

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXV CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

"EVALUACIÓN DEL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL CAUDAL DE SALIDA DE UNA SUBCUENCA DEL RÍO TRANCURA, EN BASE A PROYECCIONES CLIMÁTICAS GLOBALES DE ALTA Y SUPER ALTA RESOLUCIÓN"

BASTIAN BURGOS V.¹
MAURICIO ZAMBRANO-BIGIARINI^{1,2}
JUAN PABLO BOISIER E.^{2,3}

RESUMEN

Este trabajo busca estimar el impacto del cambio climático en el caudal de salida de una cuenca pluvio-nival de la Región de la Araucanía, utilizando proyecciones climáticas de última generación con distinta resolución espacial. Para esto, se han utilizado datos de precipitación y temperatura del aire obtenidos desde dos modelos de clima global (GCM) pertenecientes al proyecto CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project): i) uno en alta resolución (HR, ~50 km), y ii) otro en súper alta resolución (SHR, ~25 km), ambos correspondientes al modelo del Meteorological Research Institute (MRI) AGCM3.2, con escala diaria y un escenario SSP5-8.5. La corrección de sesgo de los datos de ambos modelos climáticos se realiza con el método Quantile Delta Mapping (QDM), utilizando los datos grillados CR2METv2.0 (5 km). Luego, se realiza la modelación hidrológica de la Cuenca del Río Trancura en Curarrehue utilizando el modelo agregado TUWmodel y los datos climáticos CR2METv2 durante el período histórico 1994-2014. Una vez calibrado el modelo hidrológico, se utilizaron los modelos climáticos HR y SHR para forzar el modelo hidrológico TUWmodel durante un periodo futuro (2030-2070).

Los resultados muestran que el método QDM logra reducir el sesgo de la precipitación y temperaturas del aire durante el periodo histórico (1979-2014) en un 95% y 99%, respectivamente. Los caudales anuales medios proyectados durante el escenario futuro disminuyen en un 9.2% y 16.5 %, al utilizar los modelos HR y SHR, respectivamente, acentuándose al evaluar caudales máximos. Finalmente, los resultados obtenidos a partir de los modelos HR y SHR coinciden en proyectar menores acumulaciones de nieve durante los meses de invierno, las que luego se traducen en menores caudales durante los meses de primavera.

¹ Departamento de Obras Civiles, Universidad de la Frontera
email: bastianburgosvictoriano@gmail.com; mauricio.zambrano@ufrontera.cl

² Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, Universidad de Chile
email mauricio.zambrano@ufrontera.cl; jboisier@uchile.cl

³ Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, email: jboisier@uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático es un fenómeno ampliamente observado y de interés transversal por su impacto en distintas regiones del planeta, con efectos sobre los recursos hídricos que se manifiestan en cambios en la intensidad y/o frecuencia de eventos extremos (e.g. sequías e inundaciones). En Chile se ha observado una disminución de largo plazo en las precipitaciones del centro-sur y un aumento de temperaturas en buena parte del país desde mediados del siglo XX (Carrasco et al., 2008), desencadenando en un periodo denominado "megasequía"(2010–presente) (Garreaud et al., 2017), caracterizado por déficit de precipitaciones acumuladas, lo cual ha derivado en una baja productividad vegetal y una disminución en la acumulación de nieve.

Para poder hacer frente a los efectos adversos del cambio climático en los ecosistemas y en la población, es necesario poder cuantificar las proyecciones de cambio climático en el mediano y largo plazo. Es en este punto donde los modelos de clima (GCM en adelante por su nombre en inglés, General Climate Model) se transforman en la herramienta para evaluar proyecciones de tendencias en las variables climáticas. Sin embargo, estos modelos poseen errores sistemáticos que ocurren a causa de diferentes motivos, como los detalla Eden et al. (2012). Para reducir estos errores se recomienda la utilización de métodos de corrección de sesgo, los cuales tienen como objetivo corregir los errores observados en un periodo histórico del modelo y extender esta corrección a proyecciones futuras, asumiendo que dichos errores se mantienen a lo largo del tiempo. Uno de los métodos utilizados cuando existe interés en los eventos extremos, es el Quantile Delta Mapping (QDM en adelante) el cual incorpora un factor en la corrección a los datos proyectados que permite la conservación de los cambios en los cuantiles de la variable corregida (Cannon et al., 2015).

El presente trabajo tiene como objetivo evaluar el impacto del cambio climático en el caudal de salida de una subcuenca del Río Trancura, ubicada en la cordillera de Los Andes al sur de La Araucanía.

Para la evaluación del impacto del cambio climático en la subcuenca, se propone la utilización – por primera vez en Chile- de un modelo climático highResMIP perteneciente al Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6, Eyring et al., 2016), que se presenta en alta (HR en adelante) y súper alta resolución (SHR en adelante) espacial, permitiendo evaluar el impacto del aumento en la resolución espacial del modelo climático en los caudales simulados en la salida de la subcuenca.

2. ANTECEDENTES GENERALES

Con el objetivo de evaluar diferencias entre los modelos se ha optado por realizar la corrección de sesgo en área de mayor extensión, optando por la corrección de sesgo en la zona comprendida entre la región del Biobío y Los Ríos. La subcuenca de Trancura en Curarrehue, se ubica en la zona cordillerana sur de la región de La Araucanía, como se puede ver en la Figura 1.

Se destacan tres principales cordones montañosos al interior de las tres regiones, al oeste de la región del Biobío, la Cordillera de Nahuelbuta alcanzando elevación máxima de 1525 m.s.n.m. En la zona oeste de la región de Los Ríos, se ubica la Cordillera Pelada con una elevación máxima de 1042 m.s.n.m. Por último, abarcando toda la franja este del mapa está ubicada la Cordillera de Los Andes, con altitud media decreciente en la medida que avanza hacia el sur.

La subcuenca de Trancura en Curarrehue, tiene una superficie de 356.9 km² y destaca en esta una orografía accidentada, además de un gran rango de variación para la elevación, yendo desde una altura mínima de 369 m.s.n.m. hasta una máxima de 3746 m.s.n.m. en la cumbre del volcán Lanín.

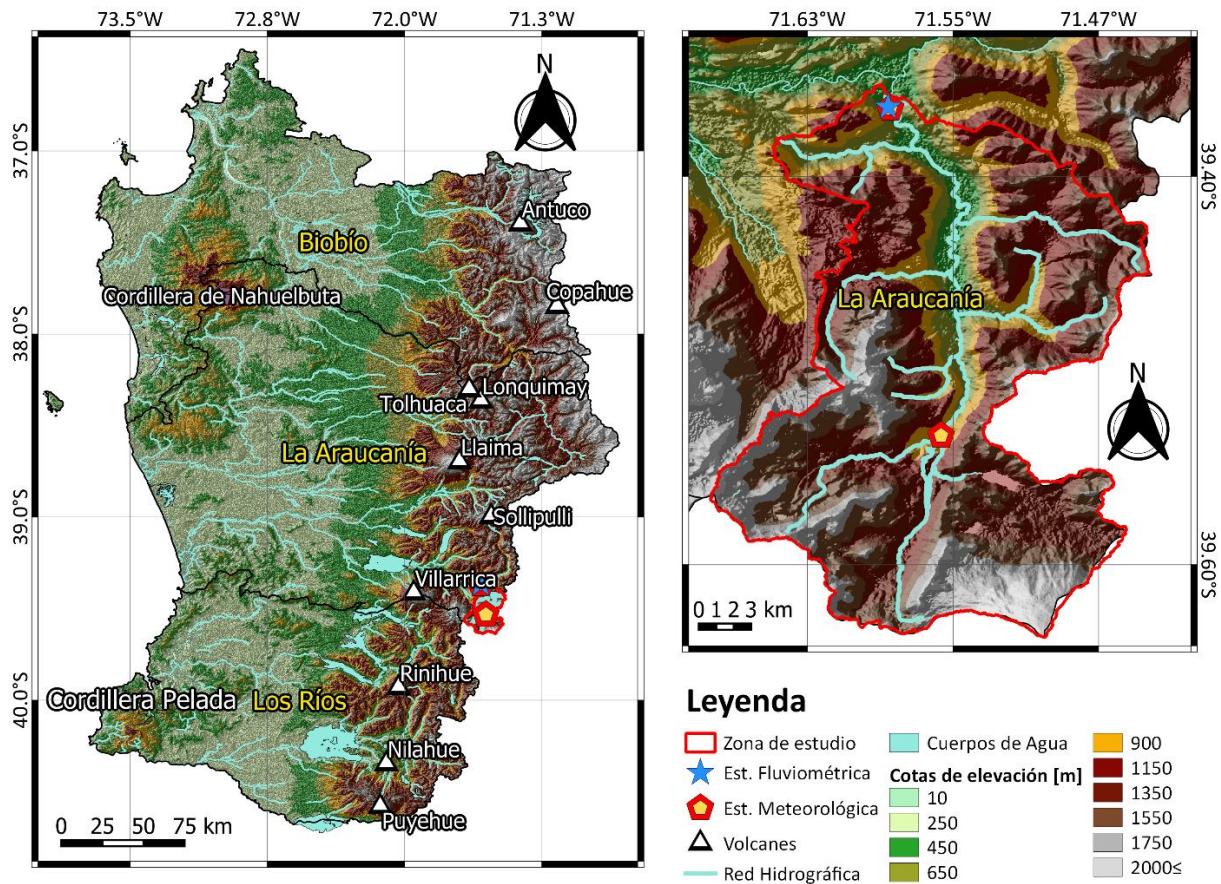


Figura 1 Zona de estudio, regiones corregidas y cuenca modelada.

La estación fluviométrica en la salida de la cuenca, Río Trancura en Curarrehue, se ubica a una altura de 391 m.s.n.m. y posee registros desde 1968 hasta el presente. La Figura 2 muestra los caudales del cuantil 2.5 (Q2.5) y cuantil 97.5 (Q97.5), junto con los caudales medios de acuerdo a los datos registrados entre 1979-2014. Se puede observar un régimen hidrológico pluvio-nival, donde las mayores crecidas se presentan en el mes de julio, mientras los meses de menor caudal se sitúan entre febrero y abril.

Las variables meteorológicas consideradas como observadas para este trabajo, corresponden al producto grillado CR2METv2 (Boisier et al., 2018), el cual cuenta con una resolución espacial de 5 km, posee una frecuencia temporal diaria y abarcan desde 1979 hasta 2020. En base a estos datos, el clima de la cuenca se caracteriza por una temperatura promedio anual de 7.1 °C y una precipitación anual media de 3280 mm, concentradas entre los meses de mayo y agosto.

Para evaluar los efectos del cambio climático en el caudal de salida se utiliza el modelo global de clima (GCM) perteneciente al CMIP6, MRI-AGCM3.2 (Mizuta et al., 2012). El modelo cuenta con

variables de salida disponibles en alta resolución (~50 km) y súper alta resolución (~25 km). La frecuencia temporal con la que se entregan datos de precipitaciones y temperaturas, es de escala diaria y abarca un periodo histórico entre 1950-2014, y un periodo proyectado bajo un escenario SSP5-8.5 entre 2015-2099.

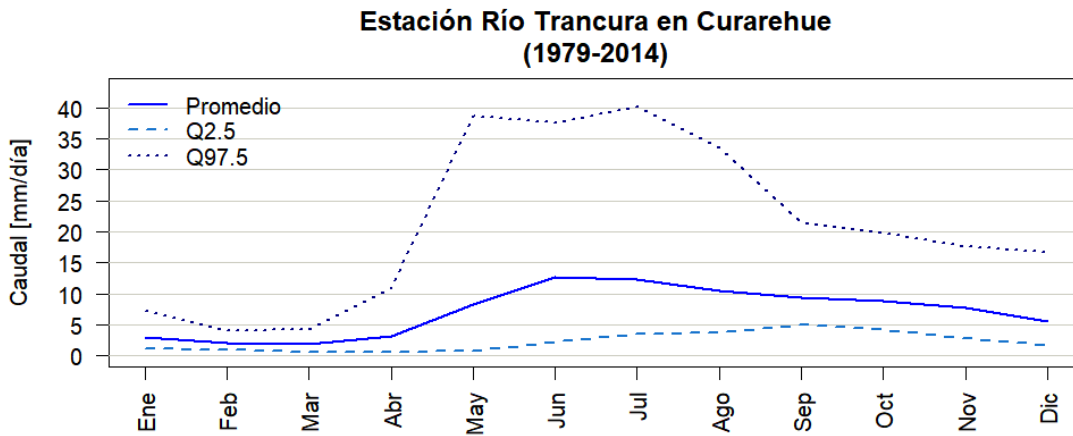


Figura 2 Caudal observado, periodo 1979-2014.

Producto de la gruesa resolución con la que se entregan las salidas del modelo, se presentan diferencias respecto a los valores observados lo que se conoce como sesgo. Los principales motivos para la ocurrencia de este se detallan en el documento de Eden et al. (2012). Para que el sesgo no conduzca a representaciones irreales de las modelaciones hidrológicas (Bergström et al., 2001), se recomienda implementar métodos de corrección de sesgo (Wilby et al., 2000), lo cual permite a los GCM ser representaciones climáticas coherentes con el conjunto de datos de referencia utilizado en la calibración. La corrección del sesgo en los datos proyectados, se realiza bajo el supuesto de que los cambios corregidos en el periodo histórico son aplicables al periodo proyectado.

El método de corrección de sesgo implementado en este trabajo, corresponde al Quantile Delta Mapping y está basado en la metodología implementada por Cannon et al. (2015). Este método posee como principal característica conservar los cambios relativos en los cuantiles entre dos períodos, mientras al mismo tiempo corrige el sesgo sistemático respecto a los valores observados en un periodo de referencia. Algunos otros métodos de corrección pueden ser encontrados en los artículos de Teutschbein & Seibert (2012) y Chen et al. (2013).

Teniendo en consideración como propósito de la modelación hidrológica el comprender el ciclo hidrológico, sus procesos e interrelaciones superficiales y subsuperficiales, para evaluar variaciones en el caudal de salida en la subcuenca, se escoge el modelo TUWmodel (Parajka et al., 2006). Este es un modelo hidrológico conceptual agrupado, basado en la estructura del modelo HBV (Bergström, 1976, 1992). A pesar de ser un modelo agrupado, TUWmodel puede ser utilizado en forma semi-distribuida y con una representación dual de la capa de suelo. El modelo en su estructura consiste en una simulación de la interacción entre tres módulos: nieve, humedad del suelo y escorrentías, consta de 14 parámetros divididos entre los tres módulos, y funciona a escala diaria o menor.

3. METODOLOGÍA

Tal como se ha mencionado en el punto anterior, los datos grillados de CR2METv2 abarcan un periodo entre 1979 a mayo del 2020 y el periodo histórico del GCM entre 1950-2014, es por esto que se define como el periodo histórico de trabajo 1979-2014 (periodo histórico en adelante). En el caso de las series proyectados por el GCM se define un periodo entre 2030-2070, considerando que esta ventana de tiempo es capaz de mostrar los cambios proyectados bajo el escenario SSP5-8.5, sin estos llegar a ser demasiados extremos.

El método implementado para la corrección de sesgo corresponde al Quantile Delta Mapping (Cannon et al., 2015), el cual permite conservar diferencias relativas proyectadas por un conjunto de datos. La forma en que el método realiza la corrección, consiste en forzar las curvas de función de distribución acumulada (CDF) del modelo histórico (m.h.) y modelo proyectado (m.p.), a la CDF de los datos observados históricos (o.h.).

Mediante la determinación de cuantiles empíricos para las tres series de tiempo (o.h., m.h., y m.p.), se distribuyen los datos de la serie en una curva CDF (1). El resultado de esto es la probabilidad de no excedencia $\tau(t)$, donde (t) representa la ventana de tiempo escogida para la corrección.

$$\tau_{m.h.} = F_{m.h.}^{(t)}[x_{m.h.}(t)] \quad (1)$$

La corrección como tal es realizada cuando mediante la función inversa de la CDF de los datos observados, se fuerza a las probabilidades de no excedencia de los datos modelados a dicha distribución (2).

$$\hat{x}_{o,m,h:h}(t) = F_{o.h.}^{-1}[\tau_{m.h.}(t)] \quad (2)$$

Para el caso de los datos históricos, esta corrección produce -por definición- un buen ajuste entre los valores del modelo y los valores observados. Sin embargo, en los datos proyectados la manera de conservar los cambios relativos para cada cuantil es con la incorporación del término Δ . Este término, definido en la Tabla 1, se incorpora en la ecuación (3.2) de forma aditiva si la corrección se realiza a temperatura, o de forma multiplicativa si corresponde a precipitación.

El procedimiento descrito se implementa en el entorno R v4.0.3 (R Core Team, 2020) utilizando el paquete *MBC* (Cannon et al., 2015). La corrección de sesgo se aplica para cada variable de forma independiente en todos los meses, para cada pixel en la grilla.

La forma en la que se evalúa si la corrección de sesgo se ha implementado de forma adecuada, es mediante el test estadístico Kolmogorov-Smirnov. Este test se aplica al periodo histórico, y evalúa la bondad del ajuste, considerando una incerteza (α) de 0.01 y un número de muestras (N) igual al total de días para cada mes a lo largo del periodo histórico.

Tabla 1 Definición de delta, utilizado para conservar los cambios relativos por cuantil.

<i>Temperatura</i>	<i>Precipitación</i>
$\Delta_m(t) = F_{m.p.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)] - F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)]$	$\Delta_m(t) = \frac{F_{m.p.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)]}{F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)]}$
$\Delta_m(t) = x_{m.p.}(t) - F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)]$	$\Delta_m(t) = \frac{x_{m.p.}(t)}{F_{m.h.}^{-1}[\tau_{m.p.}(t)]}$

Ya comprobada la bondad del ajuste, se continúa con la modelación hidrológica, donde en primer lugar se realiza una revisión de la serie de tiempo de caudales observados. La serie de tiempo de caudales es rellenada, reemplazando los días sin medición por el promedio mensual histórico de su mes correspondiente.

En cuanto a la modelación hidrológica, se implementa TUWmodel en forma semi-distribuida dividiendo la cuenca en tres bandas de acuerdo a su elevación. El modelo de elevación digital utilizado, pertenece a la Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, Farr et al., 2007) y cuenta con resolución de 30 m, la cual, para ser concordante con la resolución de 5 km de los datos climáticos se modifica mediante el método interpolación bilineal. La pérdida de resolución en el DEM derivada de este reescalamiento produce una disminución en la cota máxima de elevación, reduciendo esta a los 2029 m.s.n.m. En cuanto a las bandas definidas, se define la primera de ellas como la zona donde principalmente se encuentra precipitación líquida, la altitud en esta banda no superó los 1041m.s.n.m. Las siguientes dos bandas consideran precipitación tanto líquida como sólida, y se distribuyen entre los 1041 m.s.n.m. y los 2029 m.s.n.m.

Además, para la implementación del modelo hidrológico se requiere ingresar para cada una de las bandas: series de tiempo de precipitación, temperatura media, evapotranspiración potencial y el área de la cuenca en términos. La determinación de la evapotranspiración potencial se calcula mediante el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985), el cual, como datos de entrada, necesita temperatura máxima, mínima y la radiación incidente (Allen et al., 1998) a escala diaria.

La calibración de los parámetros en el modelo hidrológico se ejecuta a través del paquete *hydroPSO v0.5–8* (Zambrano-Bigiarini & Rojas, 2013), el cual implementa una versión estado del arte del algoritmo de optimización por enjambre de partículas (PSO, por sus siglas en inglés Particle Swarm Optimization) (Kennedy & Eberhart, 1995). El método, optimiza una función objetivo mediante una nube de partículas que se presentan como soluciones candidatas y buscan convergencia a la mejor solución posible. La función objetivo escogida es la eficiencia de Kling–Gupta (KGE) y la calibración de parámetros no se aceptará con valores de KGE menores a 0.8.

El proceso de calibración y posterior verificación del modelo utiliza los valores de CR2METv2 y se divide en un periodo de calibración 1979-1997 (18 años) y uno de verificación 1999-2014 (16 años). Tanto el límite inferior como superior, dentro del cual oscilan los parámetros a calibrar, es definido tomando en consideración la sugerencia de Viglione & Parajka (2020).

Una vez se cuenta con el set de parámetros calibrados, se pueden utilizar las series de tiempo de los GCM como forzantes del modelo hidrológico. Se realiza una simulación de los caudales durante el periodo histórico y proyectado. Las diferencias de caudal proyectadas el modelo hidrológico con HR y SHR como forzantes, son comparadas en base a los caudales simulados por los mismos GCM en el periodo histórico. Esta comparación, se realiza además del caudal, con algunos otros indicadores entregados por el modelo como la acumulación de agua equivalente a nieve, y los niveles de agua en los estanques teóricos inferiores y superiores.

4. RESULTADOS

El modelo HR antes de la corrección, producto de su menor resolución muestra algunas dificultades para representar las variaciones de precipitación y temperaturas en zonas de orografía compleja. Tanto la parte alta de las cordilleras de Nahuelbuta y Pelada, o bien zonas con alta presencia de macizos volcánicos como en la cordillera de Los Andes, ven subestimadas sus precipitaciones hasta por un 55 %, mientras en el resto del territorio las sobreestimaciones se elevan hasta el 150 %. Para el caso de temperaturas máximas el modelo tiende a subestimar en promedio un ~ 0.5 °C y sobreestimar las temperaturas máximas (sobre el cuantil 95) por cerca de 1.8 °C, principalmente en la región del Biobío. En las temperaturas mínimas en general se observa una sobrestimación cercana al 3.6 °C.

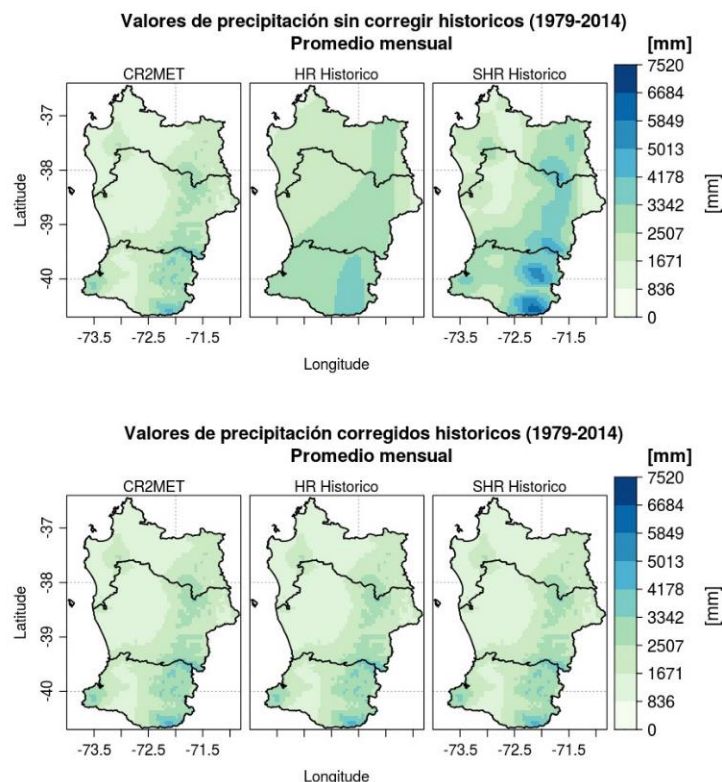


Figura 3 Valores sin corregir y corregidos de precipitación anual media, periodo histórico.

Por su parte, el modelo SHR presenta menor dificultad para representar la climatología en zona de orografía compleja. Las precipitaciones medias anuales son en general sobrestimadas a lo largo de todo el territorio entre un 5 % y 152 %, con excepción de la parte alta de la cordillera de Los Andes entre el Biobío y La Araucanía. Las temperaturas máximas, son más bajas en la cordillera de Los Andes en comparación con el modelo HR, la sobrestimación es más aguda para el cuantil 95 llegando hasta los 5.6 °C. A diferencia del modelo HR, las temperaturas mínimas son principalmente subestimadas a lo largo de gran parte del territorio, con excepción de la depresión intermedia en la región del Biobío.

La implementación del método QDM logró reducir el sesgo de los dos modelos climáticos, obteniendo como resultado un ajuste que no permite identificar diferencias significativas entre los GCM y los valores de CR2METv2 (ver Figura 3). Para las precipitaciones, se obtuvo una corrección del ~95 % de sesgo, mientras para ambas temperaturas, esta corrección es cercana al 99%. La aplicación del test Kolmogorov-Smirnov no mostró diferencias que permitan rechazar las correcciones en ningún pixel de la zona de estudio, en ninguna de las tres variables meteorológicas analizadas.

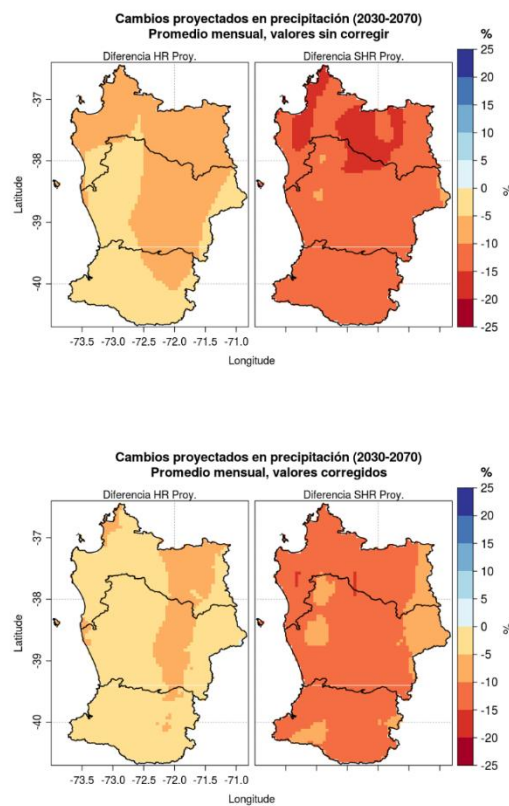


Figura 4 Diferencias proyectadas en precipitaciones medias anuales.

Al evaluar el periodo proyectado 2030-2070, tanto el modelo HR como SHR muestran una disminución en las precipitaciones entre un 4 % a 10 % y un 10 % a 20 % respectivamente, para

los valores sin corregir. En el caso de las temperaturas máximas, ambos modelos son coincidentes en mostrar un aumento de temperaturas medias en el gradiente costa-cordillera, el cual alcanza hasta los 1.4 °C y se incrementa hasta los 2.0 °C al evaluar el cuantil 95. Las temperaturas mínimas por su parte, también presentan el gradiente ascendente de temperatura costa-cordillera que oscila entre 0.1 °C y 1.5 °C por el modelo SHR, y para el modelo HR tiene un aumento ~0.2 °C respecto al gradiente descrito.

Como resultado de la corrección de sesgo a los modelos proyectados, se puede ver como las tendencias descritas en el párrafo anterior se mantienen y solo se sufren algunos cambios en las magnitudes. Tanto en el modelo HR como SHR, la magnitud con que se proyecta una disminución en las precipitaciones medias solo se ve atenuada, no siendo esta superior a un 5 % y 15 % respectivamente. Las temperaturas máximas y mínimas por su parte, no se ven afectadas de forma significativa en su magnitud ni el patrón costa-cordillera descrito para las temperaturas medias. Al evaluar el cuantil 95, las precipitaciones del modelo HR muestran un leve aumento en diversos puntos del territorio, mientras para ambas temperaturas del mismo modelo se advierten algunos cambios menores en la magnitud de la zona circundante a la cordillera de Nahuelbuta. En la Figura 4 se muestran las proyecciones para precipitaciones medias anuales, y se pueden notar los cambios conseguidos luego de aplicar la corrección de sesgo.

A nivel de cuenca, ambos modelos al ser corregidos consiguen representar la variabilidad intermensual en la precipitación y temperaturas. No hay diferencias entre ambos modelos en cuanto a valores anuales medios, siendo tanto HR como SHR coincidentes en subestimar la precipitación anual media en 75 mm (4 %) y sobreestimar la temperatura anual media en 0.3 °C.

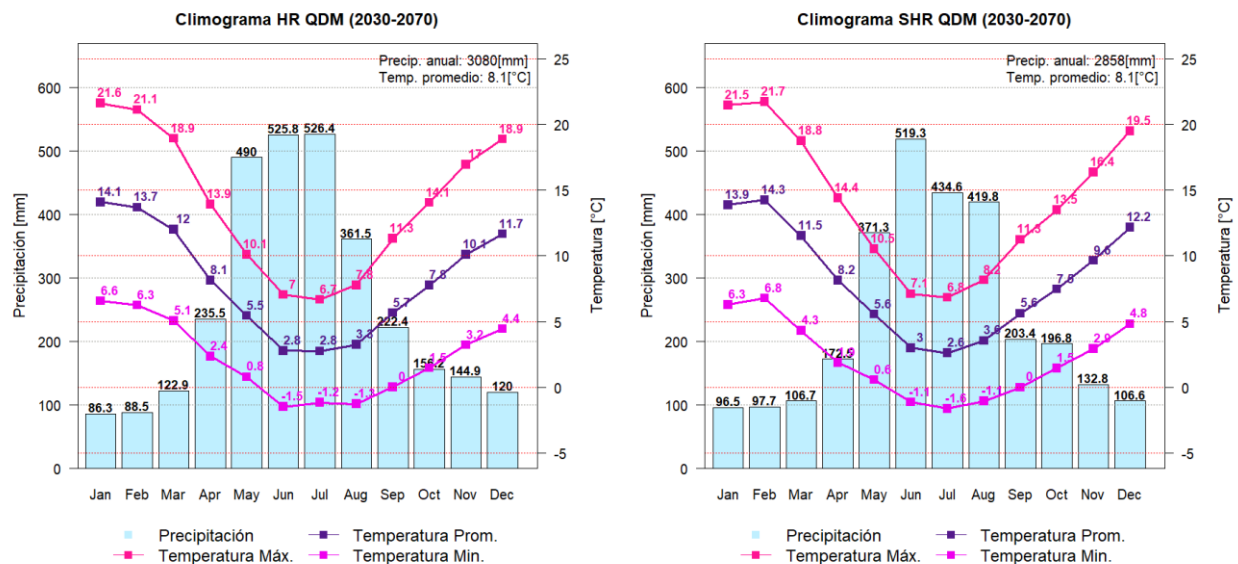


Figura 5 Climogramas periodo proyectado generado con modelos climáticos corregidos.

Si bien las proyecciones de ambos modelos apuntan en cambios en la misma dirección para la cuenca, se pueden notar ligeras diferencias entre ambos. HR proyecta una disminución en la

precipitación anual de un 4% en contraste al 11% del modelo SHR. Además, por parte de HR, este cambio proyectado se concentra principalmente en los meses entre agosto-diciembre, mientras SHR lo distribuye entre los meses marzo-junio y septiembre-diciembre. Las temperaturas máximas aumentan en promedio cerca de 0.8°C para HR y 1.0°C para SHR, concentrando este último los mayores cambios en los meses de primavera y verano. En el caso de las temperaturas mínimas destaca en HR el aumento de 0.9°C en el mes de julio (siendo casi el mayor aumento registrado en temperaturas mínimas para el modelo), que se ve acompañado por un aumento concentrado principalmente entre otoño e invierno. Las temperaturas mínimas del modelo SHR se ven incrementadas en 0.5 °C entre los meses de abril-noviembre, para luego llegar hasta 1.0 °C de aumento en el mes de febrero.

Como bien se ha descrito hasta acá, las correcciones de sesgo se implementan en forma satisfactoria y permiten representar la variabilidad estacional de las variables. Esto permite implementar la modelación hidrológica, utilizando los parámetros calibrados mediante el uso de CR2METv2 como forzante. El periodo de calibración entre 1979-1997 consigue un valor de KGE igual a 0.89, a la vez que la verificación obtiene un valor de KGE de 0.85. El modelo TUWmodel, utilizando a CR2MET como forzante, consigue una correcta representación de los caudales, pudiendo simular tanto periodos húmedos como secos. Particularmente los caudales máximos sobre el cuantil 99 en ambos periodos son subestimados en cerca de un 14 % en relación a los datos observados.

En vista de que los modelos logran una representación de las variables meteorológicas satisfactoria a nivel de cuenca, no es algo extraño encontrar el mismo resultado al comparar los caudales simulados con HR y SHR como forzantes, con el simulado forzando el modelo hidrológico con CR2METv2. Algunas diferencias se encuentran, principalmente al evaluar caudales máximos simulados con SHR, en donde se sobrestima en un 15% los caudales sobre el cuantil 98, respecto a la simulación CR2METv2.

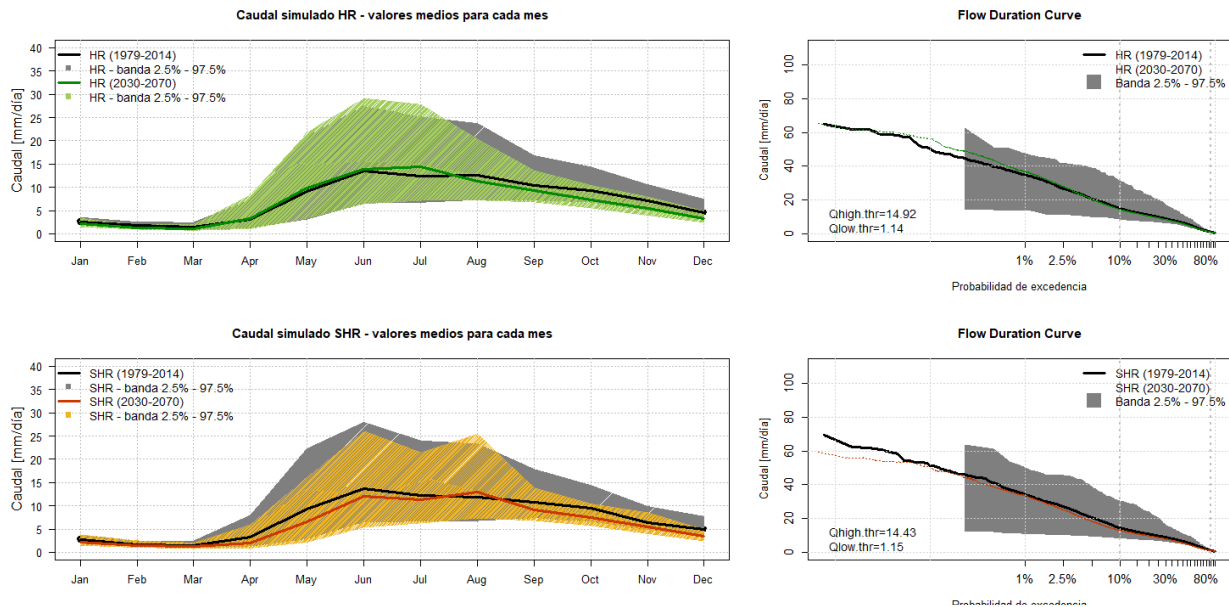


Figura 6 Caudales simulados proyectados, HR y SHR corregidos.

Las proyecciones de caudal tanto para HR como SHR, muestran una disminución en el caudal medio de un 9.2 % y 16.5 % respectivamente, mientras para los caudales máximos sobre el cuantil 98, el modelo HR no proyecta cambios y SHR muestra una disminución del 15 %. Producto de la disminución en la acumulación de agua equivalente a nieve (AEN) del 44 % al utilizar el modelo HR, se ve impactado el caudal en los meses primaverales disminuyendo cerca de un 20 %. En el caso de SHR, debido a una disminución sostenida de la precipitación entre marzo-julio, sumado al aumento en la temperatura mínima, se generan las condiciones propicias para proyectar una disminución en la acumulación de nieve entre mayo-agosto en cerca de un 42 %. Lo anterior se ve reflejado en una disminución del caudal máximo registrado en junio y un leve aumento en el proyectado para el mes de agosto, desencadenando así una modificación en el régimen hidrológico de la cuenca, teniendo caudales extremos tanto en junio como agosto. La Figura 6, muestra los caudales proyectados para ambos modelos y al costado derecho de la misma se muestran los caudales ordenados por cuantil con énfasis en los caudales máximos.

5. DISCUSIÓN y CONCLUSIÓN

Este trabajo ha permitido, en primer lugar, evaluar la capacidad del método Quantile Delta Mapping no solo para corregir las diferencias existentes entre los valores medios de los datos climáticos durante el periodo histórico, sino que también mantener los cambios proyectados en los cuantiles de los mismos. El método permitió disminuir las diferencias observadas en los modelo HR y SHR respecto a los datos CR2MET, donde para zonas de orografía compleja como la cordillera de Nahuelbuta, el modelo HR no consigue una representación adecuada de la variación en las temperaturas y precipitación previo a la corrección.

Las proyecciones de caudales muestran un escenario bastante desfavorable para la Cuenca del Río Trancura en Curarrehue en el período 2030-2070. El modelo HR muestra una disminución del caudal medio anual del 9.2 %, mientras que con SHR esta disminución llega a un 16.5 %. Para los caudales máximos, HR no muestra cambios importantes respecto al periodo histórico, mientras que el modelo SHR proyecta una disminución del 15 %. Ambos modelos son concordantes en mostrar una disminución en la acumulación de nieve, de un 66 % y 68 % para HR y SHR respectivamente, en relación a su valor histórico. Sin embargo, la disminución en la capa nival y la disminución de precipitaciones entre mayo y junio, conducen a que el modelo SHR proyecte una modificación del régimen hidrológico de la cuenca, pasando de registrar los valores máximos durante el mes de junio, a tener dos meses con valores máximos (junio y agosto).

Dentro de las diferencias que se advierten al utilizar un modelo de alta resolución y uno de súper alta resolución espacial como forzantes del modelo hidrológico, se puede destacar particularmente lo ocurrido en el mes de julio, donde el modelo HR proyecta un aumento del 18% en las precipitaciones, mientras que el modelo SHR proyecta una disminución del 4 % para el mismo mes, lo que se traduce en una diferencia de 5 mm/día en el caudal correspondiente al cuantil 97.5 para este mes. Estos resultados muestran que el aumento en la resolución espacial del modelo climático utilizado tiene un impacto en las proyecciones de caudal en zonas montañosas. Sin embargo, futuros trabajos que apliquen el procedimiento antes descrito en diferentes cuencas permitirán dar mayor robustez a los resultados aquí presentados.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece el financiamiento de esta investigación al proyecto cooperación internacional Chile-China ANID NSFC190018. En especial, agradezco a Mauricio Zambrano-Bigiarini, Juan Pablo Boisier Echenique y Camila Alvarez Garretón, quienes siempre me apoyaron y guiaron para la culminación de este trabajo.

REFERENCIAS

Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., ZambranoBigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortés, G., Garreaud, R., McPhee, J., and Ayala, A. (2018). The camels-cl dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, pages 1–40.

Bergström, S. (1976). *Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments*. A: Bulletin series. Sveriges meteorologiska och hydrologiska institute.

Bergström, S. (1992). *The HBV model – its structure and applications*. A: Bulletin series. Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut.

Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., and Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. *EGUGA*, page 19739.

Cannon, A., Sobie, S. R., and Murdock, T. Q. (2015a). Bias correction of gcm precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *Journal of Climate*, 28(15):6938–6959.

Carrasco, J. F., Osorio, R., and Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186):538–550.

Chen, J., Brissette, F. P., Chaumont, D., and Braun, M. (2013). Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America. *Water Resources Research*, 49(7):4187–4205.

Eden, J. M., Widmann, M., Grawe, D., and Rast, S. (2012). Skill, correction, and downscaling of GCM-simulated precipitation. *Journal of Climate*, 25(11):3970–3984.

Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958.

Garreaud, R. D., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., and Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010-2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*, 21(12):6307–6327.

Hargreaves, G. and Samani, Z. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *American society of agricultural engineers*, 1:96–99.

Kennedy, J. and Eberhart, R. (1995). Particle swarm optimization. In *Proceedings of ICNN'95 - International Conference on Neural Networks*, volume 4, pages 1942–1948.

Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda, M., Endo, H., Ose, T., Kamiguchi, K., Hosaka, M., Sugi, M., Yukimoto, S., Kusunoki, S., and Kitoh, A. (2012). Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 90:233–258.

Parajka, J., Merz, R., and Blöschl, G. (2006). Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: Case study in 320 Austrian catchments. *Hydrological Processes*, 21(4):435 – 446.

R Core Team (2020). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Teutschbein, C. and 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.

Viglione, A. and Parajka, J. (2020). *TUWmodel: Lumped/Semi-Distributed Hydrological Model for Education Purposes*. R package version 1.1-1.

Wilby, R., Hay, L., Gutowski, W., Arritt, R., Takle, E., Pan, Z., Leavesley, G., and Clark, M. (2000). Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output. *Geophysical Research Letters*, 27:1199–1202.

Zambrano-Bigiarini, M. and Rojas, R. (2013). A model-independent particle swarm optimization software for model calibration. *Environmental Modelling & Software*, 43:5–25.

