

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS DE LLUVIA SOBRE NIEVE EN LA CUENCA DEL RÍO LONGAVÍ: TENDENCIA HISTÓRICA Y PROYECCIONES CON CAMBIO CLIMÁTICO

JAVIERA BUSTAMANTE R.¹
JAMES MCPHEE T.^{1,2,3}

RESUMEN

Este estudio analizó la frecuencia de eventos de lluvia sobre nieve (ROS) y su impacto en las crecidas en la cuenca del Río Longaví en la Quiriquina, región del Maule, que es una zona de montaña con clima mediterráneo considerada sensible al cambio climático. Para poder caracterizar los eventos ROS, se considera una precipitación mínima de 10 mm/día, mínimo 10 mm de equivalente en agua nieve (EAN), disminución de EAN en el periodo y precipitación líquida mayor a 0 mm. Para identificar estas variables se utilizó el modelo hidrológico CRHM (Cold Regions Hydrological Model), junto con datos climáticos de ERA5-Land para el periodo histórico (1980-2014) y datos de seis modelos climáticos globales (MCG) escalados y corregidos por sesgo del CMIP6 en el escenario SSP5-8,5, abarcando el periodo histórico, el futuro cercano (2040-2069) y el futuro lejano (2070-2099). Se determinó que, en el periodo histórico, la frecuencia media anual de eventos ROS es de 5 eventos en elevaciones bajas (1000-1500 m s.n.m), 24 y 14 eventos en elevaciones medias (1500-1750 y 1750-2000 m s.n.m) y 14 y 11 eventos en elevaciones altas (2000-2400 y 2400-3200 m s.n.m), con mayor ocurrencia entre junio y agosto. Los MCG replicaron esta frecuencia y estacionalidad, aunque la sobreestimaron en tres eventos por año. Para los periodos futuros se proyecta disminución en la frecuencia de ROS para todas las elevaciones, con tendencias decrecientes en elevaciones medias y altas. Por otra parte, los eventos ROS se asocian a un 52,9% de los caudales medios diarios máximos en el periodo histórico, proporción que disminuye a 41% y 37% en los periodos futuros lejano y cercano, respectivamente. No obstante, estos eventos se asocian a caudales de mayor magnitud, situándose entre 1,6 a 100 años de periodos de retorno. Además, se proyecta la disminución de un 4% (futuro cercano) y un 10% (futuro lejano) en la magnitud de los caudales con periodo de retorno menores a 10 años, y aumento para periodos mayores a 25 años.

¹ Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile.

² Departamento de ingeniería Civil, Universidad de Chile.

³ Centro Avanzado para Tecnologías del Agua (CAPTA)

1. INTRODUCCIÓN

Las regiones montañosas son una fuente importante de recarga de agua superficial y subterránea (Viviroli et al., 2007). En Chile Central y Argentina, estas regiones proporcionan recursos hídricos a más de 10 millones de personas (Masioskas et al., 2006). El deshielo ocurrido en primavera y parte del verano se utiliza en actividades agrícolas, generación de energía hidroeléctrica, vida silvestre y suministro de agua (Stehr & Aguayo, 2007). No obstante, las temperaturas y las precipitaciones influyen en el desarrollo del manto nival, lo que varía tanto su tasa de derretimiento como su acumulación (Fayad et al., 2017).

En el contexto del cambio climático, se identificó una tendencia positiva de las temperaturas anuales en las zonas de valle y montaña de Chile (Falvey & Garreaud, 2009). Además, se determinó un aumento de la intensidad de las precipitaciones extremas en otoño (25°S y 30°S), una precipitación máxima diaria menos intensa para el Centro-Sur y una tendencia al aumento de las temperaturas asociadas a estos eventos en invierno, lo que puede generar menor acumulación de nieve, aumento en la escorrentía y del área pluvial (Lagos-Zuñiga et al., 2024). Esto último favorece la ocurrencia de precipitación líquida sobre el manto nival, lo que se denomina lluvia sobre nieve (ROS, por sus siglas en inglés).

Los eventos ROS pueden generar deslizamientos de tierra y/o avalanchas (Stoffel et al., 2014), aumentar los caudales debido al aporte de derretimiento (Beniston & Stoffel, 2016), que puede ser de un 200% (Musselman et al., 2018) o incluso triplicar su valor (Beniston & Stoffel, 2016). Dado lo anterior en algunas zonas los valores más altos de crecidas corresponden a eventos ROS, como es el caso de la cuenca del Lago Erie (Ali et al., 2024). A escala global, en contextos de aumento de temperatura, se ha identificado que los eventos ROS disminuyen en elevaciones bajas, aunque aumentan los caudales máximos asociados (López -Moreno et al., 2021).

En Chile central, se identificó que el número mínimo de eventos anuales ocurre en la cuenca del río Aconcagua, con 1,6 eventos, y el número máximo en la cuenca del río Ñuble, con 19,6 eventos. También se identificó que en las cuencas al sur del Río Maipo este fenómeno se asocia a un 50% de las grandes crecidas (Glassner, 2022). Además, bajo el escenario RCP 8,5, para el periodo 2030-2060 se proyecta un aumento de 2,5 a 4 eventos por año entre los 3000-5000 m s.n.m para la cuenca del Río Colorado, Región Metropolitana (Coumerme, 2021).

El objetivo de la presente investigación es analizar la frecuencia de eventos ROS y su influencia en las crecidas en la cuenca del Río Longaví en la Quiriquina, tanto en un periodo histórico (1980-2014) como ante proyecciones climáticas futuras (2040-2099), para esto se requiere información continua del equivalente en agua nieve y caudal a escala subdiaria, que permitan identificar variaciones en el manto nival, por lo que se utiliza el modelo hidrológico *Cold Region Hydrological Model* (CRHM) (Pomeroy et al., 2007, 2022) y modelos climáticos globales (GCM) del CMIP6 en el escenario SSP5-8,5 escalados y corregidos estadísticamente (Vásquez & Mendoza, 2024). Esto permite identificar los caudales asociados a eventos ROS, analizar sus magnitudes proyectadas y determinar si se proyectan crecidas mayores a las del periodo histórico, con potenciales implicancias para las obras de la zona.

2. ZONA DE ESTUDIO

La cuenca se define mediante la estación fluviométrica de la DGA “Río Longaví en la Quiriquina” (BNA: 07350001-K) (Figura 1), ubicada en la región del Maule, Chile. Su área es de 668,5 km² y su rango de elevación está entre 446 [m s.n.m] y 3200 [m s.n.m]. Su cobertura de suelo es de bosques (45,5%), matorrales (34,7%) y tierra desnuda (8,5%) (Zhao et al., 2016).

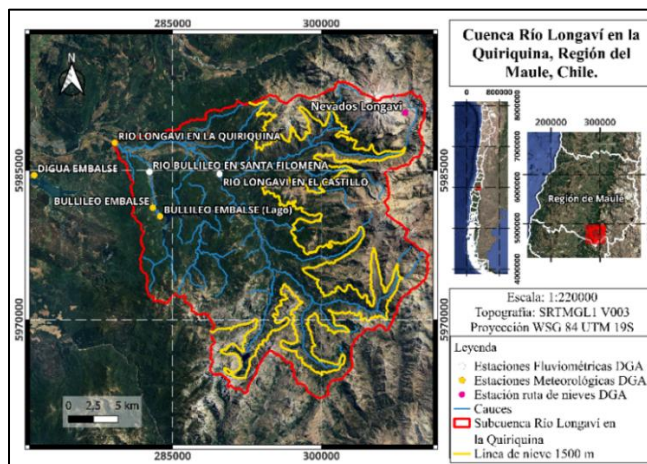


Figura 1: Delimitación cuenca río Longaví en la Quiriquina

La cuenca presenta un clima mediterráneo de lluvia invernal (Sarricolea et al., 2017), y un régimen hidrológico pluvio-nival, con una precipitación media anual de 1260 mm y una temperatura media anual de 12°C.

3. DATOS

Como variables de entrada del modelo se utilizan los datos de precipitación, temperatura, humedad relativa y velocidad del viento de ERA5-Land en escala 1°x 1° (Muñoz, 2019) para el periodo 1980-2023, empleando una base de datos común para todas las variables. Adicionalmente, se utilizan los datos de precipitación y temperatura de CR2Metv2.5 con resolución 0.05° x 0.05° (Boisier, 2023) para la corrección de sesgo. Para la validación de las variables de entrada y salida del modelo, se utilizan las estaciones meteorológicas, fluviométricas y de ruta de nieves de la Tabla 1. En particular se utilizan las estaciones “Río Longaví en la Quiriquina” para caudal y “Nevados de Longaví” para equivalente en agua nieve (EAN).

Tabla 1: Estaciones utilizadas en el estudio

Tipo	COD	Nombre	(Lat,Lon)	Inicio
Meteorológicas	07350001-K	Río Longaví en la Quiriquina	(-36,229; -71,457)	2001
	07331002-4	Digua Embalse	(-36,256; -71,548)	1947
Fluviométricas	07350001-K	Río Longaví en la Quiriquina	(-36,229; -71,457)	1937
Ruta de nieves	07350008-7	Nevados de Longaví	(-36,234; -71,143)	2015

El modelo requiere la regionalización del dominio en unidades de respuesta hidrológica (URH). Las características geomorfológicas de las URH se obtienen a partir del modelo de

elevación digital (DEM) SRTMGBL1 V003 de la NASA⁴, con resolución 30 x 30 m y del ráster de cobertura de suelo de Chile (Zhao et al., 2016).

Para las proyecciones climáticas se considera el periodo histórico 1980 a 2014, futuro cercano 2040 a 2069 y futuro lejano 2070 a 2099. Los datos de precipitación y temperatura se obtienen de los modelos del CMIP6, bajo el escenario SSP5-8,5 seleccionando aquellos con mejor desempeño histórico para la zona central de Chile según lo indicado por Gateño et al., (2024) y que se encuentren en la base de datos de Vásquez & Mendoza (2024), que se presentan en la Tabla 3. En cuanto a los datos de velocidad del viento y humedad relativa se utilizan los datos del periodo histórico para los periodos futuros.

Tabla 2: Elección de Modelos GCM

Modelos	Institución
CanESM5-gn	CCCma (Canadá)
CMCC-ESM2-gn	CMCC (Italia)
EC-Earth3-Veg-LR-gr	EC-Earth consortium (Europa)
GFDL-ESM4-gr1	NOAA-GFDL (U.S.A)
IPSL-CM6A-LR-gr	IPSL (Francia)
MRI-ESM2-0-gn	MRI (Japan)

4. MÉTODOS

4.1 MODELACIÓN HIDROLÓGICA

El estudio utiliza el modelo hidrológico CRHM para simular la hidrología de la cuenca. CRHM ofrece una plataforma modular, flexible y orientada a objetos, basada en procesos físicos. La cuenca se divide en 13 unidades de respuesta agrupadas (URA) (Figura 2), compuestas por unidades de respuesta hidrológica (URH), que se agrupan según orientación, elevación y características del tipo suelo.

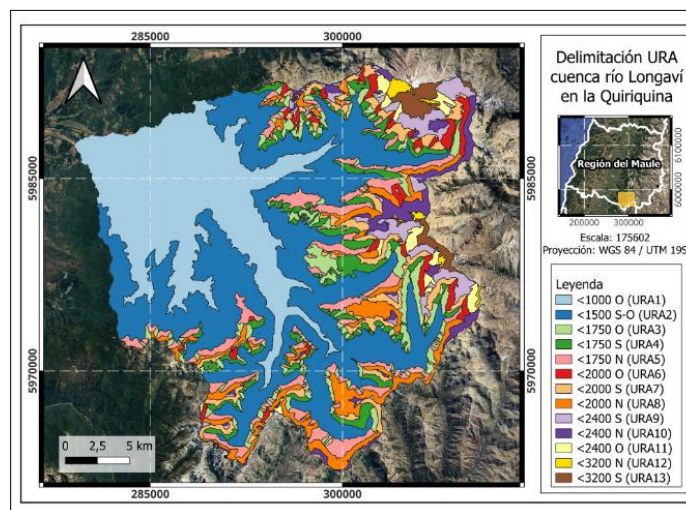


Figura 2: GRU de la cuenca río Longaví en la Quiriquina

⁴ Disponible en el sitio web [https://search.earthdata.nasa.gov/search?fi=SRTM&as\[instrument\]\[0\]=SRTM](https://search.earthdata.nasa.gov/search?fi=SRTM&as[instrument][0]=SRTM)

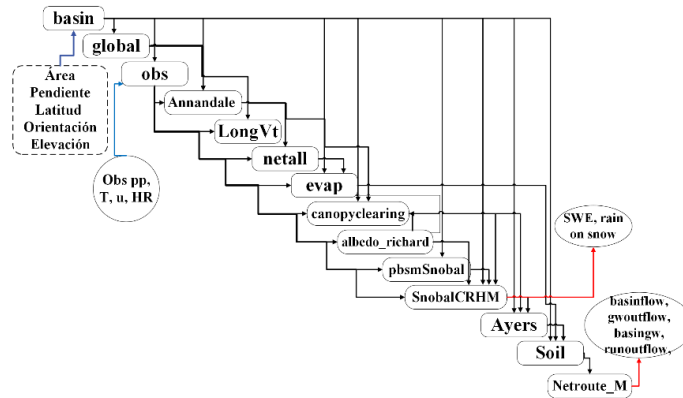


Figura 3: Diagrama con la interacción de los módulos utilizados en el modelo

Para la modelación de la cuenca se utiliza el conjunto de módulos presentados en la Figura 3, que requieren parámetros específicos para cada URA. Gran parte de estos parámetros se basan en el conocimiento de la cuenca, en información de SIG, estudios de suelo, DEM y en valores de cuencas en condiciones similares (Pomeroy et al., 2022). Si bien los procesos que determinan el manto nival y la generación de escorrentía pueden asignarse a valores predefinidos, el desempeño del modelo es mejorable a partir de calibración parsimoniosa de algunos parámetros asociados a estos procesos.

4.2 OBTENCIÓN DE FORZANTES (HISTÓRICO Y FUTURO)

Los datos de precipitación y temperatura del ERA5-Land se escalan a una resolución de $0,05^{\circ} \times 0,05^{\circ}$ mediante el método bilineal y se corrige el sesgo utilizando la función MBCn (Cannon et al., 2018) a partir de los datos de CR2METV2,5 (Boisier, 2023). Para los datos de velocidad y humedad relativa se utilizan los de ERA5-Land (Muñoz, 2019).

Los datos de entrada se ajustan a una escala trihoraria. La velocidad del viento y humedad relativa se agrupan pasando de escala horaria a trihoraria. En el caso de la precipitación se determinó una distribución cada tres horas a partir de los datos de ERA5-Land (Tabla 3), mientras que en el caso de la temperatura se utiliza la ecuación (1) con frecuencias de distribución (ϕ) de 4,8 en invierno y 3,2 en verano.

Tabla 3: Distribución adoptada de precipitación

Hora	3	6	9	12	15	18	21	0
Verano	0,05	0,09	0,1	0,1	0,12	0,14	0,18	0,22
Invierno	0,03	0,07	0,09	0,1	0,13	0,15	0,19	0,23

$$T(t) = -\frac{1}{2} \sin\left(\frac{2\pi}{24}(t + \phi)\right) (T_{max} - T_{min}) + \frac{1}{2}(T_{max} + T_{min}) \quad (1)$$

4.3 CALIBRACIÓN Y EVALUACIÓN

Se realiza la calibración del caudal en el periodo 1980-2014, con datos de caudal medio diario de la estación “Río Longaví en la Quiriquina”, mientras que para la calibración del EAN se

realiza la comparación entre la URA (elev: 2177 m s.n.m y área 10,1 km²), donde se ubica la estación “Nevados de Longaví”, y las mediciones puntuales realizadas en la estación (2150 m s.n.m) para el periodo 2016-2019. Para ambos casos se realiza una calibración manual que tiene como función objetivo maximizar el valor del KGE (2), dado que este índice otorga igual peso a la correlación, sesgo y la variabilidad (Gupta et al., 2009). Además, se analizan distintas métricas para los periodos de calibración y evaluación como NSE (3) (Nash, 1970) y RMSE (4). También se compara el caudal estacional observado y simulado en la cuenca y se analizan las curvas de duración para el periodo completo. Para este análisis, se utilizan las métricas de diagnóstico propuestas por Yilmaz et al (2008), que incluyen el BiasFMS (5), BiasFHV (6), BiasFLV (7) y BiasFMMlog (8).

Tabla 4: Ecuaciones utilizadas en la calibración y evaluación

Ecuación	Expresión
Donde r corresponde al coeficiente de correlación de Pearson, σ_s la desviación estándar de los datos simulados, σ_o la desviación estándar de los datos observados, μ_s la media de los datos simulados y μ_o la media de los datos observados.	$KGE = \sqrt{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2} \quad (2)$ $\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o}$ $\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$
Donde $x_{s,t}$ es el valor simulado en el tiempo t , $x_{o,t}$ es el valor observado en el tiempo t y μ_o es la media de los valores observados	$NSE = 1 - \frac{\sum_t^n (x_{s,t} - x_{o,t})^2}{\sum_t^n (x_{o,t} - \mu_o)^2} \quad (3)$
Donde x_s es el valor simulado, x_o el observado y n el número de valores	$RMSE = \sqrt{\left(\frac{1}{n}\right) \sum (x_s - x_o)^2} \quad (4)$
BiasFMS, representa el porcentaje de sesgo en la pendiente del segmento medio, entre 0,2 y 0,7	$\frac{(\log(Q_{s0,2}) - \log(Q_{s0,7})) - (\log(Q_{o0,2}) - \log(Q_{o0,7}))}{\log(Q_{o0,2}) - \log(Q_{o0,7})} \cdot 100 \quad (5)$
BiasFHV. representa el porcentaje de sesgo en la pendiente del segmento alto	$\frac{\sum(Q_s - Q_o)}{\sum Q_o} \cdot 100, P_{exc} < 0,02 \quad (6)$
BiasFLV, Representa el porcentaje de sesgo en la pendiente del segmento bajo	$-100 \cdot \frac{\sum(\log(Q_s) - \log(\min(Q_s))) - \sum(\log(Q_o) - \log(\min(Q_o)))}{\sum(\log(Q_o) - \log(\min(Q_o)))}, \quad (7)$ $P_{exc} > 0,7$
BiasFMMlog, representa el porcentaje de sesgo utilizando la mediana de los valores observados y simulados	$\frac{\log(Q_{s,med}) - \log(Q_{o,med})}{Q_{obs,med}} \cdot 100 \quad (8)$

4.4 CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS ROS

Para la detección de eventos ROS se consideraron los criterios utilizados en distintos estudios, que fueran capaces de identificar satisfactoriamente el evento ROS ocurrido el 23 de junio de 2023, que fue registrado en la estación “Nevados de Longaví”. Estos consideran una precipitación diaria mínima de 10 mm, un EAN diario mínimo de 10 mm, un valor mayor a 0 mm en la variable “Rain on Snow”, que corresponde a la precipitación líquida sobre el manto de nieve, y que la acumulación diaria de los valores negativos de “SWE_change” (derretimiento) sea menor a cero.

4.5 ANÁLISIS DE FRECUENCIA

Una vez realizada la caracterización de los eventos ROS por año hidrológico, se extraen las fechas de los eventos detectados, clasificados según diferentes rangos de elevación: de 1000

a 1500 m s.n.m, 1500 a 1750 m s.n.m, 1750 a 2000 m s.n.m, 2000 a 2400 m s.n.m y 2400 a 3200 m s.n.m. Estos eventos se analizan de dos formas: la primera consiste en determinar el número de eventos por año, para cada rango de elevación, lo que genera una serie de valores anuales. A estas series se les realiza un análisis de tendencia mediante el test de Mann-Kendall (Mann, 1945) y el cálculo de la pendiente Sen (1968). La segunda forma consiste en caracterizar la estacionalidad de los eventos, determinando en que mes del año es más frecuente su ocurrencia. Para ello, se calcula el total de eventos para cada mes dentro del periodo de estudio. Este análisis también se realiza para cada rango de elevación.

4.6 ANÁLISIS DE CAUDAL

Se construye la serie anual de máximos caudales medios diarios agrupando los caudales de salida. Luego, se determinan los máximos caudales para cada año hidrológico (abril a marzo). Posteriormente se determina se extraen los caudales asociados a las fechas de los eventos por elevación, luego se agrupan las elevaciones que corresponden a la misma fecha, y se determina el máximo caudal anual para cada evento. De esta forma se obtiene la serie de máximos caudales asociados a eventos ROS por año hidrológico, de forma de poder compararla con la serie de máximos caudales medios diarios medidos en la estación.

A partir de las tres series anteriores se determina el número de crecidas asociadas a eventos ROS. Además, se realiza un análisis de frecuencia de la serie anual de caudales medios diarios máximos, para identificar variaciones en la magnitud del caudal y su posición en la curva de probabilidad de excedencia. Para ello, se ajusta una distribución de densidad de probabilidad (Pearson, Log-Pearson, Normal, Log-Normal o Gumbel), que cumpla el test de chi cuadrado con una significancia de 0,05. Con lo que se determinan caudales asociados a periodos de retorno de 10, 25, 50, 100, 200 y 300 para el conjunto de modelos y periodos de análisis.

5. RESULTADOS

5.1 Calibración y evaluación modelo

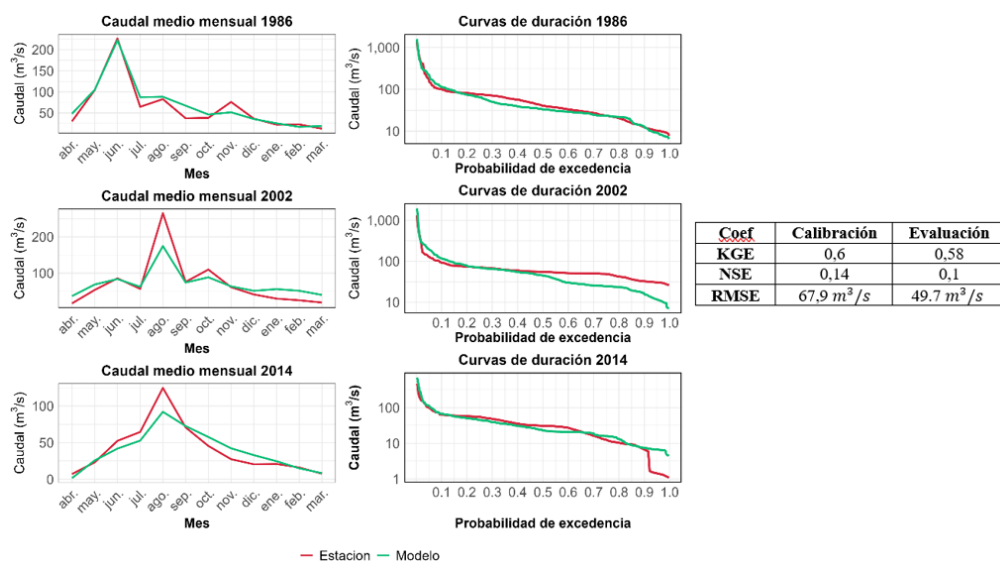


Figura 4: Caudal medio mensual, curva de duración y métricas de desempeño caudal observado y simulado

En la figura 4 se presentan tres años elegidos de forma aleatoria dentro del periodo para observar el desempeño del modelo y los índices de desempeño correspondiente al periodo de calibración (1980-2014) y evaluación (2014-2023), identificando una disminución del desempeño para el periodo de evaluación en el caso del KGE y NSE, a diferencia del RMSE que mejora su desempeño.

Al comparar las curvas de duración (Figura 5) se evidencia un comportamiento similar para las probabilidades de excedencia inferiores al 70%, lo que sugiere una representación adecuada de los caudales medios y altos. Esta afirmación se respalda en las métricas BiasFMM y BiasFHV, que representa valores cercanos a cero con un 3,8% y 6,1% respectivamente, los cuales se asocian al sesgo de la parte superior e intermedia de la curva de duración. En contraste, BiasFLV presenta un valor de 12,1% lo que indica una subestimación de los caudales bajos, mientras que el sesgo asociado a valores de la mediana del periodo corresponde a 7,7%, lo cual es razonable. Finalmente, el modelo representa adecuadamente la estacionalidad del periodo completo.

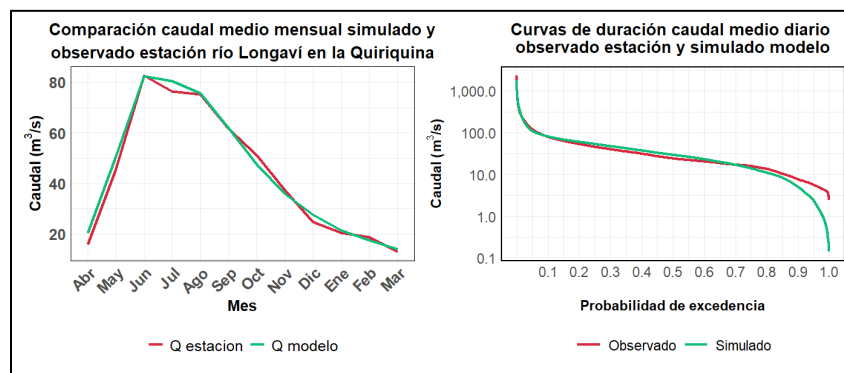


Figura 5: Curvas de duración caudal medio simulado y caudales medios diarios simulados y observados.

En el caso del EAN el modelo presentó valores de KGE, NSE y RMSE de 0.6, 0.76 y 330 mm respectivamente para la calibración y de 0.42, 0.52 y 587 mm para la evaluación, respectivamente. Además, en la Figura 6 se observa una subestimación de los EAN máximos de los distintos años para ambos periodos.

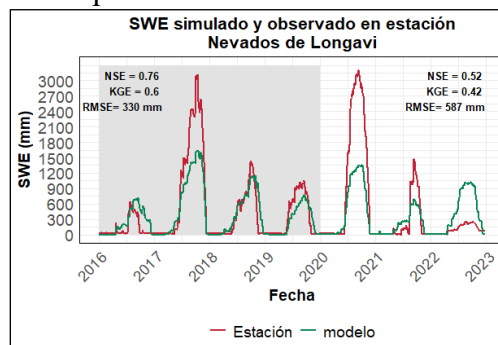


Figura 6: EAN simulado y observado en la estación nevados de longavi, periodo calibración (gris) y evaluación (blanco)

5.2 Caracterización de eventos ROS

Se identificó para el periodo histórico que no se producen eventos ROS en la elevación 0 a 1000 m s.n.m, mientras que el promedio anual de eventos en el resto de las elevaciones es de

5, 24, 14, 14 y 13 eventos, respectivamente (Figura 7), concentrándose entre los meses de junio y agosto. A partir de la pendiente Sen y el test de Mann Kendall se determinó que no presenta tendencias en el periodo. Los MCG presentan un comportamiento similar en el periodo histórico con una sobreestimación de la frecuencia anual entre 2 a 3 eventos por elevación, pero mantienen la estacionalidad entre junio y agosto.

El periodo futuro cercano (2040-2069) y lejano (2070-2099) presentan una disminución de la frecuencia anual de ocurrencia de ROS para todas las elevaciones y todos los modelos, pasando a 1.7, 17, 14, 12 y 13 para cada elevación y a 0.5, 7.5, 11, 11 y 11 para cada elevación, respectivamente (Figura 7), lo cual no se condice con lo determinado por Coumerme (2021), pero en este caso se analizan elevaciones menores. Del análisis de tendencia para estos periodos se determina que las elevaciones medias (1500 a 2000 m s.n.m) presentan tendencias decrecientes en ambos periodos, mientras que las elevaciones altas solo lo hacen en el futuro lejano. En cuanto a la estacionalidad, esta se mantiene con más eventos entre junio y agosto, aunque aumentando en proporción de agosto a octubre y disminuyendo de octubre a mayo.

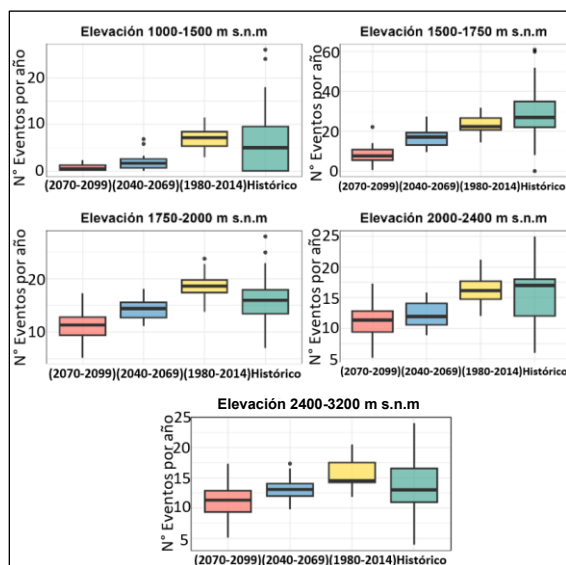


Figura 7:Boxplot de la frecuencia anual de eventos por elevación y periodo para el conjunto de MCG

4.3 Análisis de Caudal

Para el periodo histórico de referencia, 18 de los 34 eventos (52%) de caudales medios diarios máximos se atribuyen a eventos ROS lo que se condice con lo planteado por Glasner (2022) estos eventos se producen mayoritariamente en el rango de elevación de 1500 a 1750 m s.n.m. Del análisis de frecuencia se determina que se distribuyen a lo largo del rango de probabilidades, presentando una mayor densidad entre el 20% y 80%. Los MCG para el periodo histórico presentan un comportamiento similar con un promedio de 15 de los 34 (44%) valores de caudales medios diarios máximos asociados a ROS, manteniendo la mayor densidad de eventos ROS entre el 20% y 80% de probabilidad de excedencia.

Para el periodo futuro cercano, se determina que 12 de los 29 eventos (41%) de máximos caudales medios diarios se atribuyen a eventos ROS, y estos se producen a una elevación entre 1750 y 2000 m s.n.m. Además, se determinó que estos caudales se continúan

concentrando entre el 20% y 80% de probabilidad de excedencia. Mientras que en el caso del periodo futuro lejano disminuye el número de caudales máximos medios diarios asociados a ROS a 11 eventos (38%), para este periodo la elevación de mayor ocurrencia de eventos es de 1500 a 3200 m s.n.m, pero caudales se encuentran entre el 60% y 1%, por lo que, si bien disminuye su ocurrencia, se asocian a mayores caudales, similar a lo determinado por López-Moreno et al. (2021) para Chile central, lo que se asocia a un aumento del área aportante tanto pluvial en conjunto con un mayor aporte de energía al derretimiento.

En cuanto a las magnitudes de los caudales, se aprecia una disminución para los periodos de retorno entre 1 y 10 años para los MCG en los distintos periodos (Figura 8), mientras que para periodos de retorno mayores a 25 años el periodo futuro cercano presenta una mayor magnitud para todos los modelos. Por otra parte, el periodo futuro lejano presentar mayor magnitud promedio que la histórica pero menor a la histórica de referencia para más de 100 años periodo de retorno.

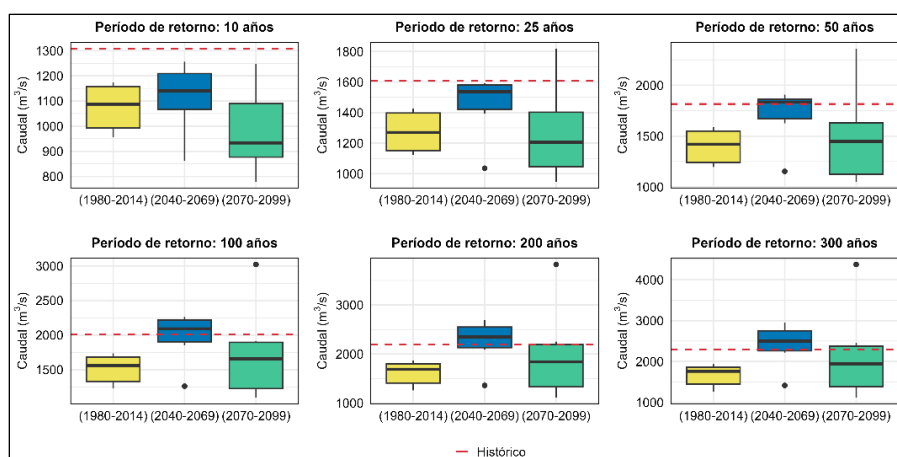


Figura 8: Boxplot de los caudales por periodo asociados a distintos periodos de retorno

6. CONCLUSIONES

Se analizó la tendencia de los eventos ROS en la cuenca en el periodo histórico (1980-2014), y se determinó una frecuencia anual de 5, 24, 14, 14 y 11 eventos por año para bandas de elevación sin presentar tendencia. Los MCG logran representar esta frecuencia en el periodo histórico con subestimación de 2 a 3 eventos, mientras que para los periodos futuros cercano y lejano presentan disminución de 75% y 100% en elevaciones bajas, 22% y 65% en elevaciones medias y 22% y 38% en elevaciones altas respectivamente, presentando tendencias decrecientes para elevaciones medias y altas. En cuanto a su estacionalidad, este se concentra entre junio y agosto, siendo representada por los MCG. Si bien los modelos presentan dispersión se puede observar este comportamiento en todos.

Los caudales medios diarios máximos asociados a eventos ROS corresponden a un 52,9% para el periodo histórico, a un 44% para el periodo histórico de los MCG, a un 41% para el periodo futuro cercano y al 37% para el futuro lejano. Los eventos ROS futuros están asociados a mayores caudales estando entre los periodos de retorno de 1,6 y 100 años, lo que se asocia a un aumento del área aportante y mayores volúmenes de derretimiento. Los caudales medio diarios máximos presentan una disminución promedio del 4% y del 10% para

periodos de retorno menores a 10 años, para el futuro cercano y lejano, respectivamente, mientras que aumentan para periodos de retorno mayores a 25 años. Esta variación en la frecuencia de eventos y en los caudales se podría extrapolar a todas las zonas de la cuenca del Maule que se encuentren en este rango de elevaciones, que corresponde a un área de 10.086 km², por lo que resulta relevante poder seguir investigando su efecto en cuencas de mayor altitud y que se encuentren en otras zonas de Chile que sean de interés.

REFERENCIAS

- Ali, G., Siebert, K., & Mizero, S. M. (2024). Spatiotemporal variability of runoff events in response to rainfall, snowmelt, and rain-on-snow in the Lake Erie Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 53. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.101774>
- Beniston, M., & Stoffel, M. (2016). Rain-on-snow events, floods and climate change in the Alps: Events may increase with warming up to 4°C and decrease thereafter. *Science of The Total Environment*, 571, 228–236. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.146>
- Boisier, J. P. (2023). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for the period 1960-2021 in continental Chile. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7529682>
- Cannon, A. J. (2018). Multivariate quantile mapping bias correction: an N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Climate Dynamics*, 50(1–2), 31–49. <https://doi.org/10.1007/S00382-017-3580-6/TABLES/2>
- Coumerme, D. (2021). Caracterización de eventos meteorológicos extremos en la parte alta del río Maipo, Chile: efecto de eventos de lluvia sobre nieve y proyecciones por cambio climático, Universidad de Chile, <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/181685>
- Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(4). <https://doi.org/10.1029/2008JD010519>
- Fayad, A., Gascoïn, S., Faour, G., López-Moreno, J. I., Drapeau, L., Page, M. Le, & Escadafal, R. (2017). Snow hydrology in Mediterranean mountain regions: A review. *Journal of Hydrology*, 551, 374–396. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2017.05.063>
- Gateño, F., Mendoza, P. A., Vásquez, N., Lagos-Zúñiga, M., Jiménez, H., Jerez, C., Vargas, X., Rubio-Álvarez, E., & Montserrat, S. (2024). Screening CMIP6 models for Chile based on past performance and code genealogy. *Climatic Change*, 177(6). <https://doi.org/10.1007/s10584-024-03742-1>
- Glasner, L. (2022). Eventos hidrometeorológicos de lluvia sobre nieve en los Andes de Chile Central, Universidad de Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/188859>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martínez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Lagos-Zúñiga, M., Mendoza, P. A., Campos, D., & Rondanelli, R. (2024). Trends in seasonal precipitation extremes and associated temperatures along continental Chile. *Climate Dynamics*, 62(5), 4205–4222. <https://doi.org/10.1007/S00382-024-07127-Z/FIGURES/1>

López-Moreno, J. I., Pomeroy, J. W., Morán-Tejeda, E., Revuelto, J., Navarro-Serrano, F. M., Vidaller, I., & Alonso-González, E. (2021). Changes in the frequency of global high mountain rain-on-snow events due to climate warming. *Environmental Research Letters*, 16(9), 094021. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac0dde>

Mann, H. B. (1945). Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13(3), 245. <https://doi.org/10.2307/1907187>

Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., Le Quesne, C., & Aravena, J. C. (2006). Snow-pack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region. *Journal of Climate*, 19(24), 6334–6352. <https://doi.org/10.1175/JCLI3969.1>

Muñoz, J. (2019). ERA5-Land hourly data from 1950 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>

Musselman, K. N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M. P., Prein, A. F., Liu, C., Barlage, M., & Ras-mussen, R. (2018). Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change* 2018 8:9, 8(9), 808–812. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0236-4>

Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I, A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)

Pomeroy, J. W., Brown, T., Fang, X., Shook, K. R., Pradhananga, D., Armstrong, R., Harder, P., Marsh, C., Costa, D., Krogh, S. A., Aubry-Wake, C., Annand, H., Lawford, P., He, Z., Kompanizare, M., & Lopez Moreno, J. I. (2022). The cold regions hydrological modelling platform for hydrological diagnosis and prediction based on process understanding. *Journal of Hydrology*, 615, 128711. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2022.128711>

Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., & Meseguer-Ruiz, Ó. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66–73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>

Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>

Stehr, A., & Aguayo, M. (2017). Snow cover dynamics in Andean watersheds of Chile (32.0–39.5° S) during the years 2000–2016. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(10), 5111–5126. <https://doi.org/10.5194/hess-21-5111-2017>

Stoffel, M., Tiranti, D., & Huggel, C. (2014). Climate change impacts on mass movements, Case studies from the European Alps. *Science of The Total Environment*, 493, 1255–1266. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2014.02.102>

Vásquez, N., & Mendoza, P. A. (2024). *Statistically downscaled and bias corrected CMIP6 models for Continental Chile under scenario SSP5-8.5 - Harvard Dataverse*. <https://doi.org/10.7910/DVN/O3YBOT>

Viviroli, D., Dürr, H. H., Messerli, B., Meybeck, M., & Weingartner, R. (2007). Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*, 43(7), 7447. <https://doi.org/10.1029/2006WR005653>

Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9), 9417. <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>

Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H. J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G. S., Radke, J. D., & Gong, P. (2016). Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183, 170–185. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2016.05.016>