caudales medios mensuales en el 2100 según los cuatro escenarios del IPCC.

Al analizar el resto de los flujos y de los almacenamientos del sistema, se han encontrado impactos del Cambio Climático en la fusión, la infiltración, la recarga del acuífero y el flujo base (Figura 11). El efecto más significativo se observa en la recarga del acuífero con una disminución del orden el 16% respecto de la recarga del acuífero del periodo de control y por consecuencia una disminución en el flujo base del 11%. En el caso de la evapotranspiración se ha obtenido tan sólo un incremento del 5% al no considerarse cambios en la ocupación del suelo. Este incremento está asociado directamente con la disminución de los caudales en la desembocadura de la cuenca y la disminución en la recarga del acuífero.

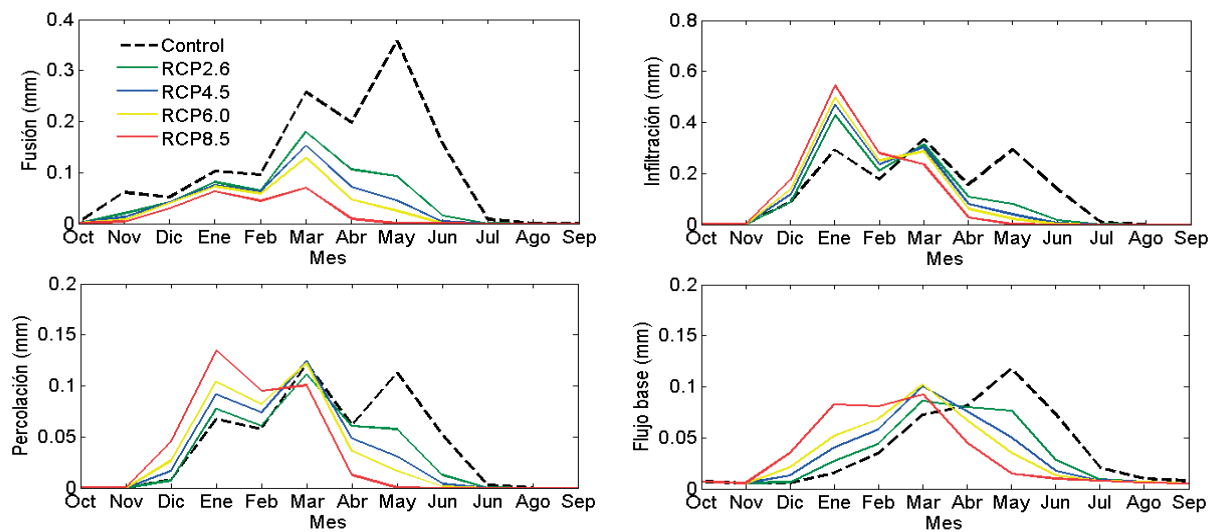


Figura 11 | Impacto del Cambio Climático sobre los flujos medios de la fusión, la infiltración, la percolación y el flujo base en el 2010 según los cuatro escenarios del IPCC.

Otro efecto significativo del cambio climático para el año 2100 es que la permanencia de la capa de nieve se reduciría drásticamente por la elevación de las temperaturas en los meses de invierno (Figura 11). Es decir, según los resultados del modelo habrá una disminución de la acumulación de nieve del 80%. Lo anterior, debido a que se reducirán las nevadas y el aumento de precipitación líquida aportará calor para que exista fusión en condiciones de lluvia y sin lluvia (Figura 12).

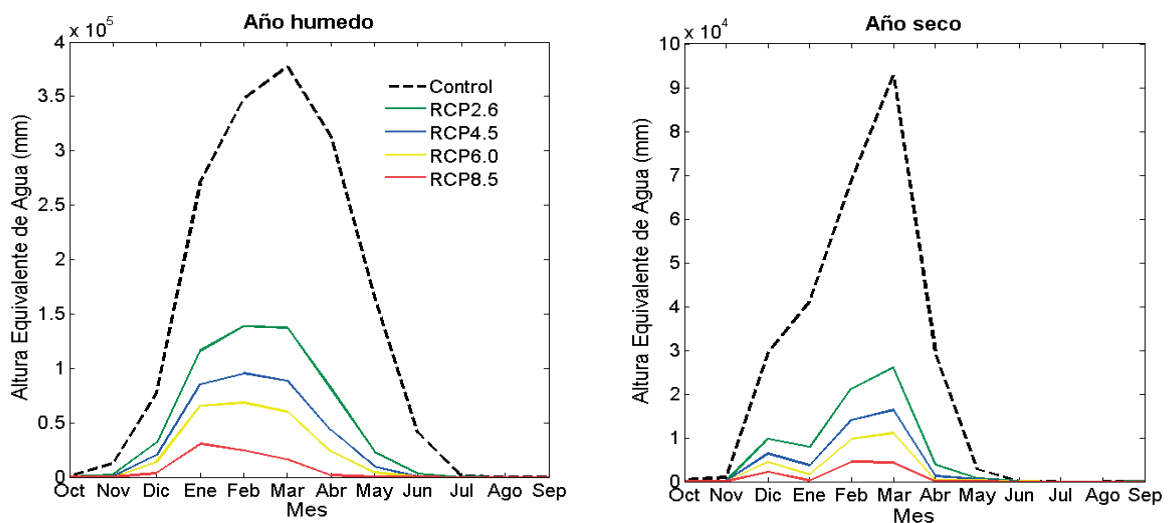


Figura 12 | Impacto del Cambio Climático sobre la acumulación media de nieve en el 2100 según los cuatro escenarios del IPCC.

Además de la disminución de la acumulación de nieve se ha podido observar que las mayores tasas de fusión de nieve se presentan en el mes de marzo en las celdas ubicadas en la ladera sur de la cuenca. Los resultados de este análisis han mostrado la gran influencia que tiene la acumulación y fusión en la producción y respuesta hidrológica de una cuenca de alta montaña. Así como, la alta sensibilidad de estas variables a los efectos del Cambio Climático.

CONCLUSIONES

La combinación de un modelo hidrológico distribuido, un modelo global del clima y escenarios climáticos han permitido modelar los posibles efectos del Cambio Climático sobre los flujos y almacenamientos en una cuenta de alta montaña. Entre los posibles impactos pronosticados está un mayor riesgo por avenidas máximas extraordinarias e inundaciones. Lo anterior debido a que existe una modificación en la dinámica del sistema influenciada por una fusión de nieve más rápida debido principalmente a los incrementos en las temperaturas. En esta nueva dinámica hidrológica, habrá menor infiltración y percolación, afectando directamente la disponibilidad hídrica en el acuífero. La evapotranspiración no presenta efectos significativos por cambios en la precipitación y la temperatura. Sin embargo, habría que incluir la modelación los cambios de uso de suelo para corroborar dicha afirmación.

La información que nos proporciona la modelación matemática resulta de suma importancia para definir las acciones a corto, mediano y largo plazo que habrán de implementarse para mitigar los efectos del Cambio Climático en el sistema de alta montaña.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido apoyada por la Dirección General de Educación Superior Universitaria (DGESU) de la Secretaría de Educación Pública de México (a través de su Programa para el Desarrollo Profesional Docente FOLIO PRODEP: UGTO-PTC 613) y por la División de Ingenierías de la Universidad de Guanajuato, México.

REFERENCIAS

- Adam, J. C., Hamlet, A. F., Lettenmaier, D. P. 2009. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 23(7), 962-972. <https://doi.org/10.1002/hyp.7201>
- Arnell, N. W., Gosling, S. N. 2013. The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale. *Journal of Hydrology*, 486, 351-364. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.010>
- Arnell, N. W., Reynard, N. S. 1996. The effects of climate change due to global warming on river flows in Great Britain. *Journal of Hydrology*, 183(3-4), 397-424. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02950-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02950-8)
- Beven, K. 1989. Changing ideas in hydrology—The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105(1), 157-172. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90101-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90101-7)
- Bobba, A. G. Singh, V. P., Jeffries, D. S., Bengtsson, L. 1997. Application of a watershed runoff model to north-east pond river, Newfoundland: To study water balance and hydrological characteristics owing to atmospheric change. *Hydrological Processes*, 11(12), 1573-1593. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19971015\)11:12%3C1573::AID-HYP491%3E3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19971015)11:12%3C1573::AID-HYP491%3E3.0.CO;2-V)
- Bonilla-Ovallos, C. A., Mesa, O. 2017. Validación de la precipitación estimada por modelos climáticos acoplados del proyecto de intercomparación CMIP5 en Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41(158), 107. <https://doi.org/10.18257/raccefyn.427>

- Burlando, P., Rosso, R. 2002a. Effects of transient climate change on basin hydrology. 1. Precipitation scenarios for the Arno River, central Italy. *Hydrological Processes*, 16(6), 1151-1175. <https://doi.org/10.1002/hyp.1055>
- Burlando, P., Rosso, R. 2002b. Effects of transient climate change on basin hydrology. 2. Impacts on runoff variability in the Arno River, central Italy. *Hydrological Processes*, 16(6), 1177-1199. <https://doi.org/10.1002/hyp.1056>
- Devia, G. K., Ganasri, B. P., Dwarakish, G. S. 2015. A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001-1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- Döll, P., Schmied, H. M. 2012. How is the impact of climate change on river flow regimes related to the impact on mean annual runoff? A global-scale analysis. *Environmental Research Letters*, 7(1), p. 14037. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014037>
- Döll, P., Zhang, J. 2010. Impact of climate change on freshwater ecosystems: a global-scale analysis of ecologically relevant river flow alterations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(5), 783-799. <https://doi.org/10.5194/hess-14-783-2010>
- Déqué M, Dreveton C, Braun A, Cariolle D. 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10, 249-266. <https://doi.org/10.1007/BF00208992>
- Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4), 1015-1031. <https://doi.org/10.1029/91WR02985>
- Dvorak, V., Hladny, J., Kasperek, L. 1997. Climate change hydrology and water resources impact and adaptation for selected river basins in the czech republic. *Climatic Change*, 36(1), 93-106. <https://doi.org/10.1023/A:1005384120954>
- Eckhardt, K., Haverkamp, S., Fohrer, N., Frede, H.G. 2002. SWAT-G, a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 27(9-10), 641-644. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00048-7](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00048-7)
- Francés, F., Vélez, J. I., Vélez, J. J. 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1), 226-240. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.032>
- Fung, F., Lopez, A., New, M. 2010. Water availability in +2°C and +4°C worlds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. The Royal Society*, 369(1934), 99-116. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0293>
- Giorgi, F., Mearns, L. O. 1991. Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Reviews of Geophysics*. 29(2), 191-216. <https://doi.org/10.1029/90RG02636>
- Giorgetta, M.A., Jungclaus, J., Reick C.H., Legutke, S., Bader J., Böttinger, M., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H.D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T., Mikolajewicz, U., Mueller, W., Notz, D., Pithan, F., Raddatz, T., Rast, S., Redler, R., Roeckner, E., Schmidt, H., Schnur, R., Segschneider, J., Six, K.D., Stockhause, M., Timmreck, C., Wegner, J., Widmann, H., Wieners, K.H., Claussen, M., Marotzke, J., Stevens, B. 2013. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 572-597. <https://doi.org/10.1002/jame.20038>
- Jeton, A. E., Dettinger, M. D., Smith, J. L. 1996. Potential effects of climate change on streamflow, Eastern and Western slopes of the Sierra Nevada, California and Nevada. Water-Resources Investigations Report, U.S. Geological Survey, p. 44.
- Jiang, T., Chen, Y.D., Xu, C., Chen, X., Chen, X., Singh, V.P. 2007. Comparison of hydrological impacts of climate change simulated by six hydrological models in the Dongjiang Basin, South China. *Journal of Hydrology*, 336(3), 316-333. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.01.010>
- Kalin, L., Govindaraju, R. S., Hantush, M.M. 2003. Effect of geomorphologic resolution on modeling of runoff hydrograph and sedimentograph over small watersheds. *Journal of Hydrology*, 276(1-4), 89-111. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00072-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00072-6)
- Lettenmaier, D. P., Gan, T. Y. 1990. Hydrologic sensitivities of the Sacramento-San Joaquin River Basin, California, to global warming. *Water Resources Research*, 26(1), 69-86. <https://doi.org/10.1029/WR026i001p00069>

- Loukas, A., Quick, M.C. 1996. Effect of Climate Change on Hydrologic Regime of Two Climatically Different Watersheds. *Journal of Hydrologic Engineering*, 1(2), 77-87. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1996\)1:2\(77\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:2(77))
- Mearns, L. O. Carbone, G., Doherty, R.M., Tsvetsinskaya, E., McCarl, B.A., Adams, R.M., McDaniel, L. 2004. The Uncertainty due to Spatial Scale of Climate Scenarios in Integrated Assessments: An Example from U.S. Agriculture. *Integrated Assessment*, 4(4), 225-235. <https://doi.org/10.1080/1389517049051537>
- Merz, R., Blöschl, G. 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology*, 287(1-4), 95-123. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.028>
- Mimikou, M. A., Kouvopoulos, Y. S. 1991. Regional climate change impacts: I. Impacts on water resources. *Hydrological Sciences Journal*, 36(3), 247-258. <https://doi.org/10.1080/02626669109492507>
- Moradkhani, H., Sorooshian, S. 2008. General Review of Rainfall-Runoff Modeling: Model Calibration, Data Assimilation, and Uncertainty Analysis, in Sorooshian, S. et al. (eds) *Hydrological Modelling and the Water Cycle: Coupling the Atmospheric and Hydrological Models*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1-24. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77843-1_1
- Moreda, F., Cong, S., Schaake, J., Smith, M., 2006. Gridded rainfall estimation for distributed modeling in western mountainous areas. *AGU Spring Meeting Abstracts* 23, 32.
- Nash, J. E. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Nash, L. L., Gleick, P. H. 1991. Sensitivity of streamflow in the Colorado Basin to climatic changes. *Journal of Hydrology*, 125(3-4), 221-241. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(91\)90030-L](https://doi.org/10.1016/0022-1694(91)90030-L)
- Neelin, J. D., Langenbrunner, B., Meyerson, J. E., Hall, A., Berg, N. 2013. California Winter Precipitation Change under Global Warming in the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 Ensemble. *Journal of Climate*, 26, 6238-6256. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00514.1>
- Orozco, I. 2014 *Modelación parsimoniosa y espacialmente distribuida de los procesos de acumulación y fusión de nieve*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia (UPV). 1-290. <http://doi.org/10.4995/Thesis/10251/36035>
- Peña, E., Barrios, M., Francés, F., 2016. Flood quantiles scaling with upper soil hydraulic properties for different land uses at catchment scale, *Journal of Hydrology*, 541, 1258-1272. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.08.031>
- Ruiz-Villanueva, V. Stoffel, M., Bussi, G., Francés, F., Bréthaut, C. 2014. Climate change impacts on discharges of the Rhone River in Lyon by the end of the twenty-first century: model results and implications. *Regional Environmental Change*, 15(3), 505-515. <https://doi.org/10.1007/s10113-014-0707-8>
- Scholze, M. Knorr, W., Arnell, N.W., Prentice, I.C. 2006. A climate-change risk analysis for world ecosystems. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103(35), 13116-13120. <https://doi.org/10.1073/pnas.0601816103>
- Smith, M. Koren, V., Zhang, Z., Moreda, F., Cui, Z., Cosgrove, B., Mizukami, N., Kitzmiller, D., Ding, F., Reed, S., Anderson, E., Schaake, J., Zhang, Y., Andréassian, V., Perrin, C., Coron, L., Valéry, A., Khakbaz, B., Sorooshian, S., Behrangi, A., Imam, B., Hsu, K.L., Todini, E., Coccia, G., Mazzetti, C., Ortiz A.E., Francés, F., Orozco, I., Hartman, R., Henkel, A., Fickenscher, P., Staggs, S. 2013. The distributed model intercomparison project - Phase 2: Experiment design and summary results of the western basin experiments. *Journal of Hydrology*. Elsevier B.V., 507, 300-329. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.08.040>
- Stocker, T.F., Dahe, Q., Gian-Kasper, P., Melinda, M.B., Tignor, S.K. Allen, J.B., Alexander, N., Yu X., Vincent B., Pauline M.M. 2013. *Cambio climático 2013-Bases físicas. Quinto Inf.* Edited by 2013 Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. 1-34.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485-498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>

Trouet, V., Oldenborgh, G.J.V. 2013. KNMI Climate Explorer: A Web-Based Research Tool for High-Resolution Paleoclimatology. *Tree-Ring Research*, 69 (1), 3-13. <https://doi.org/10.3959/1536-1098-69.1.3>

Wilby, R. L. Hay, L.E., Gutowski, W.J., Arritt, R.W., Takle, E.S., Pan, Z., Leavesley, G.H., Clark, M.P. 2000. Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output. *Geophysical Research Letters*, 27(8), 1199-1202. <https://doi.org/10.1029/1999GL006078>