



**UNIVERSIDAD DE LA FRONTERA
FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS
MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA**

**“Evaluación del impacto del cambio global en los procesos
hidrológicos de una cuenca andina: caso de estudio en la Cuenca
del Río Trancura antes de Llafenco”**

**PLAN DE TRABAJO PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA**

Profesor Guía: Mauricio Zambrano-Bigiarini

RODRIGO MARINAO RIVAS

2024

Agradecimientos

Quiero agradecer sinceramente a todas las personas que siempre me acompañan: familia, amigos, mentores y colegas. Todos ustedes me ayudan a querer ser mejor persona. Valoro profundamente por su compañía.

Finalmente, agradezco a los proyectos Fondecyt 1212071 y NSFC-190018 por el financiamiento y la disposición de datos y equipos para cómputo, elementos cruciales para llevar a cabo esta investigación.

Resumen

Las cuencas andinas con influencia nival presentan una vulnerabilidad particular frente al cambio climático, dado que su ciclo hidrológico depende tanto de la precipitación como de la temperatura, y porque el agua es ya un recurso escaso cuyo uso está sometido a una presión cada vez mayor. Por lo tanto, este estudio tiene como objetivo evaluar el impacto del cambio global en los procesos hidrológicos de la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco, una cuenca andina de régimen pluvio-nival representativa de las cuencas de montaña del sur de Chile.

Para ello, en este trabajo se implementó y calibró el modelo hidrológico **SWAT+** utilizando datos de caudales observados en la estación fluviométrica Río Trancura antes de Llafenco (RTL) para el período 1982-2020. La calibración del modelo se realizó mediante un enfoque multi-objetivo, el cual estuvo focalizado en lograr una buena reproducción de caudales altos, bajos y de primavera. El modelo calibrado se utilizó para evaluar las diferencias entre las principales variables del ciclo hidrológico correspondientes a un periodo futuro (2021-2049) y un periodo histórico (1982-2009). Para evaluar el impacto del cambio climático se utilizaron cinco modelos climáticos de alta resolución del proyecto CMIP6, específicamente *CNRM-CM6-1-HR*, *HiRAM Coupling 1-D SIT*, *MPI-ESM1.2-XR*, *MRI-AGCM3-2-S*, y *MIROC NICAM16-8S*. Los datos de precipitación, temperatura máxima y mínima de cada modelo climático fueron ajustados utilizando el método de corrección de sesgo multivariado basado en la transformación de la función de densidad de probabilidad N-dimensional (MBCn). Por otra parte, para el periodo futuro 2021-2049 se consideraron tres escenarios de cambio de uso de suelo (*LULCC*), correspondientes a distintas hipótesis de manejo del territorio desarrollados como apoyo a la toma de decisiones a escala de cuenca, específicamente *Business-As-Usual*, una condición agroecológica y una condición de expansión urbana.

El análisis de los resultados obtenidos muestra que los impactos del cambio climático tienen una influencia significativa en el régimen hidrológico de la cuenca, a diferencia de los impactos del cambio en el uso de suelo, los cuales son prácticamente nulos. Por lo tanto, las proyecciones del impacto del cambio global en los procesos hidrológicos de la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco se realizaron solo utilizando las proyecciones de cambio climático.

En términos de cambios estacionales de los procesos hidrológicos, todos los modelos climáticos utilizados concuerdan en proyectar una disminución de las precipitaciones, especialmente durante la primavera (sobre 20 % según *MRI-AGCM3-2-S*), junto con proyectar

los mayores aumentos de temperatura en verano (hasta $+1^{\circ}\text{C}$ en *MPI-ESM1.2-XR* y *MIROC NICAM16-8S*). Consecuentemente, los caudales proyectados en el punto de salida de la cuenca muestran disminuciones marcadas en primavera y verano (sobre 10 % y 15 %, respectivamente), en línea con las reducciones proyectadas de precipitación. Lo anterior contrasta con leves aumentos proyectados para los caudales de salida durante los meses de invierno (sobre todo en meses de agosto, con hasta 17 % para el modelo *CNRM-CM6-1-HR*). Estos resultados evidencian un adelanto en el período de deshielo, debido a las disminuciones de 30 % - 50 % proyectadas para los valores anuales de acumulación de nieve.

Por otro lado, las proyecciones de todos los modelos para la evapotranspiración real indican un aumento durante la primavera (con incrementos superiores al 5 %), contrastando con disminuciones inesperadas en verano (con descensos superiores al 10 %), lo que se traduce en una compensación en los valores medios anuales. Las proyecciones de cambio para la humedad del suelo muestran pocas variaciones porcentuales con respecto al período histórico 1982-2009, aunque se vuelven importantes en verano, con descensos proyectados superiores al 3 % para todos los modelos, e incluso superiores al 6 % en los modelos **MPI** y **NICAM**.

Estos resultados podrían tener importantes implicancias para la gestión de recursos hídricos en cuencas andinas con una importante influencia nival, evidenciando la necesidad de elaborar políticas de manejo sostenible y adaptación al cambio climático que permitan mitigar los posibles impactos negativos del cambio global en los ecosistemas y las comunidades locales.

Índice de Contenidos

Agradecimientos	II
Resumen	III
Capítulo I Introducción	1
1.1 Cambio global	1
1.1.1 Cambio climático	1
1.1.2 Cambio de uso de suelo	2
1.1.3 Cambio global a escala de cuenca	2
1.2 Modelación hidrológica	3
1.2.1 Modelos hidrológicos	3
1.2.2 Calibración de modelos	3
1.3 Proyecciones de cambio hidrológico	4
1.3.1 Estudios a nivel mundial	4
1.3.2 Estudios en Chile	5
1.3.3 Estudios en cuencas con influencia nival	6
1.4 Cuenca del Río Trancura	6
Capítulo II Estado del arte	8
2.1 Cambio climático (CC)	8
2.1.1 Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP)	8
2.1.2 Impactos regionales del cambio climático	9
2.2 Proyecciones hidrológicas	10
2.2.1 Modelo hidrológico SWAT+	10
2.2.2 Calibración multi-objetivo	11
Capítulo III Hipótesis y objetivos	13
Capítulo IV Metodología	14
4.1 Zona de estudio	14
4.2 Datos y proyecciones de cambio global	16
4.2.1 Datos espaciales	16
4.2.2 Datos hidrometeorológicos	17
4.2.3 Proyecciones de cambio global (2021-2049)	17
4.3 Software	20
4.3.1 Sistema de Información Geográfica (SIG)	20
4.3.2 Entorno de programación R	20
4.3.3 Software de modelación hidrológica	20

4.4	Análisis de sensibilidad	22
4.5	Calibración multi-objetivo	22
4.5.1	Paquete hydroMOPSO	22
4.5.2	Período de calibración (1982-2020)	23
4.5.3	Funciones objetivo	23
4.5.4	Conjunto de parámetros seleccionado	24
4.6	Comparación entre escenarios futuros de LULCC y CC (2021-2049)	24
4.7	Comparación entre períodos histórico y futuro	26
Capítulo V	Resultados y discusión	27
5.1	Análisis de sensibilidad	27
5.2	Calibración multi-objetivo	28
5.2.1	Frente de Pareto	28
5.2.2	Selección de solución y desempeño	29
5.2.3	Validación con estación interior	30
5.3	Estacionalidad de variables hidrológicas en período histórico	31
5.4	Cambios proyectados para 2021-2049	33
5.4.1	Diferencias entre proyecciones de CC y LULCC	33
5.4.2	Proyecciones de cambio climático	35
5.4.3	Proyecciones de cambio en las salidas de la cuenca	38
5.4.4	Proyecciones de cambios en los almacenamientos	40
Capítulo VI	Conclusiones	42
Anexo I	Análisis de sensibilidad global	59
Anexo II	El paquete hydroMOPSO	61
B.1	EL algoritmo NMPSO	61
B.2	El paquete	62
Anexo III	Método de corrección de sesgo	65
Anexo IV	Comparación de evapotranspiración (2021-2049)	66

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

Capítulo I

Introducción

1.1. Cambio global

Dentro de los Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS) propuestos en 2015 por la Asamblea de Naciones Unidas (*UN General Assembly*, 2015), la integración de metas a lograr en el corto plazo (2015-2030) (*UN General Assembly*, 2017) tiene como uno de sus temas transversales las problemáticas existentes en materia de recursos hídricos. Para alcanzar estos objetivos, se ha considerado fundamental enfrentar la doble amenaza del cambio climático y los desastres naturales (*United Nations*, 2022). En este sentido, el concepto de *cambio global*, i.e. el conjunto de cambio climático y cambio de uso de suelo, reconoce la interdependencia de estos factores y su importante impacto en los ecosistemas y la disponibilidad de recursos hídricos. Estudios recientes han demostrado que las interacciones entre el clima y la tierra son complejas, implicando retroalimentaciones biofísicas y bio-geoquímicas que afectan los sistemas terrestres a múltiples escalas (*Jia et al.*, 2019).

1.1.1. Cambio climático

El cambio climático (*CC*, por *Climate Change*) representa uno de los mayores desafíos globales de nuestro tiempo, afectando diversos sistemas naturales y humanos. Los estudios han mostrado que las variaciones en las condiciones climáticas, en particular el aumento de las temperaturas y los cambios en los patrones de precipitación, pueden tener impactos importantes en el ciclo hidrológico (*Douville et al.*, 2021; *Cisneros et al.*, 2014; *Trenberth and Asrar*, 2012; *Trenberth*, 2011). Lo anterior se sustenta en base a la evidencia de que los cambios observados en la precipitación, el deshielo de glaciares y la fusión de nieve terminan afectando a otras variables hidroclimáticas, como el escurrimiento superficial y subterráneo y la recarga de acuíferos, que son cruciales para la seguridad hídrica, alimentaria y energética de muchas regiones (*Okii and Kanae*, 2006; *Douville et al.*, 2021).

1.1.2. Cambio de uso de suelo

Los cambios de uso y cobertura del suelo (*LULCC*, por *Land-Use and Land-Cover Change*) han sido reconocidas como un componente crucial del cambio global. Estos cambios, impulsados por actividades antrópicas como la urbanización, la agricultura y la deforestación, han sido integrados en el Proyecto de Intercomparación de Modelos de Clima (CMIP6) para evaluar sus efectos en el sistema climático (*Lawrence et al.*, 2016; *Hurt et al.*, 2011). *LULCC* modifica los procesos hidrológicos en las cuencas al alterar la infiltración, la escorrentía y la recarga de acuíferos (*DeFries et al.*, 2004; *Costa et al.*, 2003). Estudios recientes han evidenciado que estos cambios pueden agravar los efectos del cambio climático al aumentar la vulnerabilidad de las cuencas a eventos hidrológicos extremos. Una revisión de literatura permite comprender cómo distintos escenarios de cambio de uso de suelo impactan la dinámica hidrológica y los recursos hídricos disponibles (*Foley et al.*, 2005; *Turner et al.*, 2007).

1.1.3. Cambio global a escala de cuenca

A nivel de cuenca, los efectos del cambio climático pueden variar considerablemente dependiendo de factores locales como la topografía, el uso del suelo y los sistemas climáticos prevalecientes. Investigaciones en diversas regiones han identificado tendencias específicas en términos de precipitación y temperatura, ofreciendo un panorama más detallado de los posibles impactos en los recursos hídricos. Es así como la zona central de Chile (30-39°S) ha experimentado una tendencia a la disminución de precipitación de aproximadamente 4 % por década entre 1960 y 2016 (*Boisier et al.*, 2018). Dicha tendencia ha tenido como punto álgido la llamada megasequía de Chile Central (*Garreaud et al.*, 2017, 2020), que en la última década ha acarreado importantes reducciones disponibilidad hídrica en dicha zona. A largo plazo, no se anticipa un cambio en esta tendencia, pues, de acuerdo con proyecciones climáticas obtenidas para finales de siglo bajo escenarios de altas emisiones de gases de efecto invernadero, se espera que en la zona Centro-Sur haya reducciones en las precipitaciones de hasta un 30 % y aumentos en la temperatura de aproximadamente 3.5 °C, lo que llevaría a reducciones de escorrentía de alrededor del 40 % (*Bozkurt et al.*, 2018).

Los cambios de uso del suelo a nivel de cuenca tienen un impacto significativo en los patrones hidrológicos locales. Este fenómeno es especialmente crítico en regiones donde el uso del suelo está cambiando rápidamente, afectando la capacidad de las cuencas para manejar las precipitaciones y la disponibilidad de agua durante períodos secos (*Alvarez-Garretón et al.*, 2018), dejando en evidencia que los efectos que tienen en conjunto al cambio climático son variados y complejos. Por ejemplo, la urbanización puede incrementar de manera importante el caudal medio anual, lo que podría compensar las disminuciones de flujo causadas por el cambio climático (*DeWalle et al.*, 2000). Otro ejemplo se presenta en estudios que describen los efectos de la plantación de especies exóticas en la disminución de la escorrentía en cuencas altamente intervenidas (*Galleguillos et al.*, 2021b; *Martínez-Retureta et al.*, 2020). Así, la

componente de uso de suelo es un factor a considerar junto al cambio climático para predecir los cambios hidrológicos y planificar una gestión sostenible de los recursos hídricos en las cuencas afectadas.

1.2. Modelación hidrológica

El conocimiento cuantitativo sobre los impactos del cambio climático en la hidrología de una cuenca es esencial para abordar los efectos en los recursos hídricos (*Kour et al.*, 2016), y para esto la modelación hidrológica se vuelve una ciencia fundamental. La modelación hidrológica se refiere al desarrollo de conceptos, teorías y modelos que representan los diferentes componentes del ciclo hidrológico, como el flujo superficial, la infiltración hacia el perfil de suelo, el flujo subsuperficial, el almacenamiento de agua en el suelo y en depresiones, la evaporación, la intercepción, el flujo subterráneo y el flujo base (*Singh and Woolhiser*, 2002). Para estos propósitos, se crea un modelo conceptual que describe los principales procesos hidrológicos de la zona de estudio, se implementa en un modelo computacional, y luego se ajusta para un área específica mediante calibración (*Refsgaard and Henriksen*, 2004b).

1.2.1. Modelos hidrológicos

A medida que las capacidades de cómputo han evolucionado, los modelos hidrológicos numéricos se han convertido en herramientas cruciales para comprender los sistemas hídricos y apoyar la toma de decisiones en su monitoreo y gestión (*Singh*, 2018; *Johnston and Smakhtin*, 2014). Esta evolución en el poder de cómputo ha permitido el desarrollo de modelos cada vez más detallados y precisos, impulsando avances significativos en la simulación de los flujos de cuenca y en la gestión de los recursos hídricos (*Beven*, 2012), lo cual es abordable incluso en computadores personales convencionales.

Actualmente, existe una amplia gama de modelos hidrológicos que proporcionan diferentes enfoques de modelación, niveles de complejidad y objetivos de aplicación (*para revisiones y discusiones ver, por ejemplo*, (*Horton et al.*, 2022; *Peel and McMahon*, 2020; *Devi et al.*, 2015; *Clark et al.*, 2011)), abarcando desde modelos agregados simples hasta modelos distribuidos que ofrecen un alto nivel de detalle de la cuenca tratada. Con esta oferta variada, distintos estudios en Chile han aprovechado estas herramientas para desentrañar los efectos individuales y combinados del cambio climático y del uso del suelo sobre los sistemas hídricos (e.g., (*Martínez-Retureta et al.*, 2020; *Gimeno et al.*, 2022; *Stehr et al.*, 2010; *Galleguillos et al.*, 2021a; *Barrientos et al.*, 2020)).

1.2.2. Calibración de modelos

La aplicación de cualquier modelo hidrológico para proyectar cambios futuros del clima a nivel de cuenca debe garantizar una capacidad predictiva adecuada, lo que ha llevado a

muchos investigadores a concentrarse en la estimación de parámetros mediante calibración, un proceso esencial que implica ajustar los parámetros del modelo para asegurar que repliquen con precisión las respuestas del mundo real dentro de los criterios de desempeño establecidos (*Refsgaard and Henriksen*, 2004a,b). Comprende la selección de una métrica de rendimiento escalar, la definición de límites inferiores y superiores para cada parámetro del modelo que se va a calibrar, y la selección de un algoritmo apropiado para estimar los valores numéricos de estos parámetros (*Efstratiadis and Koutsoyiannis*, 2010b).

El problema de calibración de modelos hidrológicos se enmarca tradicionalmente como un problema de optimización, donde el objetivo principal es minimizar la diferencia entre las observaciones reales de una variable de salida, como el caudal, y las predicciones generadas por el modelo. Este enfoque clásico se ha abordado típicamente como un problema de optimización de un solo objetivo, en el que la función de error, que mide la discrepancia entre los valores observados y simulados, se reduce al mínimo posible. Con el tiempo han habido mejoras en la formulación de funciones objetivo que van más allá del cálculo de un error o error cuadrático, con formulaciones como el índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE; *Nash and Sutcliffe*, 1970), el índice de eficiencia de Kling-Gupta (KGE; *Gupta et al.*, 2009) y diversas medidas de error, todas las cuales suelen enfocarse en el desempeño de un aspecto particular de la variable de salida.

1.3. Proyecciones de cambio hidrológico

1.3.1. Estudios a nivel mundial

A nivel mundial, varios estudios han abordado los efectos del cambio global utilizando herramientas de modelación hidrológica. Por ejemplo, en la cuenca de Georgia en Canadá, se evaluaron los impactos del cambio climático en eventos hidrológicos extremos, como inundaciones y caudales bajos, utilizando datos climáticos escalados del *Canadian Coupled General Circulation Model* (*Whitfield et al.*, 2003). En Europa, se analizaron los impactos exclusivos del cambio climático en los regímenes de flujo de los ríos, identificando diversas dinámicas según la zona climática (*Schneider et al.*, 2013). En Columbia Británica, Canadá, se emplearon modelos hidrológicos y proyecciones climáticas para evaluar el impacto del cambio climático en las cuencas de los ríos Peace, Campbell y Columbia, encontrando cambios significativos en el régimen de acumulación y deshielo de nieve (*Schnorbus et al.*, 2014). En el Himalaya, el impacto del cambio climático en la cuenca del río Koshi se evaluó utilizando análisis estadísticos, revelando un aumento en los caudales anuales y una disminución en la capacidad de almacenamiento de nieve (*Nepal*, 2016). En la región superior del río Yangtze, en China, se proyectaron aumentos en el caudal anual medio y cambios en los flujos extremos utilizando modelos CMIP5 y el modelo hidrológico VIC (*Yang et al.*, 2019). Estos estudios destacan la importancia de emplear modelos climáticos y hidrológicos regionales y globales para comprender y gestionar los impactos del cambio climático en los regímenes hidrológicos.

1.3.2. Estudios en Chile

En el contexto nacional, existen muchas manifestaciones del cambio global y su efecto en la hidrología local, siendo casos destacados la megasequía de Chile Central (*Garreaud et al.*, 2017, 2020), la expansión del desarrollo agrícola (*Madariaga et al.*, 2021), la forestación de zonas con especies exóticas (*Galleguillos et al.*, 2021a), y la expansión de zonas urbanas. Hay casos específicos y emblemáticos de eventos de sequía, como la situación que enfrentan sectores como Petorca en la región de Valparaíso (*Muñoz et al.*, 2020; *Bolados Arratia*, 2020), Aculeo en la región Metropolitana (*Barría et al.*, 2021), o Cauquenes en la región del Maule (*Galleguillos et al.*, 2021a). Estos cambios pueden alterar la respuesta hidrológica de una cuenca, desencadenando cambios en el ciclo hidrológico y la aparición más frecuente de eventos extremos (sequías y/o inundaciones). Aunque estos efectos se ven más atenuados hacia el sur de Chile, no se pueden descartar en el futuro. Por ello, existe un generalizado llamado a la necesidad de implementar estrategias de adaptación para hacer frente al cambio global (*Barría et al.*, 2021), con recomendaciones que llaman a repensar las estrategias actuales y futuras de gestión de la tierra, principalmente para hacer frente a una menor disponibilidad de agua (*Galleguillos et al.*, 2021a). Es importante destacar que, en el plano nacional, estos desafíos se discuten en un marco institucional en el que se ha reconocido una ineficiente gestión del agua (*DGA*, 2019), lo cual ha impulsado tardíamente estudios que aporten a la toma de decisiones, principalmente para enfrentar la sequía.

En Chile existen varios estudios dedicados a analizar las proyecciones de cambio climático en zonas específicas. Por ejemplo, en la cuenca del Maipo se evaluaron los impactos del cambio climático en los principales usuarios de agua (*Meza et al.*, 2014), concluyendo que el sector urbano es menos sensible a cambios en la precipitación debido a sus estándares de fiabilidad y derechos de uso de agua, mientras que el sector agrícola es más vulnerable debido a su dependencia directa de la precipitación. Otro estudio para la cuenca del Maipo desarrollado por *DGA* (2021) proyecta una disminución global de la precipitación para el período 2020-2050, con reducciones del 22 % en el valle y 28 % en la cordillera. Esta disminución, junto con el aumento de la temperatura, también reducirá la evapotranspiración en ambas zonas. Los caudales de los ríos Maipo y Mapocho se proyectan con descensos significativos y cambios en la estacionalidad de los flujos (*DGA*, 2021). En la cuenca del río Puelo, se analizaron las sequías históricas y los impactos hidrológicos futuros (2040-2070) utilizando el modelo *WEAP*, proyectando aumentos en la duración, déficit hidrológico y frecuencia de sequías severas (*Aguayo et al.*, 2021). En las cuencas de los ríos Quino y Muco, se implementó el modelo hidrológico *SWAT* para determinar el efecto del cambio climático, proyectando aumentos en la temperatura media anual y disminuciones significativas en la precipitación anual, afectando diversos componentes del ciclo hidrológico (*Martínez-Retureta et al.*, 2021). Estos estudios resaltan la importancia de entender los impactos de los cambios del clima tienen a escala de cuenca, con resultados variados dependiendo de las características específicas de cada región.

1.3.3. Estudios en cuencas con influencia nival

Estudios fuera de Chile han mostrado que el aumento de las temperaturas y la variabilidad climática están provocando alteraciones significativas en las cuencas con influencia nival. Por ejemplo, en la Sierra Nevada, Estados Unidos, se espera que el deshielo ocurra más temprano y bajo condiciones de menor energía, reduciendo la cantidad de agua disponible durante la primavera y aumentando el riesgo de eventos de deshielo extremos en invierno, lo que podría exacerbar el riesgo de inundaciones (*Musselman et al.*, 2017). En los Alpes suizos, se proyecta un adelanto del período de deshielo, con una disminución en el caudal anual promedio y un cambio en la estacionalidad de los flujos, lo que impactará tanto en los recursos hídricos disponibles como en los riesgos asociados a eventos extremos (*Horton et al.*, 2006). Similarmente, en la cuenca del río Saint-Charles en Quebec, Canadá, se proyectan aumentos significativos en los caudales de invierno debido a un mayor deshielo y precipitaciones líquidas, mientras que los caudales de verano podrían disminuir debido a la mayor evapotranspiración. Estos estudios ponen de manifiesto la importancia de los procesos hidrológicos relacionados a la acumulación y derretimiento de nieve en la dinámica hidrológica futura de cuencas de alta montaña (*Cochand et al.*, 2019).

En cuanto a estudios nacionales, se puede destacar el estudio de *Demaria et al.* (2013), en el que se evaluó cómo el cambio climático afectará la hidrología de la cuenca del río Mataquito en Chile Central hasta el año 2099, utilizando modelos climáticos de los proyectos CMIP3 y CMIP5 y el uso de un modelo hidrológico espacialmente distribuido. En detalle, el estudio de *Demaria et al.* (2013) concluye que el ciclo hidrológico de la cuenca del río Mataquito se verá afectado significativamente, con una elevación de la línea de nieve de 2000 m a 2700 m y una reducción del 50 % en el área por encima de esta línea, una disminución de la precipitación anual entre un 7 % y un 20 % y un aumento de la temperatura media entre +2.0°C y +4.2°C hacia finales del siglo XXI. Otro ejemplo es un estudio de *Vicuña et al.* (2011), que analizó los impactos del cambio climático en la Cuenca del Río Limarí en Chile, donde las proyecciones climáticas para finales de siglo (2070-2099) indican un aumento de temperatura de 3-4°C y una reducción de precipitación de 10-30 %, resultando en una disminución del caudal anual debido a mayores pérdidas por evapotranspiración y un adelanto en el caudal máximo estacional.

1.4. Cuenca del Río Trancura

La cuenca del Río Trancura (comuna de Curarrehue) es una cuenca andina ubicada en la región de La Araucanía, entre las latitudes 39° y los 40° Sur, aproximadamente. Esta cuenca de régimen hidrológico pluvio-nival *DGA* (2004) se ubica en los límites de lo que se conoce como la zona central de Chile (*Boisier et al.*, 2018; *Garreaud et al.*, 2020), y también ha sido incluida dentro de una zona con proyecciones preocupantes en cuanto al descenso de precipitaciones en Chile Central (*Bozkurt et al.*, 2018).

Dentro de los estudios recientes sobre esta zona, destaca el de *Burgos* (2021), en el que

se evaluó el impacto del cambio climático en los caudales del Río Trancura (Región de La Araucanía, Chile) utilizando modelos climáticos de alta resolución (HR, 50 km) y súper alta resolución (SHR, 25 km) del proyecto CMIP6 para el período 2030-2070. En este estudio los sesgos en las proyecciones climáticas fueron corregidos utilizando el método Quantile Delta Mapping (QDM). Los resultados de este estudio indican una reducción en la precipitación anual de 4 % (HR) a 11 % (SHR) y aumentos en las temperaturas máximas y mínimas. Los caudales anuales proyectados mostraron disminuciones del 9.2 % (HR) y 16.5 % (SHR), con menor acumulación de nieve y caudales más bajos en primavera. La mayor resolución espacial del modelo SHR resultó en proyecciones de mayor magnitud en las variaciones de caudales, destacando la importancia de la resolución del modelo en áreas montañosas.

Por otra parte, se puede mencionar al trabajo de *Chiguailaf* (2021), en el cual se desarrolló un prototipo de sistema de alerta temprana para la sub-cuenca Trancura en Curarrehue. También hay que destacar el trabajo de *Díaz-Jara et al.* (2024), en el que se evaluaron distintos escenarios de uso futuro del suelo en Chile hasta el año 2050, integrando dinámicas de gestión estatal y explorando cómo las decisiones actuales de planificación territorial pueden influir en cambios futuros del uso del suelo. Los escenarios de esta última investigación son utilizados en el presente trabajo para cuantificar los efectos del cambio de uso de suelo.

Más allá de lo anterior, es importante destacar la relevancia de estudiar esta zona, considerando su condición pluvio-nival. Las cuencas con influencia nival, especialmente aquellas mayormente dominadas por este proceso, presentan una vulnerabilidad particular frente al cambio climático, dado que su ciclo hidrológico depende tanto de la precipitación como de la temperatura, y porque el agua es ya un recurso escaso sometido a una presión cada vez mayor para su uso (*Barnett et al.*, 2005; *Vicuña et al.*, 2011; *Valdés-Pineda et al.*, 2014; *Stehr and Aguayo*, 2017).

Con todos los antecedentes previamente mencionados, el presente trabajo se focaliza en evaluar el impacto del cambio global proyectado para la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco en el período 2021-2049, con énfasis particular en la identificación de los cambios proyectados en la estacionalidad de las principales variables climáticas (precipitación y temperatura del aire) y de las principales salidas (caudal en el punto de salida de la cuenca y evapotranspiración real), así como en los almacenamientos de nieve y humedad del suelo. Este estudio incorpora técnicas estado del arte en modelación hidrológica, como el uso de un algoritmo de calibración multi-objetivo desarrollado como parte de esta misma investigación, y la representación temporalmente variable de coberturas de suelo dentro de un modelo hidrológico. En el siguiente capítulo se presenta un breve marco teórico de los temas más relevantes que se abordarán en esta investigación. En lo que sigue de este informe, el Capítulo II ofrece una revisión del estado del arte, el Capítulo III expone las hipótesis de trabajo y los objetivos planteados. El Capítulo IV describe la metodología aplicada, mientras que los resultados se presentan y discuten en el Capítulo V. Finalmente, las principales conclusiones se presentan en el Capítulo VI.

Capítulo II

ESTADO DEL ARTE

Capítulo II

Estado del arte

Habiendo contextualizado el enfoque manejado en la presente tesis y presentado ya varios antecedentes en el capítulo anterior, este apartado se centra en detalles más específicos que han sido abordados en este trabajo y que requirieron una revisión profunda para delimitar el marco teórico.

2.1. Cambio climático (CC)

2.1.1. Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP)

La preocupación sobre los efectos del cambio climático ha impulsado una serie de estudios desde finales de los años 70. El Informe Charney de 1979 marcó un hito excepcional, destacando el importante papel del dióxido de carbono en el calentamiento global (*National Research Council*, 1979), catalizando numerosas investigaciones y debates científicos. En la década de 1980, se intensificaron los estudios sobre el clima, culminando en la creación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) en 1988 (*Agrawala*, 1998), consolidando esfuerzos globales para evaluar la ciencia del cambio climático y elaborar políticas de respuesta. En 1995, el lanzamiento del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP) (*Meehl et al.*, 2000; *Meehl*, 1995) permitió a los científicos comparar y perfeccionar modelos climáticos globales, proporcionando una base sólida para comprender los impactos del cambio climático en los sistemas naturales y humanos. CMIP ha evolucionado a través de distintas versiones, cada una incorporando mejoras significativas en la resolución de los modelos y en la representación de procesos climáticos, lo que ha permitido una comprensión cada vez más precisa de los escenarios futuros bajo diferentes condiciones de cambio climático. El lanzamiento más reciente, CMIP6 (*Eyring et al.*, 2016), introdujo importantes avances tanto en forzantes como en resolución, destacando la inclusión de un nuevo marco de escenarios socioeconómicos, conocidos como *Shared Socioeconomic Pathways* (SSP), que se combinan con los *Representative Concentration Pathways* (RCP) de CMIP5

(Meinshausen *et al.*, 2020). Además, CMIP6 incluye HighResMIP (*High Resolution Model Intercomparison Project*) (Haarsma *et al.*, 2016), un experimento diseñado para investigar sistemáticamente el impacto de la resolución horizontal en los modelos climáticos, mejorando la precisión en las proyecciones y permitiendo obtener productos de hasta 25 km de resolución espacial.

2.1.2. Impactos regionales del cambio climático

Las distintas versiones del CMIP han sido utilizadas en numerosos estudios regionales que han evaluado los impactos del cambio climático en diversas cuencas hidrográficas alrededor del mundo. Por ejemplo, en la cuenca del Amazonas, las proyecciones basadas en CMIP5 sugieren aumentos en los caudales en ríos y la extensión de las inundaciones en ciertas áreas, mientras que otras experimentarán una reducción de los caudales durante la estación seca (Sorribas *et al.*, 2016). Acercándonos a zonas con características más comparables a las de la zona centro-sur de Chile, es importante destacar los estudios realizados en la cuenca del Mediterráneo en Europa. Las proyecciones para el período 2070-2100, basadas en CMIP3, indican un aumento de la temperatura media anual, especialmente en verano, y una disminución de las precipitaciones en todas las estaciones del año, lo que afectará notablemente la variabilidad interanual de la precipitación y la temperatura, con un incremento en la frecuencia e intensidad de eventos de altas temperaturas y fuertes precipitaciones (Ozturk *et al.*, 2015). Además, estudios recientes subrayan que el Mediterráneo es particularmente vulnerable a la escasez de agua debido a la reducción del escurrimiento superficial y de los niveles freáticos, lo que destaca la importancia de considerar las incertidumbres inherentes en las proyecciones climáticas al evaluar la disponibilidad futura de agua en la región (Noto *et al.*, 2023).

Ya en zonas de estudio de Chile, se proyecta un aumento en las temperaturas mínima y máxima en todo el territorio, con incrementos de más de 2°C en la mínima y 6°C en la máxima durante el invierno austral bajo el escenario RCP8.5 hacia finales del siglo XXI (Araya-Osses *et al.*, 2020). La precipitación invernal muestra variabilidad espacial, con una disminución de más del 40 % en la zona centro-sur y un aumento de más del 60 % en los Andes del norte (Araya-Osses *et al.*, 2020). Además, bajo escenarios CMIP5, se proyecta un calentamiento de +1.2°C (RCP2.6) y +3.5°C (RCP8.5), junto con una disminución de la precipitación de hasta el 30 % (RCP8.5), lo que resultaría en una reducción del escurrimiento anual de aproximadamente un 40 % y una pérdida del manto de nieve entre un 75 % y 85 % en las áreas dominadas por el deshielo (Bozkurt *et al.*, 2018). La frecuencia y severidad de eventos hidroclimáticos extremos, como sequías prolongadas y eventos de inundación, también aumentarán significativamente, con mayores riesgos de inundaciones y sequías prolongadas hacia finales del siglo (Bozkurt *et al.*, 2018). Estos estudios subrayan la importancia de utilizar proyecciones climáticas localizadas para evaluar y gestionar los impactos del cambio climático a nivel regional.

2.2. Proyecciones hidrológicas

Para realizar la modelación hidrológica, es fundamental contar con conocimientos esenciales para la selección de un modelo apropiado (*Beven, 2012*), los cuales pueden variar desde modelos agregados simples hasta modelos distribuidos con un alto nivel de detalle. En este contexto, los modelos hidrológicos semi-distribuidos son una opción intermedia y constituyen una de las herramientas comúnmente utilizadas para evaluar cambios en componentes individuales del ciclo hidrológico (*Devi et al., 2015*). Estos permiten la simulación de procesos hidrológicos con una resolución espacial más detallada que los modelos agregados, sin la complejidad computacional de los modelos completamente distribuidos. Al segmentar la cuenca en subcuencas o unidades de respuesta hidrológica (HRUs), los modelos semi-distribuidos pueden capturar de manera adecuada la heterogeneidad espacial de los procesos hidrológicos y mejorar la precisión de las proyecciones hidrológicas.

Entre los modelos hidrológicos semi-distribuidos destaca el *Soil Water and Assessment Tool* (SWAT; *Arnold et al., 1998*), debido a la gran cantidad de aplicaciones en los campos de la ecohidrología y calidad del agua a nivel mundial (*Tan et al., 2020*). En particular, destacan aplicaciones relacionadas a las simulaciones hidrológicas mediante la asimilación de observaciones de humedad del suelo superficial (*Chen et al., 2011*), la calibración eco-hidrológica multi-objetivo en cuencas andinas (*Fernandez-Palomino et al., 2021*), la modelación agro-hidrológica en grandes cuencas utilizando datos satelitales de humedad del suelo (*Eini et al., 2023*), la cuantificación de la respuesta hidrológica de cuencas bajo proyecciones de cambio climático (*Anand and Oinam, 2019; Sellami et al., 2016*), en estudios de respuesta hidrológica a cambios de uso del suelo (*Martínez-Retureta et al., 2020*), en la evaluación de políticas de conservación forestal sobre la provisión de agua en zonas rurales propensas a sequías (*Gimeno et al., 2022*), y para analizar eventos hidrológicos extremos de sequías e inundaciones en diferentes tipos de cuencas (*Tan et al., 2020; Narasimhan and Srinivasan, 2005; Van Liew et al., 2003*).

2.2.1. Modelo hidrológico SWAT+

El modelo hidrológico SWAT (*Arnold et al., 1998*), previamente presentado, está diseñado para simular los procesos hidrológicos y el transporte de contaminantes dentro de una cuenca. Ha sido de particular interés para esta tesis debido a su aplicación en una amplia gama de escalas espaciales y temporales, condiciones ambientales, prácticas de gestión, y escenarios de cambio climático y cambio de uso de suelos (*Douglas-Mankin et al., 2010; Gassman et al., 2007*). De hecho, muchos estudios han aplicado SWAT para la evaluación de escenarios históricos y futuros en distintas cuencas a nivel mundial (e.g. *Singh et al. (2005); Stehr et al. (2008); Koch et al. (2012); Schilling et al. (2019); Galleguillos et al. (2021a)*).

En conjunto a las aplicaciones de SWAT reportadas en la literatura, ciertos autores también han hecho sugerencias, las que se han traducido en una serie de modificaciones y mejoras al

código fuente original (Bieger et al., 2017). Es así como recientemente se ha introducido a la comunidad hidrológica mundial el modelo SWAT+ (Bieger et al., 2017), una versión completamente reestructurada de modelo SWAT original, la cual es mucho más flexible en términos de representación espacial de interacciones y procesos dentro de una cuenca.

La Figura 2.1 muestra los principales procesos y elementos que se pueden representar en SWAT+.

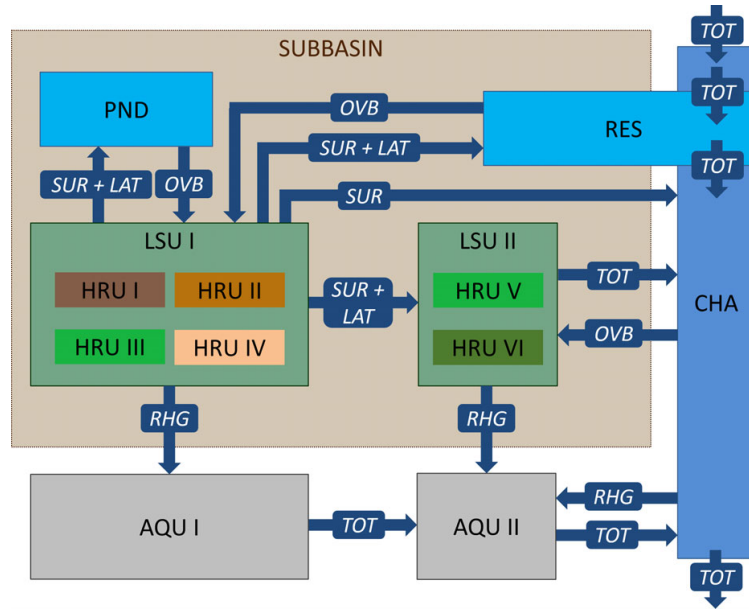


Figura 2.1: Esquema conceptual del flujo de agua entre los objetos espaciales más importantes en SWAT+ (Bieger et al., 2017).

2.2.2. Calibración multi-objetivo

La modelación hidrológica requiere un proceso de estimación numérica de los parámetros del modelo seleccionado. El procedimiento “clásico” de estimación se conoce como *optimización de un objetivo*, el cual asume que existe un único conjunto de valores de parámetros que asegura el *mejor* ajuste entre las salidas del modelo y las observaciones correspondientes (Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2010a).

Si bien indicadores como NSE y KGE tienen un amplio uso en estudios de consultoría e investigación, es importante tener en cuenta que estos han sido formulados bajo ciertas consideraciones que en la práctica no suelen tenerse en cuenta. Por ejemplo, el sesgo del índice NSE que favorece la simulación de caudales altos (Fowler et al., 2018), en desmedro de la simulación de caudales bajos. Con esto en cuenta, los enfoques de objetivo único han sido ampliamente criticados, principalmente porque cualquier función objetivo, por muy cuidadosamente que se elija, a menudo es inadecuada para asegurar una reproducción adecuada de todos los procesos de la cuenca analizada (Yapo et al., 1998; Vrugt et al., 2003; Wagener,

2003), lo cual se traduce en que el buen ajuste de una cierta variable del sistema se logra a expensas de aumentar el error en una o más variables (*Mostafaie et al.*, 2018).

Así, hidrólogos especializados en el mundo han enfatizado la naturaleza inherentemente multi-objetivo del problema de calibración (*Gupta et al.*, 1998), señalando que la eficiencia de un modelo debe evaluarse considerando más de una función objetivo (*Yapo et al.*, 1998; *Fenicia et al.*, 2008), implementando lo que se conoce como optimización multi-objetivo (MOO). La estimación de parámetros llevada a cabo bajo este enfoque MOO conduce a obtener no un único, sino varios conjuntos de parámetros, identificados como **soluciones no dominadas**, que resultan en un conjunto de parámetros del modelo en un espacio multi-objetivo, llamado **frente óptimo de Pareto** (*Zitzler and Thiele*, 1999; *Coello et al.*, 2004; *Goel et al.*, 2007). Estas soluciones óptimas de Pareto representan un conjunto de soluciones en las cuales ninguna puede ser considerada mejor que la otra, pues al pasar de una solución a otra la mejora en una función objetivo se logra a expensas del deterioro de -al menos una- otra función objetivo (*Yapo et al.*, 1998; *Gupta et al.*, 1998; *Vrugt et al.*, 2003). Debido a su importancia, el desarrollo de distintas metodologías MOO ha sido objeto de investigación en diversos campos además de la hidrología, existiendo diferentes enfoques para resolver este tipo de problemas. En la Sección 4.5 del Capítulo IV presentaremos un enfoque novedoso adoptados para esta investigación.

Capítulo III

HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

Capítulo III

Hipótesis y objetivos

Para este trabajo se propuso la siguiente hipótesis:

El cambio global proyectado para la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco (RTL), una cuenca andina de régimen mixto, resultará en una disminución del almacenamiento de nieve y un adelanto del derretimiento de nieve, lo que a su vez modificará los patrones de humedad del suelo y adelantará los caudales máximos de primavera. Además, se espera que la estacionalidad de las principales variables climáticas, i.e. precipitación y temperatura del aire, experimente cambios significativos, afectando tanto los caudales en el punto de salida de la cuenca como la evapotranspiración real en la misma.

En base a esta hipótesis, a continuación se indican el objetivo general (OG) y los objetivos específicos (OE) desarrollados:

- **OG:** Evaluar el impacto del cambio global en la estacionalidad proyectada de las principales variables climáticas (precipitación y temperatura del aire) y procesos hidrológicos (caudal en el punto de salida y evapotranspiración real) a nivel de cuenca, así como también en el almacenamiento de nieve y humedad del suelo en la cuenca RTL.
- **OE1:** Implementar el modelo hidrológico **SWAT+** para la cuenca RTL y calibrarlo mediante un enfoque multi-objetivo que produzca el mejor compromiso en la simulación de caudales altos y bajos, y asegure una buena reproducción de la estacionalidad de las principales variables hidrometeorológicas durante el período 1982-2020.
- **OE2:** Caracterizar la estacionalidad de las principales variables climáticas (precipitación y temperatura del aire) y salidas (caudal en el punto de salida y evapotranspiración real) a nivel de cuenca, así como también en el almacenamiento de nieve y humedad del suelo en la cuenca RTL.
- **OE3:** Cuantificar el impacto del cambio climático y del cambio de uso de suelo en la estacionalidad de las componentes del balance hídrico y en el régimen hidrológico de la cuenca RTL durante el período futuro 2021-2049.

Capítulo IV

METODOLOGÍA

Capítulo IV

Metodología

En este capítulo se detallan los métodos y materiales utilizados en el desarrollo de este trabajo. El capítulo se ha dividido en siete partes. En la Sección 4.1 se presenta una descripción detallada de la zona de estudio, complementando lo expuesto en el Capítulo Capítulo I. La Sección 4.2 describe los datos empleados en la implementación del modelo hidrológico. En la Sección 4.3 se detalla el software utilizado, que incluye tanto los entornos de procesamiento de datos y ejecución de algoritmos, como el software específico de modelación hidrológica. Las Secciones 4.4 y 4.5 explican el análisis de sensibilidad implementado y la calibración multi-objetivo desarrollada para la obtención del modelo hidrológico. Finalmente, las Secciones 4.6 y 4.7 describen los métodos empleados para las comparaciones de muestras entre los escenarios futuros y entre los períodos (histórico y futuro), respectivamente.

4.1. Zona de estudio

La Figura 4.1 muestra la ubicación de la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco (RTL), la cual tributa a la Cuenca del Río Toltén en la Región de La Araucanía. Esta cuenca (en adelante se utilizará indistintamente Cuenca del Río Trancura o RTL) tiene un régimen hidrológico pluvio-nival (*DGA*, 2004), y su rango de elevación varía entre los 353 y los 3740 m s.n.m. La delimitación considerada en este trabajo se define a partir de la estación fluviométrica Río Trancura antes de Llafenco (código BNA 9414001). Las coberturas de suelo de la zona de estudio se compone principalmente de bosques nativos, con presencia de coberturas de roca/nieve en las zonas más altas, y pastizales en las llanuras de inundación (*Zhao et al.*, 2016). La clasificación climática de Köppen-Geiger caracteriza esta zona con climas templados sin estaciones secas en las zona baja (Cfb), y con veranos secos en las partes más elevadas (Csb y Dsc) (*Beck et al.*, 2018). Administrativamente la Cuenca del Río Trancura está incluida completamente dentro de la comuna de Curarrehue, la cual cuenta con una población de 7489 habitantes, con un 30 % de la población ubicada en el centro urbano de la comuna (Curarrehue), y un 70 % de habitantes en sectores rurales (*INE*, 2018).

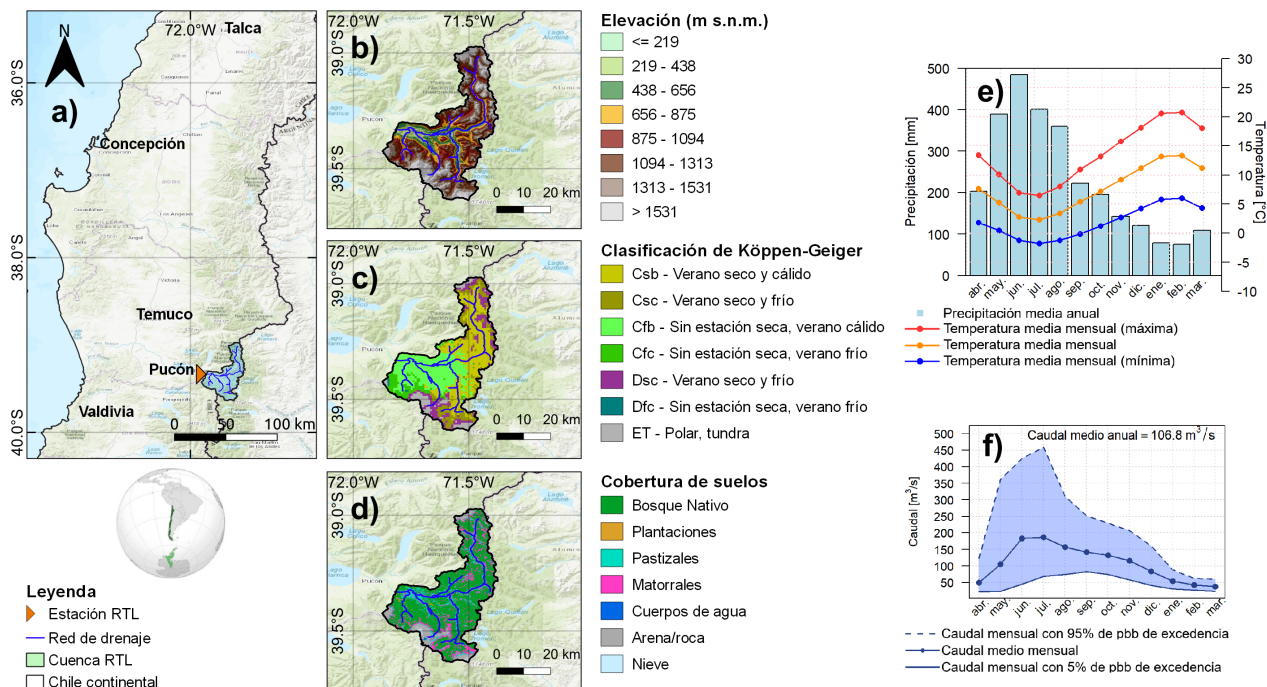


Figura 4.1: Zona de estudio.

Período histórico (1982-2009) Para efectos de calcular los valores representativos de los principales procesos del ciclo hidrológico y luego realizar las comparaciones contra las proyecciones futuras, se ha seleccionado como **período histórico** los años hidrológicos (i.e., Abr-Mar) comprendidos entre **1982-2009**, i.e., desde el 1 de abril de 1982 hasta el 31 de enero de 2010. Esta elección se basa en la consideración de una ventana de tiempo de referencia sin persistencias de años muy húmedos ni secos, tomando en cuenta estudios locales que marcan el 2010 como el año de inicio de la megasequía de Chile Central (*Garreaud et al.*, 2017, 2020; *Boisier et al.*, 2018)¹. La elección del año 1982 como inicio del período histórico se debe a razones prácticas que tienen que ver con la disponibilidad de datos y los años utilizados para el calentamiento del modelo hidrológico, específicamente los datos de evapotranspiración real hPET, los cuales comienzan en enero de 1981 (*Singer et al.*, 2021).

Período futuro (2021-2049) Para las proyecciones del impacto del cambio climático en los procesos hidrológicos de la Cuenca del Río Trancura se ha seleccionado como **período futuro** los años hidrológicos comprendidos entre 2021 y 2049, i.e., desde el 1 de abril de 2021 hasta el 31 de marzo de 2050. La delimitación de este período se debe a la disponibilidad de proyecciones de cambio global, donde los datos del proyecto CMIP6 (*Eyring et al.*, 2016) estuvieron disponibles para este trabajo sólo hasta 2050, al igual que el último mapa de uso de suelo (*Díaz-Jara et al.*, 2024).

¹Destacar que, en estricto rigor, estos estudios demarcan la zona de megasequía hasta los 38°S.

4.2. Datos y proyecciones de cambio global

4.2.1. Datos espaciales

Modelo digital de elevación

El modelo digital de elevación (DEM, por sus siglas en inglés) se obtuvo a partir del producto ALOS PALSAR, que resultan en un producto de rejilla con una resolución de 12.5 m. El producto de Corrección Radiométrica del Terreno (RTC) (*ASF DAAC*, 2015) es un conjunto de datos de elevación desarrollado en el contexto del proyecto *Advanced Land Observing Satellite (ALOS)*, liderado por la *Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA)*. El producto en sí es un modelo de elevación digital de gran precisión y utilidad, adecuado para una amplia gama de aplicaciones científicas y prácticas. Para acceder y descargar el producto RTC de ALOS PALSAR, se visitó el sitio web del Alaska Satellite Facility en <https://search.asf.alaska.edu/>. Finalmente, los datos de ALOS PALSAR se unieron con datos de TanDEM-X ©DLR 2017 para obtener el modelo de elevación utilizado en la delimitación de la cuenca.

Cobertura de suelos

A nivel nacional, la información de cobertura de suelos más adecuada y debidamente reportada corresponde al producto *Land Cover 2014* (*Zhao et al.*, 2016). Si bien este producto grillado tiene una buena resolución espacial (30 m) y un adecuado nivel de detalle de clases vegetacionales, tiene una limitación temporal importante, ya que fue obtenido con imágenes satelitales que puntualmente se tomaron en el año 2014. Por lo tanto, en el contexto en este trabajo se utilizó *CLDynamicLandCover* (*Galleguillos et al.*, 2024), un producto de cobertura de suelo recientemente desarrollado para la zona centro-sur de Chile (31.6°S - 43.5°S) con una resolución aproximada de 30 m, el cual cuenta con información de 16 tipos de coberturas de suelo para los años 1999, 2004, 2009, 2013 y 2018, actualmente disponibles en <https://zenodo.org/records/13153631>.

Tipo de suelos

Para obtener información sobre las principales propiedades hidrológicas del suelo se utilizó el producto *CLS0ilMaps* (*Dinamarca et al.*, 2023), el cual tiene una resolución espacial de aproximadamente 100 m y cubre el área continental de Chile y cuencas binacionales compartidas con Argentina, para seis profundidades estandarizadas siguiendo los estándares del proyecto *GlobalSoilMap* (*Dinamarca et al.*, 2023). A diferencia de muchos otros mapas globales disponibles con propiedades del suelo, los mapas del producto *CLS0ilMaps* fueron generados utilizando técnicas de mapeo digital del suelo, basadas en más de 4000 observaciones *in situ*, incluyendo datos no publicados de áreas remotas (*Dinamarca et al.*, 2023).

4.2.2. Datos hidrometeorológicos

Precipitación y temperatura del aire Los datos meteorológicos históricos usados en la modelación corresponden a estimaciones a escala diaria del producto grillado CR2MET v2.5 (Boisier, 2023; DGA, 2017, 2018), el cual cuenta con una resolución espacial de 0.05° y una extensión que cubre todo Chile continental, con una cobertura temporal que va desde 1960 hasta 2021. Estos datos fueron descargados desde <https://zenodo.org/records/7529682>.

Caudales La información fluviométrica, es decir, los **caudales medios** diarios medidos en la salida de la cuenca principal RTL y otras subcuencas interiores, se obtuvo de la red fluviométrica de la Dirección General de Aguas, disponible en el sitio Estadísticas estaciones DGA. Se descargaron los datos de la estación principal de salida *Río Trancura antes de Llafenco* (RTL), cuyo código es 9414001, y de la estación *Río Trancura en Curarrehue* (RTC), cuyo código es 9412001.

Evapotranspiración potencial Se usó el conjunto de datos de evapotranspiración potencial *hPET* (Singer et al., 2021), el que cuenta con una resolución espacial de 0.1° , basado en ERA5-Land, cubriendo el período de 1981 hasta el presente. Los datos están disponibles en <https://data.bris.ac.uk/data/dataset/qb8ujazzda0s2aykkv0oq0ctp> para su descarga en formato ráster.

4.2.3. Proyecciones de cambio global (2021-2049)

Modelos climáticos CMIP6

Las proyecciones de cambio climático se obtuvieron a partir de modelos de clima global (*Global Circulation Models*, GCM) desarrollados en el contexto de la colaboración internacional CMIP6, específicamente aquellos con súper-alta resolución (HighResMIP; Haarsma et al., 2016). Las trayectorias RCP (*Representative Concentration Pathways*, trayectorias de concentración representativas) y SSP (*Shared Socioeconomic Pathways*, trayectorias socioeconómicas compartidas) consideradas en este trabajo fueron 8.5 y 5, respectivamente. Estas combinan un alto nivel de emisiones de gases de efecto invernadero (RCP8.5) con un escenario socioeconómico caracterizado por un crecimiento rápido y una alta dependencia de combustibles fósiles (SSP5), lo que resulta en un escenario de cambio climático extremo con impactos potencialmente severos en los sistemas naturales y humanos.

En específico se consideraron los siguientes modelos climáticos:

- **CNRM-CM6-1-HR (Voldoire, 2019)**: Desarrollado por CNRM y CERFACS en Francia, este modelo incluye componentes de aerosol prescrito, atmósfera, atmósfera química, superficie terrestre, océano y hielo marino. Las resoluciones nominales son de 100 km para aerosoles, atmósfera y atmósfera química, y de 25 km para tierra, océano y hielo marino.

- **HiRAM Coupling 1-D SIT (Tu, 2020)**: Modelo desarrollado por el Centro de Investigación para Cambios Ambientales, Academia Sinica en Taiwán, este modelo incluye componentes de atmósfera, superficie terrestre y océano. Las resoluciones nominales son de 25 km para atmósfera, tierra y océano.
- **MPI-ESM1.2-XR (von Storch et al., 2017)**: Desarrollado por el Instituto Max Planck de Meteorología en Alemania, este modelo incluye componentes de atmósfera, superficie terrestre y océano. Las resoluciones nominales son de 50 km para atmósfera, tierra y océano.
- **MRI-AGCM3-2-S (Mizuta et al., 2019)**: Este modelo, desarrollado por el Instituto de Investigación Meteorológica (MRI) en Japón, incluye componentes de aerosol prescrito, atmósfera y superficie terrestre. Las resoluciones nominales son de 250 km para aerosoles, 25 km para atmósfera y 25 km para tierra.
- **MIROC NICAM16-8S (Kodama et al., 2019)**: Desarrollado por JAMSTEC, AO-RI, NIES y R-CCS en Japón, este modelo incluye componentes de aerosol prescrito, atmósfera, superficie terrestre y hielo marino. Las resoluciones nominales son de 25 km para aerosoles, 50 km para atmósfera, 25 km para tierra y 25 km para hielo marino.

La selección de los modelos anteriores se fundamenta en una comparación previa de algunas proyecciones climáticas de los modelos HighResMIP (Haarsma et al., 2016) que contaban con corrección de sesgo y estaban disponibles para la ejecución de este trabajo. A partir de estos datos específicos, en este estudio se optó por incorporar escenarios con diferentes proyecciones de cambio en la precipitación, asegurando una representación equilibrada de las posibles condiciones futuras. En evaluaciones preliminares a escala anual para la cuenca, la proyección de MRI-AGCM3-2-S se calificó como aquella relativamente más seca, mientras que CNRM-CM6-1-HR y MIROC NICAM16-8S se consideraron como aquellas relativamente más húmedas, con HIRAM Coupling 1-D SIT y MPI-ESM1.2-XR en una condición intermedia. Sin embargo, es importante destacar que esta selección de un número reducido de modelos impone una limitación a los resultados de este trabajo, dada la gran cantidad de escenarios de cambio climático disponibles además de los HighResMIP. En este sentido, un estudio publicado recientemente por Gateño et al. (2024) propone un índice para clasificar el desempeño de numerosos modelos climáticos CMIP6 en diferentes regiones de Chile. En la zona sur de Chile (37° a 44°S), los modelos CMCC-CM2-SR5, MRI-ESM2-0, NorESM2-MM, y TaiESM1 mostraron los mejores desempeños. Sin embargo, estos modelos no pudieron ser considerados en este estudio debido a que la publicación del estudio de Gateño et al. (2024) coincidió con la etapa final de redacción de esta tesis. Aunque los modelos climáticos utilizados en el estudio de Gateño et al. (2024) no son de alta resolución, su índice ofrece una base más fundamentada para la selección de GCMs en la zona sur de Chile.

Corrección de sesgo para modelos climáticos

Para ajustar las proyecciones climáticas se utilizó el método de corrección de sesgo multivariado basado en la transformación de la función de densidad de probabilidad N-dimensional (*Cannon*, 2018), utilizando como referencia los datos observados de precipitación, temperatura máxima y mínima del aire provenientes del producto grillado CR2METv2.5 (*Boisier*, 2023), y tomando como **período de referencia climático** los años comprendidos entre **1979 y 2015**. Este método de corrección de sesgo, conocido como MBCn, es una extensión multivariada del método Quantile Delta Mapping (QDM), el cual se caracteriza por preservar los cambios absolutos (en temperatura) o relativos (en precipitación) en cada cuartil de la distribución acumulada, mientras corrige de forma sistemática y simultánea los sesgos en la distribución de frecuencia de la variable simulada respecto a la variable de referencia (*Cannon et al.*, 2015). En el Anexo III pueden encontrarse más detalles sobre el método MBCn.

Evapotranspiración potencial

La estimación de la evapotranspiración potencial (PET) en periodo futuro es fundamental en el modelo hidrológico, pero presenta limitaciones debido a la disponibilidad de información. En el periodo de calibración se ha utilizado hPET de *Singer et al.* (2021). Sin embargo, para el periodo futuro, solo se dispone de proyecciones de precipitación y temperaturas máximas y mínimas del aire provenientes de los modelos climáticos CMIP6, lo que permite emplear, a lo sumo, la fórmula de Hargreaves-Samani (*Hargreaves and Samani*, 1985) para obtener una estimación de PET. Esta fórmula difiere de la de Penman-Monteith (*Allen et al.*, 1998), empleada en hPET, que requiere variables adicionales, como velocidad del viento y humedad relativa, de las que no se dispone en el periodo futuro.

Para enfrentar esta limitación, se calcularon sesgos mensuales medios entre Hargreaves-Samani y hPET (Penman-Monteith) para el periodo 1982-2020. Estos sesgos, representados por 12 valores en un ciclo estacional, fueron aplicados a las series futuras, logrando una corrección suficiente en esta cuenca.

Cambio de uso de suelo

Como componente del cambio global, en este trabajo se utilizaron distintos escenarios de cambio de uso de suelo (*LULCC*) proyectados específicamente para la Cuenca del Río Trancura para el periodo futuro 2021-2049. Estos han sido desarrollados como hipótesis de manejo del territorio para dar apoyo a la toma de decisiones a escala de cuenca a partir de un trabajo realizado por *Díaz-Jara et al.* (2024). A partir de este antecedente, se seleccionaron tres escenarios específicos para evaluar los cambios de uso de suelo:

- **Business-As-Usual (BAU)**: Desarrollo como línea base, siguiendo las tendencias actuales de uso de suelo sin cambios significativos en políticas o gestión.

- **Agroecológico:** Promueve la agricultura a pequeña escala y la regeneración de bosques nativos, representando un cambio hacia prácticas más sostenibles.
- **Como Pucón:** Basado en intereses compartidos sobre el modelo de desarrollo de la comuna vecina Pucón, con un enfoque en proyectos inmobiliarios para viviendas.

La integración de estos escenarios en el modelo hidrológico seleccionado permite simular y analizar el impacto potencial de diferentes estrategias de gestión del uso de suelo sobre la disponibilidad hídrica y otros componentes hidrológicos clave en la zona de estudio.

4.3. Software

Las distintas tareas que se detallan en este capítulo han sido en gran parte abordadas mediante las siguientes herramientas, todas ellas trabajadas en sistemas operativos `tipo-UN*X`², principalmente Ubuntu Jammy.

4.3.1. Sistema de Información Geográfica (SIG)

Los Sistema de Información Geográfica (SIG) son herramientas tecnológicas que permiten la captura, almacenamiento, análisis, gestión y visualización de datos geospaciales tipo *ráster* y tipo *vector*, que son fundamentales para la modelación hidrológica, tanto en la preparación de datos, la estructuración del modelo, como en la lectura y análisis de resultados. En este trabajo se utilizaron principalmente dos librerías que permiten la manipulación de datos espaciales en distintos sistemas operativos (SO; en particular en `tipo-UN*X`), que fueron GDAL³ y PROJ⁴.

4.3.2. Entorno de programación R

Para la preparación de datos espaciales y temporales para la modelación hidrológica, así como para la lectura de las salidas y análisis estadístico, se utilizó de manera continua el ambiente estadístico R `v4.3.2`⁵ (*R Core Team*, 2023), junto a diversos paquetes desarrollados para cálculos estadísticos y análisis SIG.

4.3.3. Software de modelación hidrológica

A continuación se describe brevemente el software usado para la implementación del modelo hidrológico, que va desde la preparación de los datos de entrada hasta la ejecución del modelo hidrológico SWAT+.

²<http://catb.org/jargon/html/U/UN-asterisk-X.html>

³<https://gdal.org/>

⁴<https://proj.org/>

⁵<https://cran.r-project.org/>

QSWAT+

La interfaz **QSWAT+**, basada en Quantum GIS (QGIS) (*QGIS Development Team*, 2024), es el software desarrollado por el equipo de **SWAT+** para configurar un modelo hidrológico a partir de datos de Sistemas de Información Geográfica (datos SIG). El procedimiento de implementación del modelo a través de **QSWAT+** sigue los pasos detallados en su manual de *Dile et al.* (2024), donde se integran todos los datos SIG necesarios para establecer la estructura del modelo específico, incluyendo la configuración de cuencas, redes de drenaje y topología. **QSWAT+** genera una base de datos **sqlite** que contiene todos los detalles de los elementos del modelo, como acuíferos, corrientes, canales, suelos y coberturas de suelo, permitiendo una representación detallada y precisa de la cuenca estudiada. Esta base de datos es el producto final del uso de **QSWAT+** y puede ser exportada a la siguiente interfaz, **SWATPlusEditor**.

SWATPlusEditor

SWATPlusEditor es una interfaz complementaria a **QSWAT+** que permite la edición detallada de los elementos del modelo hidrológico generado previamente. Una vez que la base de datos ha sido creada en **QSWAT+**, puede ser importada a **SWATPlusEditor** para realizar ajustes y refinamientos adicionales en los parámetros del modelo, como la modificación de características específicas de acuíferos, canales y coberturas de suelo. Esta herramienta facilita una personalización más precisa de las condiciones de la cuenca, mejorando la calidad de las simulaciones. Al finalizar la edición en **SWATPlusEditor**, se generan una serie de archivos de texto que contienen toda la estructuración del modelo y los parámetros asociados a cada proceso y las forzantes climáticas, los cuales servirán como datos de entrada en la posterior ejecución del modelo hidrológico **SWAT+**.

Modelo hidrológico SWAT+

El archivo ejecutable del modelo hidrológico **SWAT+** se obtiene a partir de la compilación del código fuente del modelo, escrito en lenguaje Fortran, utilizando un compilador como *Intel Fortran Compiler*. Este proceso de compilación es un paso previo que se realiza una vez, siempre que no se disponga ya del ejecutable adecuado para el entorno de trabajo. El código fuente del modelo cuenta con distintas versiones, utilizando en este caso la versión **rev60.5.7**, la cual se encuentra disponible tanto para sistemas operativos GNU/Linux como Windows y MacOS. Una vez compilado, el ejecutable **SWAT+** se encarga de procesar los datos de entrada proporcionados por los archivos de texto generados en **SWATPlusEditor**. Durante la ejecución del modelo, se realiza la simulación hidrológica en pasos de tiempo diario, proyectando el comportamiento de la cuenca bajo diferentes condiciones climáticas y de uso del suelo.

4.4. Análisis de sensibilidad

Para el análisis de sensibilidad del modelo hidrológico SWAT+ se usó el método Sobol (*Sobol'*, 1990), el cual tiene como objetivo cuantificar la contribución de cada parámetro a la varianza total (incondicional) de la salida del modelo. Para el método de análisis de sensibilidad de Sobol, estas cantidades, causadas ya sea por un solo parámetro o por la interacción de dos o más parámetros, se expresan como índices de sensibilidad de Sobol (*Nossent et al.*, 2011). El índice de primer orden (FOI) es una medida de la contribución de varianza del parámetro individual a la varianza total del modelo. El índice de orden total (TOI), por otro lado, captura no solo la varianza atribuible a un parámetro individual, sino también a todas las interacciones entre dicho parámetro y los demás parámetros del modelo. Recientemente, la técnica de análisis de sensibilidad de Sobol también se ha aplicado para SWAT (*Cibin et al.*, 2010; *Nossent et al.*, 2011).

4.5. Calibración multi-objetivo

4.5.1. Paquete hydroMOPSO

Para responder al objetivo específico 1, se desarrolló un software de calibración multi-objetivo para modelos ambientales e hidrológicos, cuyo artículo científico correspondiente está siendo elaborado en paralelo a este trabajo. Este software, denominado **hydroMOPSO**, se encuentra disponible como un paquete del ambiente estadístico R (*R Core Team*, 2023), y ha sido fundamental en la implementación computacional del enfoque de calibración multi-objetivo. **hydroMOPSO** destaca por su capacidad para generar soluciones óptimas de Pareto de alta calidad y su flexibilidad para trabajar con diversos modelos hidrológicos, como **GR4J**, **TUWmodel**, y **SWAT+**, además de generar en forma automática diversas representaciones gráficas de los principales resultados de la calibración del modelo (e.g., hidrogramas, curvas de duración de caudales, y gráficos de dispersión para parámetros específicos).

El algoritmo multi-objetivo implementado en el paquete **hydroMOPSO** se basa en el método de optimización NMPSO (*Lin et al.*, 2018), el cual combina la técnica de optimización por enjambre de partículas (*particle swarm optimization*, PSO) (*Kennedy and Eberhart*, 1995) con operadores genéticos evolutivos (*Lin et al.*, 2015). En este método, cada iteración genera un conjunto de soluciones (frente de Pareto (*Zitzler and Thiele*, 1999; *Coello et al.*, 2004)), calculando para cada solución un indicador (*balanceable fitness estimation*, BFE) para clasificar las partículas en un archivo externo, con el fin de proporcionar una guía efectiva para el verdadero frente de Pareto, mientras se mantiene la diversidad de partículas en un repositorio de capacidad limitada.

Los detalles de la configuración por defecto utilizada en el paquete **hydroMOPSO** están descritos en *Marinao-Rivas and Zambrano-Bigiarini* (2021) y en el Anexo II.

4.5.2. Período de calibración (1982-2020)

Para la calibración del modelo hidrológico SWAT+ se consideró únicamente la salida de **caudales medios diarios**, para luego extraer la máxima cantidad de información del hidrograma histórico mediante el uso de estadígrafos especialmente seleccionados para lograr una buena representación de los caudales altos y bajos de la cuenca. El período de calibración seleccionado abarca los años hidrológicos **1982 hasta 2020**, lo que es más amplio que el período histórico utilizado para la comparación de las proyecciones futuras contra sus correspondientes valores históricos (ver Sección 4.2.2). La razón de esta elección fue aprovechar al máximo la disponibilidad de datos diarios observados. En la misma línea, se descartó el uso de la división de muestras en período de calibración y período de validación, siguiendo las recomendaciones de (*Shen et al.*, 2022), quienes demostraron que calibrar el modelo con todos los datos disponibles y omitir la validación del modelo es la decisión más robusta, mejorando así el rendimiento del modelo en el período de prueba posterior a la validación.

4.5.3. Funciones objetivo

En este estudio, utilizamos varias métricas para la calibración multi-objetivo, cada una enfocada en diferentes aspectos del flujo de agua. A continuación, se describen las métricas empleadas:

1.- Sesgo del Flujo Máximo Anual (APFB) *Annual Peak Flow Bias*. Métrica usada específicamente para poner foco en los caudales altos. Esta función fue propuesta por *Mizuta et al.* (2019) para identificar diferencias en los caudales máximos. Esta métrica se define como:

$$\text{APFB}(Q) = \sqrt{\left(\frac{\mu_{\text{peak}Q_s}}{\mu_{\text{peak}Q_o}} - 1\right)^2} \quad (4.1)$$

donde $\mu_{\text{peak}Q_s}$ es la media de los caudales máximos simulados y $\mu_{\text{peak}Q_o}$ es la media de los caudales máximos observados.

2.- Eficiencia de Kling-Gupta con foco en caudales bajos (KGE_{lf}) *Kling-Gupta Efficiency for Low Flows*. Métrica propuesta por *Garcia et al.* (2017), quienes buscaron específicamente una métrica enfocada en lograr una adecuada reproducción de los caudales bajos. La métrica KGE_{lf} se calcula como:

$$\text{KGE}_{\text{lf}}(Q) = \frac{\text{KGE}(Q) + \text{KGE}\left(\frac{1}{Q + \epsilon}\right)}{2} \quad (4.2)$$

donde KGE es la bien conocida Eficiencia de Kling-Gupta propuesta por (*Gupta et al.*, 2009).

3.- Eficiencia de Nash-Sutcliffe para caudales de primavera (NSE_{spring}) *Nash-Sutcliffe Efficiency for Spring Flows*. La tercera métrica considerada es la bien conocida eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) (*Nash and Sutcliffe, 1970*). En este estudio, esta métrica se aplicó solo a los caudales de primavera, debido a que en corridas preliminares era difícil simular correctamente estos caudales de deshielo. La eficiencia de Nash-Sutcliffe se define como:

$$NSE(Q) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{obs},i} - Q_{\text{sim},i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{\text{obs},i} - \overline{Q_{\text{obs}}})^2} \quad (4.3)$$

donde $\overline{Q_{\text{obs}}}$ es el caudal observado medio.

4.5.4. Conjunto de parámetros seleccionado

La naturaleza de la calibración multi-objetivo genera un conjunto de soluciones que conforman el denominado frente de Pareto (*Zitzler and Thiele, 1999; Coello et al., 2004*). Este enfoque permite obtener un espectro de hidrogramas, cada uno correspondiente a una solución distinta del frente de Pareto. En este estudio, la calibración multi-objetivo se ha utilizado para encontrar conjuntos de parámetros que optimicen varios objetivos simultáneamente, proporcionando una representación robusta de los principales procesos hidrológicos de la cuenca bajo diferentes condiciones.

Sin embargo, debido a la gran cantidad de simulaciones involucradas en la evaluación de los escenarios de cambio climático y cambio de uso de suelo, en este trabajo se optó por seleccionar un único conjunto de parámetros del frente de Pareto, uno que ofrezca un balance adecuado entre todas las funciones objetivo seleccionadas. Esta solución de compromiso, a menudo denominada *solución de compromiso óptima*, se eligió utilizando la minimización de la distancia mínima al Punto Ideal (I) (*Deb, 2014*). Este punto en el espacio de las funciones objetivo representa la intersección de los mejores valores obtenidos para cada objetivo entre todas las soluciones no dominadas que forman el POF. En la evaluación de no dominancia, este punto es prácticamente inalcanzable, y aunque lo fuera, sería la única solución en el frente (*Deb, 2014*).

4.6. Comparación entre escenarios futuros de LULCC y CC (2021-2049)

Para determinar la necesidad de realizar un análisis combinado del cambio climático (CC) y del cambio en el uso del suelo (LULCC), se analizaron muestras derivadas de las salidas del modelo en condición futura, considerando dos casos:

- **Caso 1: Escenarios de LULCC variables y escenario de CC fijo:** Para este caso se dejó fijo el escenario de CC MRI.AGCM3.2.S, ya que es el más seco y, por lo tanto,

sería más sensible a los escenarios de LULCC. Así, se compararon diferentes escenarios de uso del suelo:

1. Business-As-Usual, en adelante BAU.
 2. Agroecológico, en adelante Agro.
 3. Como-Pucón, en adelante CP.
- **Caso 2: Escenarios de CC variables y escenario de LULCC fijo:** Para este caso se dejó fijo el escenario de LULCC Business-As-Usual, por ser el escenario más próximo a la condición actual. Así, se compararon diferentes escenarios de cambio climático:
 1. CNRM-CM6-1-HR, en adelante CNRM.
 2. HiRAM Coupling 1-D SIT, en adelante HiRAM.
 3. MPI-ESM1.2-XR, en adelante MPI.
 4. MRI-AGCM3-2-S, en adelante MRI.
 5. MIROC NICAM16-8S, en adelante NICAM.

Para cada caso, se realizaron comparaciones estadísticas de los flujos más relevantes obtenidos de la modelación hidrológica futura usando SWAT+: **escorrentía** y **evapotranspiración real**, tanto a escala media mensual como a escala media anual. Se utilizaron dos pruebas estadísticas no paramétricas: el test de Kruskal-Wallis y el test U de Wilcoxon-Mann-Whitney, para evaluar la significancia de las diferencias en Caso 1 y Caso 2.

Pruebas estadísticas aplicadas

- **Test de Kruskal-Wallis:** Esta prueba no paramétrica se utilizó para comparar todas las muestras dadas por las proyecciones de manera simultánea. Se calcularon los p-valores para cada mes y para el valor anual agregado. Si los p-valores son muy cercanos a 1, entonces las diferencias estimadas entre los grupos no son estadísticamente significativas, lo que indica que las variaciones entre los escenarios evaluados son mínimas o inexistentes y no vale la pena evaluar el caso.
- **Test U de Wilcoxon-Mann-Whitney:** Esta prueba no paramétrica se aplicó para comparar las medias de pares de muestras en las mismas condiciones descritas anteriormente. Se calcularon las diferencias porcentuales y los p-valores asociados para cada mes y para el valor anual agregado entre las diferentes combinaciones de escenarios de LULCC (Caso 1) o CC (Caso 2).

Esta metodología permitió realizar una evaluación robusta de las diferencias entre los escenarios de LULCC y CC en términos de las salidas que se buscan evaluar luego comparando con el período histórico, utilizando pruebas estadísticas adecuadas para datos no paramétricos y sin necesidad de asumir distribuciones normales para los datos.

4.7. Comparación entre períodos histórico y futuro

Para evaluar las diferencias de los valores mensuales y anuales de caudales entre el período histórico 1982-2009 y el período futuro 2021-2049, se realizó una comparación de medias mensuales utilizando el test U de Wilcoxon-Mann-Whitney. Este test no paramétrico se emplea para determinar si existen diferencias significativas entre dos muestras independientes, siendo adecuado para datos que no necesariamente siguen una distribución normal.

El análisis se llevó a cabo de la siguiente manera:

- **Selección de datos:** Se seleccionaron los valores mensuales y anuales de caudales correspondientes a los períodos histórico (1982-2009) y futuro (2021-2049).
- **Aplicación del test:** Se aplicó el test U de Wilcoxon-Mann-Whitney (*Mann and Whitney, 1947*) para comparar las medianas de los dos períodos. Este test calcula la diferencia en las distribuciones de las dos muestras y determina si la diferencia es estadísticamente significativa.
- **Interpretación de resultados:** Los resultados del test proporcionan un p-valor, el cual indica la probabilidad de que las diferencias observadas se deban al azar. Un p-valor menor a 0.05 se considera estadísticamente significativo, indicando diferencias relevantes entre los períodos comparados.

Este análisis permitió identificar cambios significativos en las variables seleccionadas entre el período histórico y el período futuro, proporcionando información valiosa sobre los posibles impactos del cambio climático en el ciclo hidrológico.

Capítulo V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Capítulo V

Resultados y discusión

5.1. Análisis de sensibilidad

La Tabla 5.1 muestra los resultados del análisis de sensibilidad global realizado mediante el método de Sobol, destacando los 12 parámetros con el mayor índice de Orden Total (*TOI*), el cual cuantifica la influencia del parámetro en la varianza total de la salida del modelo, teniendo en cuenta tanto los efectos directos de cada parámetro como sus interacciones con los otros parámetros del modelo. La tabla completa con todos los parámetros utilizados y sus respectivos rangos se encuentra en el Anexo I.

Tabla 5.1: Ranking de los 12 parámetros más sensibles del modelo **SWAT+** de acuerdo al análisis de sensibilidad realizado con el método de Sobol. El ranking se hizo en base al valor del *Total Order Index* (*TOI*).

Rank	ID	Descripción corta	Unidad	Cambio	Rango	Sobol TOI
1	alpha_bf	Factor alfa de flujo base	1/day	repl	0 – 1	5.2E-01
2	perco	Coefficiente de percolación	–	mult	0.7 – 0.92	2.4E-01
3	CN2	Curva número en condición II	–	repl	-25 – 25	1.1E-01
4	soil_awc	Capacidad de agua disponible	–	addi	0.5 – 1.5	9.0E-02
5	latq_co	Coefficiente de flujo lateral del suelo	–	repl	0 – 0.02	5.4E-02
6	fall_tmp	Temperatura de acumulación de nieve	°C	repl	-2 – 2	3.8E-02
7	soil_k	Conductividad hidráulica saturada	mm/hr	repl	0.5 – 1.5	2.5E-02
8	cn3_swf	Factor de CN para condición III	–	repl	0.8 – 0.99	1.2E-02
9	melt_max	Tasa máxima de derretimiento de nieve	mm/°C/day	repl	0 – 10	8.2E-03
10	melt_tmp	Temperatura de derretimiento de nieve	°C	repl	-2 – 2	3.7E-03
11	melt_min	Tasa mínima de derretimiento de nieve	mm/°C/day	repl	0 – 10	1.8E-03
12	flo_min	Almacenamiento (min) para flujo de retorno	m	repl	0 – 10	1.0E-03

Los resultados muestran que los parámetros más sensibles del modelo **SWAT+** están relacionados con el flujo base, el movimiento de agua en el suelo y el fenómeno de acumula-

ción/derretimiento de nieve. El parámetro `alpha_bf`, que se utiliza en la representación del flujo base, presenta el índice de Orden Total (TOI) más alto, lo cual muestra consistencia con la función objetivo utilizada, parte de la cual toma en cuenta los caudales bajos durante el período de estiaje. Otros parámetros importantes incluyen el coeficiente de percolación (`perco`) y la Curva Número en condición de humedad II (CN2), ambos con altos valores de TOI, reflejando su influencia en la simulación de caudales medios-altos. Esto es consistente con la función objetivo utilizada, ya que ambos parámetros afectan directamente la infiltración y el escurrimiento superficial, influyendo en el comportamiento hidrológico de la cuenca. La capacidad de agua disponible en el suelo (`soil_awc`) y el coeficiente de flujo lateral del suelo (`latq_co`) son parámetros que controlan la retención y el movimiento del agua en la zona de raíces del suelo, afectando tanto a los flujos altos y bajos. Los parámetros relacionados con la acumulación y derretimiento de nieve, como la temperatura de acumulación (`fall_tmp`) y la tasa máxima de derretimiento (`melt_max`), aunque menos influyentes, son también importantes en esta cuenca cuyo régimen hidrológico está influenciado por la nieve, lo que afecta principalmente los caudales de verano. Los 12 parámetros identificados como los más sensibles son consistentes con la representación conceptual esperada para una cuenca de régimen pluvio-nival, y por lo tanto estos 12 parámetros serán utilizados para la posterior calibración multi-objetivo.

5.2. Calibración multi-objetivo

5.2.1. Frente de Pareto

La calibración multi-objetivo del modelo hidrológico SWAT+ en la cuenca RTL utilizando tres funciones objetivo (`APFB`, `KGE1f` y `NSEspring`) generó un frente de Pareto en tres dimensiones (una superficie). La Figura 5.1 muestra distintas proyecciones bidimensional del frente de Pareto tridimensional. Los puntos grises representan las múltiples soluciones que conforman el frente de Pareto, cada una de ellas reflejando un compromiso diferente entre los objetivos de calibración. En los extremos se observa la maximización de cada función objetivo individual, lo que inevitablemente resulta en el deterioro de los otros objetivos. Es notable que para los objetivos `APFB` y `NSEspring`, el frente muestra la forma clásica del frente de Pareto, con un claro compromiso entre los dos objetivos: la mejora de uno se logra necesariamente a costa del deterioro del otro. Este mismo comportamiento se observa también entre `KGE1f` y `NSEspring`. Sin embargo, en el caso de `APFB` y `KGE1f`, se observa una condición inesperada, en que la mejora de uno de los objetivos no se logra a costa de compromisos importantes de la otra función objetivo, mostrando una relación más directa. Esta característica puede surgir cuando se consideran tres o más objetivos simultáneamente.

La Figura 5.1 muestra también una **solución de mejor compromiso (SMC)**, representada con el punto azul. Esta solución se eligió minimizando la distancia entre cada conjunto de parámetros del frente de Pareto hasta el *Punto Ideal* (Deb, 2014), asegurando así un ba-

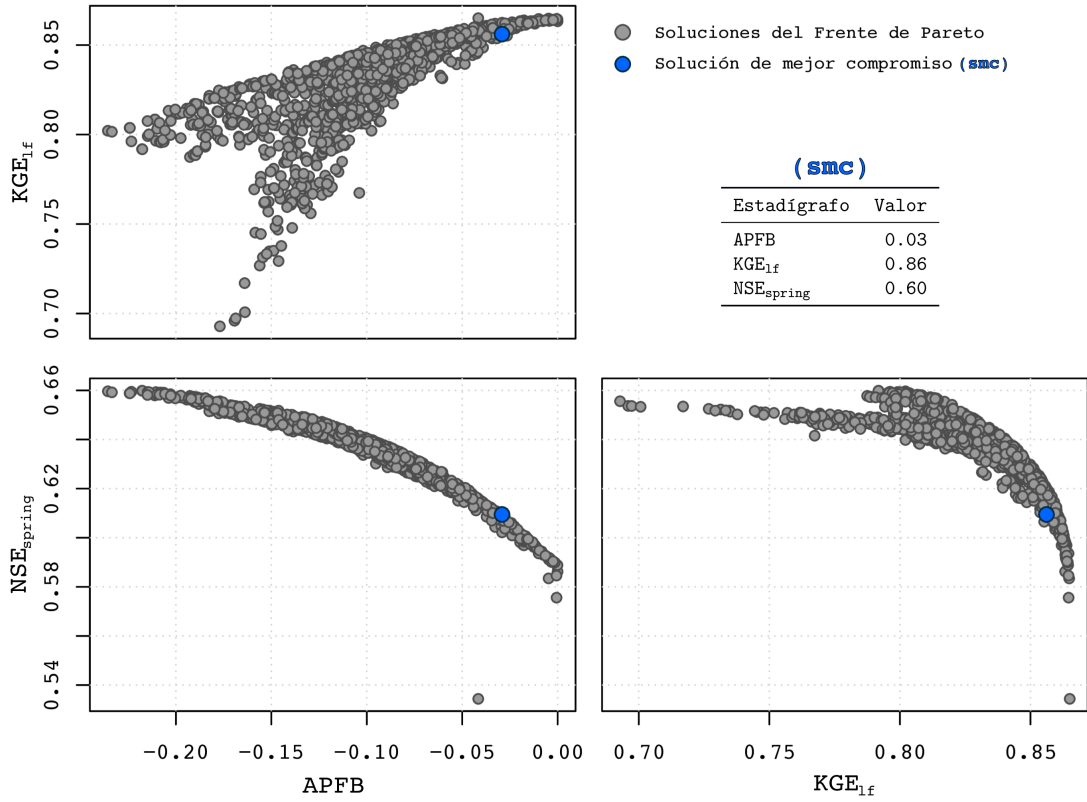


Figura 5.1: Proyecciones 2D del frente de Pareto resultante de la calibración multi-objetivo del modelo hidrológico SWAT+ en la cuenca RTL. Los puntos grises representan las soluciones del frente de Pareto, mientras que el punto azul indica la solución de mejor compromiso (SMC).

lance adecuado entre los distintos objetivos de calibración. Los estadígrafos de calibración correspondientes a la SMC son:

- APFB (Foco en caudales altos): 0.03
- KGE_{1f} (Foco en caudales bajos): 0.86
- NSE_{spring} (Focos en caudales de deshielo): 0.60

De esta forma, la elección de la SMC se basó en la necesidad de equilibrar los resultados de las distintas funciones objetivos utilizadas en la calibración, proporcionando un rendimiento robusto y representativo del comportamiento hidrológico de la cuenca bajo condiciones de caudales bajos, medios y altos.

5.2.2. Selección de solución y desempeño

La solución de mejor compromiso seleccionada del frente de Pareto se evaluó mediante la comparación entre los caudales simulados y observados en la estación Río Trancura antes

Tabla 5.2: SWAT+ considerados para el análisis de sensibilidad de Sobol.

Rank	ID	Descripción corta	Unidad	Cambio	Valor calibrado
1	alpha_bf	Factor alfa de flujo base	1/day	repl	1.00
2	perco	Coeficiente de percolación	—	repl	0.73
3	CN2	Curva número en condición II	—	addi	25.00
4	soil_awc	Capacidad de agua disponible	—	mult	1.50
5	latq_co	Coeficiente de flujo lateral del suelo	—	repl	0.00
6	fall_tmp	Temperatura de acumulación de nieve	°C	repl	0.45
7	soil_k	Conductividad hidráulica saturada	mm/hr	mult	0.50
8	cn3_swf	Factor de CN para condición III	—	repl	0.80
9	melt_max	Tasa de derretimiento en solsticio de invierno	mm/°C/day	repl	1.23
10	melt_tmp	Temperatura de derretimiento de nieve	°C	repl	3.00
11	melt_min	Tasa de derretimiento en solsticio de verano	mm/°C/day	repl	5.89
12	flo_min	Almacenamiento (min) para flujo de retorno	m	repl	9.01

de Llafenco. En la Figura 5.2, el hidrograma del período 1982-2020 (panel a) muestra una concordancia panorámica a escala diaria entre los datos simulados y observados, indicando que el modelo captura adecuadamente las dinámicas del flujo. En los paneles b) y c) de la misma figura se presentan los caudales medios mensuales y la curva de duración de caudales, respectivamente, mostrando que tanto la estacionalidad como el espectro de caudales bajos y altos están correctamente representados. Los estadígrafos para todo el período muestran valores de APFB de -0.03, KGE_{1f} de 0.86 y NSE_{spring} de 0.60.

5.2.3. Validación con estación interior

A partir del mismo modelo definido seleccionado anteriormente, se tomó un punto interior para lograr una validación, esto gracias a los caudales observados de la estación Río Trancura en Curarrehue (código 9412001). En la Figura 5.3, el hidrograma del período histórico 1982-2020 (panel a), al igual que en la estación principal, muestra una buena concordancia escala diaria entre los datos simulados y observados, indicando que el modelo captura adecuadamente las dinámicas del flujo. En los paneles b) y c) de la misma figura se presentan los caudales medios mensuales y la curva de duración de caudales, respectivamente, mostrando que tanto la estacionalidad como el espectro de caudales bajos y altos están correctamente representados. Los estadígrafos de bondad de ajuste para todo el período histórico 1982-2020 muestran valores de APFB de 0.03, KGE_{1f} de 0.64 y NSE_{spring} de 0.61.

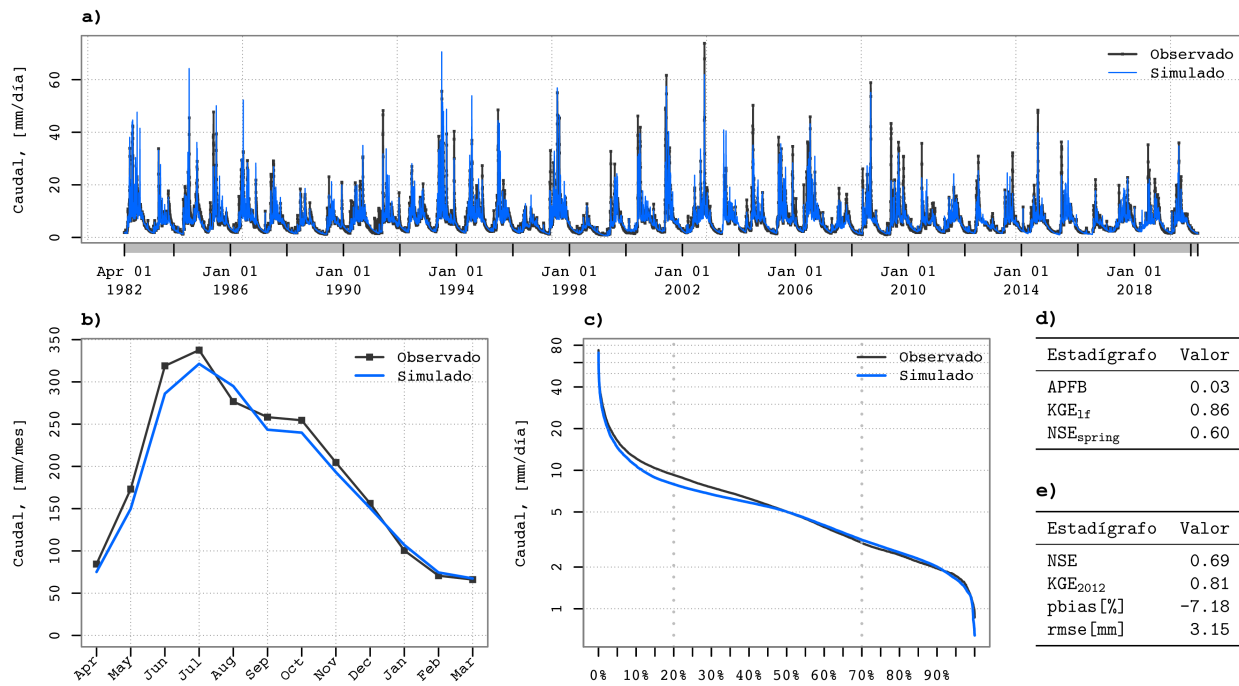


Figura 5.2: Comparación entre caudales simulados y observados en la estación Río Trancura antes de Llafenco, para la solución de mejor compromiso seleccionada del frente de Pareto. Panel a) hidrograma del período 1982-2020. Panel b) curva de caudales medios mensuales. Panel c) curva de duración de caudales. Panel d) estadígrafos de calibración: APFB, KGE_{1f}, y NSE_{spring}. Panel e) Otros estadígrafos: NSE, KGE₂₀₁₂, PBIAS, y RMSE.

5.3. Estacionalidad de variables hidrológicas en período histórico

A partir del modelo hidrológico calibrado en el período 1982-2020 se obtuvieron los principales valores del ciclo hidrológico de la cuenca, incluyendo la precipitación total, caudales de salida de la cuenca y evapotranspiración real, complementadas con la temperatura del aire, la humedad del suelo promedio desde 0 hasta 3 metros de profundidad, y el equivalente de agua de nieve (SWE, por sus siglas en inglés) total sobre la cuenca. Para la caracterización, en primer lugar, se recortaron las series para abarcar solo el **período histórico** de **1982 a 2009**. Estas variables se han agregado a escala media mensual, según los resultados mostrados en la Figura 5.4, comenzando en abril, que marca el inicio del año hidrológico y coincide con el otoño en el hemisferio sur.

La precipitación media mensual (Figura 5.4a) asciende gradualmente desde marzo hasta alcanzar su máximo en junio con 550 mm. A partir de entonces, disminuye notablemente cada dos meses, especialmente en la transición de agosto a septiembre, donde se reduce de 400 mm a 150 mm, marcando el inicio de la primavera. Desde septiembre en adelante, las

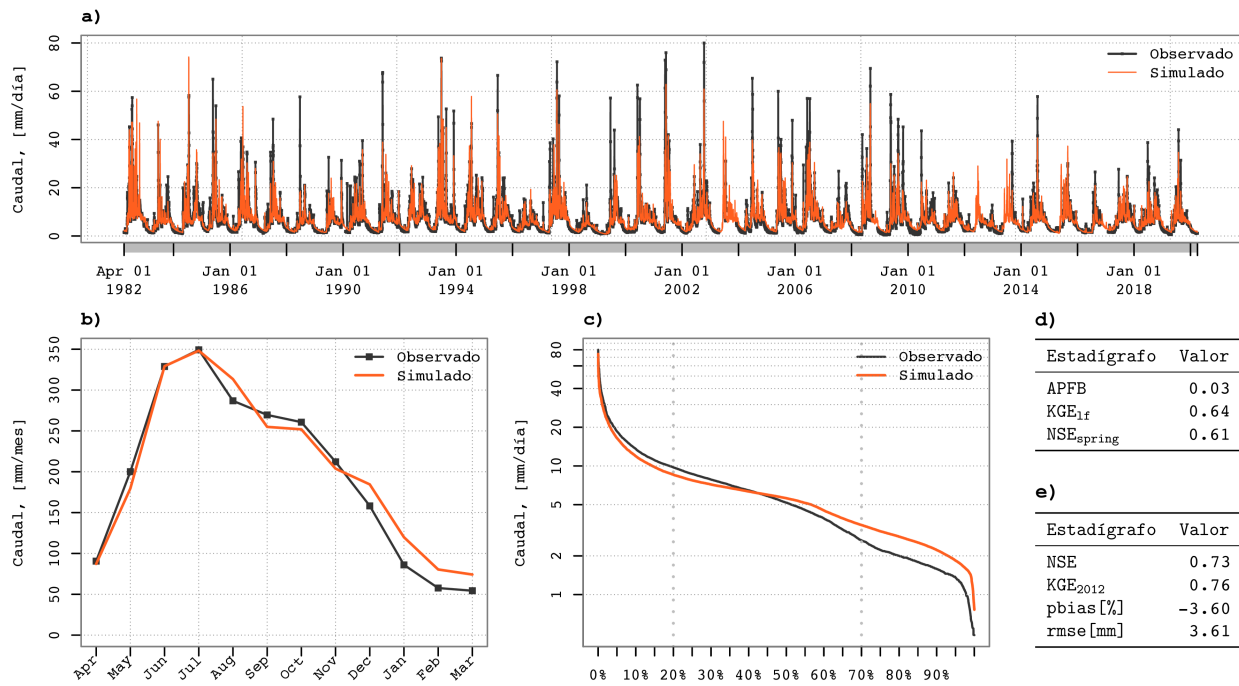


Figura 5.3: Comparación entre caudales simulados y observados en la estación Río Trancura en Curarrehue, para la solución de mejor compromiso seleccionada del frente de Pareto. Panel a) hidrograma del período 1982-2020. Panel b) curva de caudales medios mensuales. Panel c) curva de duración de caudales. Panel d) estadígrafos de bondad de ajuste de la calibración: APFB, KGE_{1f}, y NSE_{spring}. Panel e) otros estadígrafos: NSE, KGE₂₀₁₂, PBIAS, y RMSE.

disminuciones de precipitación son más sostenidas, alcanzando un mínimo de 70 mm en febrero. El valor medio anual, de abril a marzo, de la precipitación total asciende a 3104 mm.

En cuanto a la temperatura media del aire de la cuenca (Figura 5.4b), los valores mínimos se registran en julio con 2°C y los máximos en verano con 14°C.

Las principales salidas del ciclo hidrológico de la cuenca (Figura 5.4c) son el caudal en el punto de salida de la cuenca y la evapotranspiración real. El caudal en el punto de salida, muestra valores mínimos de 80 mm en abril, ascendiendo hasta 340 mm en julio, para luego descender sostenidamente en invierno y primavera (julio a diciembre). Esto evidencia la influencia nival de la cuenca, con caudales importantes en primavera a pesar de la falta de lluvias, especialmente en septiembre y octubre, con valores de 250 mm. La evapotranspiración real presenta valores mínimos en otoño-invierno, cerca de 5 mm en junio, y máximos en primavera, superando los 120 mm de noviembre a enero.

Los valores medios mensuales de equivalente agua de nieve (SWE, por sus siglas en inglés) (Figura 5.4d) presentan una estacionalidad que comienza en 0 al inicio del año hidrológico y progresa a medida que aumentan las precipitaciones durante el otoño e invierno, alcanzando su valor máximo en agosto con un valor de 150 mm. Los valores descenden en septiembre, explicando la contribución a los caudales de deshielo de primavera. Posteriormente, el SWE

toma valores cercanos a 0 entre los meses de enero y marzo. En la práctica, los valores de SWE son mayores en las zonas más altas de la cuenca y cercanos a 0 en las partes más bajas.

La variabilidad estacional de los principales procesos hidrológicos de la Cuenca Río Trancura antes de Llafenco se resume en los siguientes puntos:

- Los valores más altos de precipitación (junio) no coinciden con los valores más altos de caudal (julio), indicando un retardado en la respuesta de la cuenca al ingreso de precipitaciones, ya sea por acumulación de nieve o por infiltración y retención en el perfil de suelo.
- La estacionalidad de la evapotranspiración real sigue un ciclo que toma valores mínimos en pleno invierno, los cuales ascienden durante la primavera, siguiendo el ciclo fenológico de las coberturas de suelo de la cuenca, que principalmente corresponden a bosque nativo.
- La acumulación de nieve, representada por el ciclo de SWE de la cuenca, evidencia una contribución del derretimiento de nieve a los caudales de primavera, dejando a la cuenca como dominada por lluvia con contribuciones de derretimiento de nieve (*Cortés et al.*, 2011), en otras palabras, con un régimen hidrológico pluvio-nival.
- Lo anterior refleja el carácter mixto del régimen hidrológico de las cuencas andinas del sur de Chile, influenciado por las bajas temperaturas invernales y altas latitudes que propician la acumulación de nieve en las zonas de mayores elevaciones, tal como se discute en *McPhee* (2018).
- La temperatura media anual muestra una estacionalidad con valores mínimos en invierno, los cuales son determinantes en las mayores acumulaciones de nieve entre parte del otoño y del invierno, y los mínimos valores de evapotranspiración. La subida de temperatura en la primavera determina la total desaparición del manto nival promedio de la cuenca y los mayores valores de evapotranspiración real.
- La humedad del suelo hasta los 3 m de profundidad se mantiene relativamente alta durante todo el año (sobre 1000 mm), denotando características muy húmedas en el perfil de la zona de raíces. El ciclo de humedad del suelo toma valores altos estables en invierno y primavera (sobre 1500 mm), con una baja en el verano y un ascenso en otoño (sobre 100 mm), siguiendo un patrón similar a los caudales.

5.4. Cambios proyectados para 2021-2049

5.4.1. Diferencias entre proyecciones de CC y LULCC

Como se ha indicado en la metodología, para los resultados derivados de las proyecciones de cambio global, se evaluó por separado los efectos del cambio de uso de suelo (*Land Use*

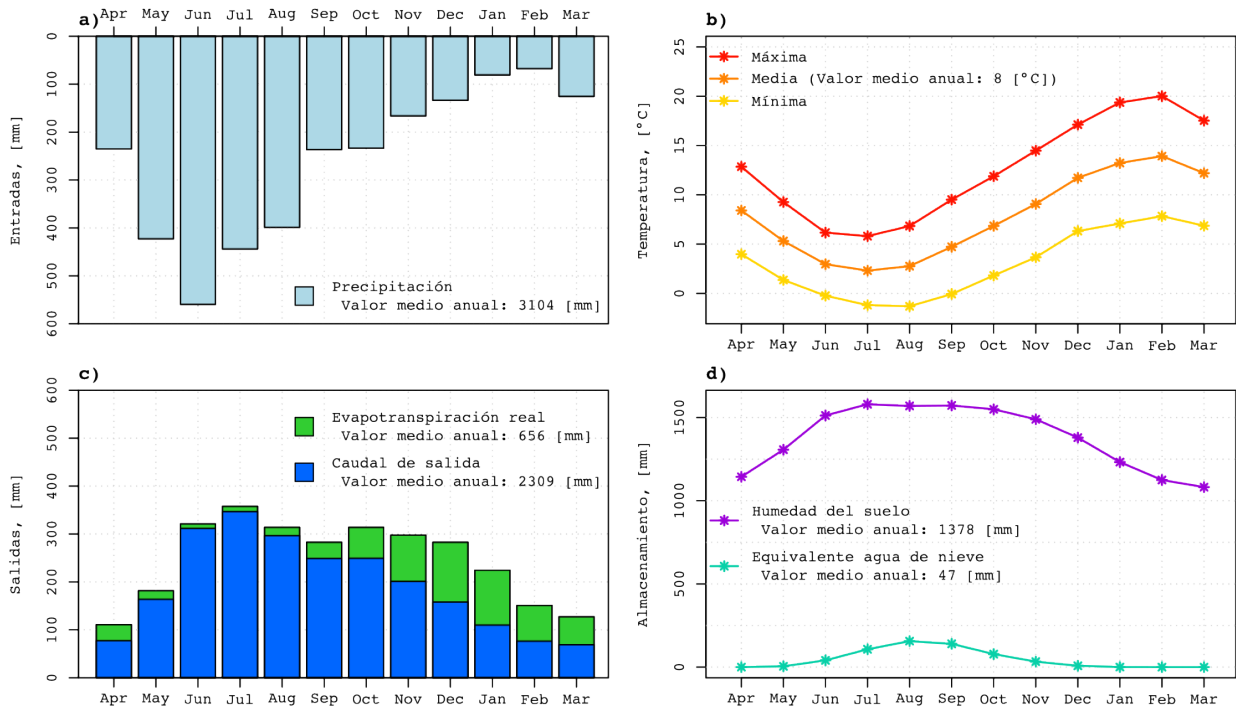


Figura 5.4: Resumen del ciclo hidrológico de la cuenca RTL durante el período histórico (1982-2010). (a) Entrada: Medias mensuales de precipitación. (b) Ciclo anual de temperatura del aire. (c) Salidas en barras apiladas: Medias mensuales de caudal de salida y evapotranspiración real. y (d) Ciclo anual de almacenamientos: humedad del suelo y equivalente agua de nieve (SWE).

Change, *LULCC*) y cambio climático (*Climate Change*, *CC*), lo cual ha definido la forma en que posteriormente se hace la comparación histórico vs proyecciones.

Caso 1: Escenarios de *LULCC* variables y escenario de *CC* fijo

En Tabla 5.3 se presentan los resultados de las comparaciones de series anuales de caudal de salida considerando los distintos escenarios de *LULCC* y un escenario fijo de *CC*, con agregación mensual y anual. Los resultados del test de Kruskal-Wallis (Tabla 5.3a) indican mínimas diferencias entre los escenarios de cambio de uso de suelo, con p-valores muy cercanos a 1. Un p-valor de 1 sugiere una ausencia total de diferencias detectables, indicando que las variaciones observadas son completamente atribuibles al azar y no a los cambios en los escenarios de uso del suelo evaluados. La comparación por pares (Tabla 5.3b) muestra diferencias del 0 % en todos los casos, excepto 0.1 % en abril (Agro-CP) y en mayo (BAU-CP). En todos los casos, los p-valores son iguales a 1, indicando que, prácticamente no hay diferencias estadísticamente significativas en las series de caudales medios mensuales y anuales entre los distintos escenarios. Considerando que la mayoría de los resultados presentaron un p-valores muy cercanos a uno, **se descarta realizar una comparación de todos los escenarios históricos de uso del suelo**, lo cual permite simplificar el análisis, y concentrarse en los

cambios hidrológicos producidos sólo por el cambio climático.

a) Comparación entre todas las muestras (test de Kruskal-Wallis)													
	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	En	Feb	Mar	
Valor p	0.97	0.97	0.97	0.96	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.97	0.97
b) Comparación entre pares (test U de Wilcoxon-Mann-Whitney)													
Agro- BAU	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
Valor p	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Agro- CP	0.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
Valor p	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
BAU- CP	0.0%	0.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
Valor p	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Tabla 5.3: Comparación de los **escenarios de LULCC** en términos de diferencias de caudal de salida simulada en SWAT+ para el período futuro (2021-2049) (*CC* fijado en el modelo *MRI*). En el bloque **a)** se muestran los resultados de valor p para la comparación de todas las muestras mediante el test de Kruskal-Wallis, mientras que en el bloque **b)** se muestra la comparación entre cada par de muestras según el escenario de LULCC.

Caso 2: Escenario de LULCC fijo y escenarios de CC variables

En Tabla 5.4 se presentan los resultados de las comparaciones de series de caudales, con agregación mensual y anual. Los resultados del test de Kruskal-Wallis (Tabla 5.4a) indican algunas diferencias entre los escenarios de cambio climático, con p-valores menores a 1 en algunos meses. En el panel b de la Tabla 5.4 se muestra un conjunto acotado de comparaciones por pares¹, mostrando variaciones en los porcentajes de diferencia, siendo algunas de las más notables: la diferencia de -38.1 % en mayo entre MRI y NICAM, la diferencia de -31.7 % en junio entre MRI y NICAM, y la diferencia de -24.0 % en junio entre MPI y NICAM. Aunque muchos p-valores son iguales a 1, indicando que algunas variaciones observadas podrían ser atribuibles completamente al azar, la presencia de p-valores menores a 1 en varios casos sugiere que es pertinente evaluar los escenarios de cambio climático, pues hay diferencias entre ellos. Por lo tanto, se concluye que, a diferencia del análisis de *LULCC*, las diferencias en los escenarios de *CC* son suficientemente relevantes para justificar un análisis detallado.

5.4.2. Proyecciones de cambio climático

Para cada uno de los modelos climáticos considerados, en esta sección se analizan las proyecciones para el período futuro (2021-2049) con respecto al período histórico (1982-2009). En la Tabla 5.5 y Tabla 5.6 se muestran las diferencias entre períodos para precipitación y temperatura del aire, respectivamente. En cada columna se presenta la comparación entre

¹Se muestra esta tabla acotada ya que los modelos CNRM y HiRAM tienen valores relativamente similares a NICAM. Los resultados completos se muestran en la Tabla D.1 del Anexo IV.

a) Comparación entre todas las muestras (test de Kruskal-Wallis)													
	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	En	Feb	Mar	
Valor p	0.28	0.02	0.05	0.20	0.60	0.22	0.40	0.88	0.49	0.28	0.61	0.51	0.33
b) Comparación entre pares (test U de Wilcoxon-Mann-Whitney)													
MPI- MRI	-0.9%	51.7%	11.3%	21.8%	-9.5%	-1.3%	4.9%	0.4%	-1.2%	-8.3%	-9.5%	-5.0%	5.0%
Valor p	1.00	0.09	1.00	0.40	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
MPI- NICAM	-9.1%	-6.1%	-24.0%	2.2%	3.6%	-4.1%	3.4%	-1.0%	-0.9%	1.3%	-4.2%	-6.4%	-4.2%
Valor p	1.00	1.00	0.33	1.00	1.00	1.00	0.91	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
MRI- NICAM	-8.2%	-38.1%	-31.7%	-16.1%	14.4%	-2.8%	-1.4%	-1.4%	0.3%	10.5%	5.8%	-1.4%	-8.8%
Valor p	0.74	0.02	0.02	0.10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.87	1.00	1.00	0.32

Tabla 5.4: Comparación de los escenarios de CC en términos de diferencias de caudal de salida simulada en SWAT+ para el período futuro (2021-2049) (*LULCC* fijado en el escenario *BAU*). En el bloque **a)** se muestran los resultados de valor p para la comparación de todas las muestras mediante el test de Kruskal-Wallis, mientras que en el bloque **b)** se muestra la comparación entre cada par de muestras según el modelo de CC (resultados completos en la Tabla D.1 del Anexo IV).

valores medios mensuales y luego, en la última columna, la diferencia del valor medio anual. Para cada comparación, se presenta también el resultado del test U de Wilcoxon-Mann-Whitney, que indica si las diferencias obtenidas son estadísticamente significativas.

En lo que respecta a la precipitación (Tabla 5.5), hay principalmente indicios de disminuciones según todos los modelos. **El modelo más seco es MRI, el cual muestra disminuciones de precipitación anual de un 11 %** respecto al período histórico, diferencia que resulta ser estadísticamente significativa con p-valor de 0. Otro modelo que proyecta una diferencia significativa a escala media anual es MPI, con disminuciones del 8 % y un p-valor de 0.04, siendo así un modelo intermedio en términos de disminución de agua proyectada. Los modelos HiRAM, CNRM y NICAM son relativamente más húmedos, en ese orden; con diferencias que no alcanzan a ser significativas a escala anual. A escala media mensual, las pérdidas anuales no se reflejan sistemáticamente, dado que existen meses con mayores pérdidas que otros y otros incluso con superávit. Es así como, por ejemplo, para el escenario HiRAM, se obtiene un déficit anual de 6 % que no alcanza a ser significativo, lo cual se explica por una compensación entre las disminuciones mensuales en meses como noviembre (-32 %, con p-valor de 0.02) y marzo (-28 %, con p-valor de 0.02) y los aumentos en febrero (35 %, p-valor 0.03) y unos meses de otoño. Al observar los cambios por estación del año, la única temporada con pérdidas consistentes de precipitación corresponde a la primavera.

En cuanto a la temperatura (Tabla 5.6), todos los modelos climáticos proyectan aumentos en los valores medios anuales de temperatura del aire, con variaciones entre +0.7°C y +1.0°C, siendo estos incrementos estadísticamente significativos. Los modelos climáticos con mayores aumentos son MPI y NICAM, mostrando incrementos mensuales importantes en casi todos los meses. El modelo MRI, el más seco en cuanto a precipitación, proyecta un aumento anual de +0.8°C, con incrementos en varios meses, especialmente en diciembre y enero con +1.3°C

	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
CNRM	-15 %	-3 %	-6 %	-1 %	3 %	4 %	-13 %	-12 %	0 %	-18 %	-17 %	-2 %	-5 %
Valor p	0.42	0.95	0.45	0.79	0.69	0.65	0.54	0.45	0.96	0.20	0.52	0.20	0.16
HiRAM	2 %	13 %	-7 %	-8 %	-9 %	-12 %	2 %	-32 %	-25 %	-12 %	35 %	-28 %	-6 %
Valor p	0.65	0.30	0.33	0.35	0.42	0.35	0.50	0.02	0.20	0.55	0.03	0.02	0.11
MPI	-16 %	11 %	-14 %	20 %	-14 %	-18 %	-22 %	-26 %	-38 %	-7 %	-18 %	-8 %	-8 %
Valor p	0.27	0.46	0.11	0.15	0.19	0.25	0.17	0.12	0.07	0.65	0.28	0.17	0.04
MRI	-30 %	-20 %	-6 %	-2 %	6 %	-17 %	-20 %	-22 %	-24 %	22 %	24 %	-22 %	-11 %
Valor p	0.02	0.27	0.39	0.88	0.96	0.26	0.20	0.16	0.29	0.79	0.26	0.03	0.00
NICAM	-13 %	15 %	7 %	-2 %	-10 %	-14 %	-24 %	-15 %	-32 %	-22 %	26 %	1 %	-4 %
Valor p	0.27	0.27	0.39	0.94	0.35	0.38	0.07	0.40	0.18	0.22	0.50	0.67	0.23

Tabla 5.5: Diferencias entre los valores agregados de precipitación (medias mensuales/anuales) de período histórico y futuro. Por cada comparación se presenta la diferencia porcentual entre las medias y abajo el valor p para evaluar la significancia estadística de dicha diferencia.

cada uno. La estación que se proyecta con mayores alzas de temperatura es el verano, con aumentos de más de +1°C en casi todos los modelos climáticos.

	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
CNRM	1.3°C	0.7°C	0.9°C	0.5°C	0.4°C	0.8°C	0.6°C	0.6°C	0.7°C	1.5°C	1.6°C	1.3°C	0.9°C
Valor p	0.00	0.02	0.00	0.04	0.20	0.00	0.04	0.10	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
HiRAM	0.7°C	0.8°C	0.5°C	0.5°C	0.7°C	0.2°C	-0.1°C	1.4°C	1.2°C	1.4°C	0.3°C	1.4°C	0.7°C
Valor p	0.01	0.00	0.08	0.06	0.01	0.34	0.71	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00
MPI	1.4°C	0.9°C	0.9°C	0.3°C	0.5°C	0.5°C	0.5°C	0.6°C	1.6°C	1.8°C	1.8°C	1.4°C	1.0°C
Valor p	0.00	0.02	0.00	0.55	0.03	0.04	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MRI	0.9°C	0.7°C	0.4°C	0.7°C	0.4°C	0.5°C	0.6°C	1.0°C	1.3°C	1.1°C	1.3°C	0.7°C	0.8°C
Valor p	0.00	0.01	0.19	0.01	0.08	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
NICAM	1.0°C	0.7°C	0.5°C	0.0°C	0.4°C	0.4°C	1.4°C	2.2°C	2.5°C	2.0°C	0.7°C	0.7°C	1.0°C
Valor p	0.00	0.12	0.11	0.67	0.20	0.27	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00

Tabla 5.6: Diferencias entre los valores promedio de temperatura del aire (medias mensuales/anuales) del período futuro e histórico. Por cada comparación se presenta la diferencia porcentual entre las medias y abajo el p-valor para evaluar la significancia estadística de dicha diferencia.

Se sintetizan las siguientes observaciones:

- El modelo MRI es el más seco, con una significativa reducción anual de precipitación del 11 %. El modelo MPI indica una disminución intermedia 8 %, también significativa. Finalmente, los modelos HiRAM, CNRM y NICAM son los más húmedos con disminuciones no significativas.
- Todos los modelos proyectan incrementos anuales significativos de temperatura entre +0.7°C y +1.0°C. Los modelos MPI y NICAM muestran los mayores aumentos (1 °C).
- Los modelos muestran una concordancia en las disminuciones de precipitación, sobre todo en la primavera (más de 20 % según MRI).

- El verano es la estación con los mayores aumentos de temperatura según prácticamente todos los modelos (+1 °C).

5.4.3. Proyecciones de cambio en las salidas de la cuenca

En esta sección se describen los resultados de la modelación hidrológica realizada en este estudio, con foco específico en las principales salidas de la cuenca, i.e., caudal de salida y evapotranspiración real. En las Tablas 5.7 y 5.8 se detallan los valores medios mensuales/anuales del caudal de salida y de la evapotranspiración real, respectivamente.

	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
CNRM	-16 %	-13 %	-11 %	-3 %	17 %	7 %	-7 %	-13 %	-11 %	-9 %	-9 %	-6 %	-4 %
Valor p	0.07	0.29	0.42	0.62	0.10	0.52	0.79	0.02	0.05	0.12	0.03	0.07	0.35
HiRAM	-8 %	7 %	3 %	-8 %	5 %	-5 %	-10 %	-14 %	-16 %	-12 %	-10 %	-15 %	-5 %
Valor p	0.11	1.00	0.85	0.52	0.60	0.27	0.53	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.26
MPI	-23 %	-4 %	-14 %	6 %	4 %	-10 %	-10 %	-15 %	-20 %	-17 %	-17 %	-16 %	-8 %
Valor p	0.00	0.72	0.27	0.95	0.68	0.08	0.54	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
MRI	-22 %	-37 %	-23 %	-13 %	15 %	-9 %	-14 %	-16 %	-19 %	-9 %	-8 %	-12 %	-13 %
Valor p	0.00	0.01	0.04	0.16	0.45	0.17	0.15	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.01
NICAM	-15 %	2 %	13 %	4 %	1 %	-6 %	-13 %	-15 %	-20 %	-18 %	-13 %	-11 %	-4 %
Valor p	0.06	1.00	0.47	0.62	0.75	0.20	0.11	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.30

Tabla 5.7: Diferencias entre los valores agregados de caudal de salida (medias mensuales/anuales) de período histórico y futuro. Por cada comparación se presenta la diferencia porcentual entre las medias y abajo el valor p para evaluar la significancia estadística de dicha diferencia.

Para el caudal de salida (Tabla 5.7), los modelos proyectan, en general, disminuciones en los valores medios anuales, consistentes con las disminuciones detectadas en precipitaciones. El modelo MRI muestra las mayores disminuciones anuales, con una reducción del 13 %, siendo estadísticamente significativa, y también muestra una disminución para los meses de otoño, primavera y verano (por debajo de -20 %, -15 % y -10 %, respectivamente). Por otro lado, el modelo CNRM, detectado como relativamente más húmedo, proyecta una disminución anual de -4 %, con reducciones significativas en noviembre (-13 %) y diciembre (-9 %). Entre los meses de noviembre y marzo, que corresponden a parte de la primavera y todo el verano, destaca una consistente disminución en los caudales de salida de parte de todos los modelos, con los mayores impactos en noviembre y diciembre.

En cuanto a la evapotranspiración real (Tabla 5.8), los modelos proyectan cambios menores en los valores medios anuales, con variaciones tanto positivas como negativas. Los modelos MRI y NICAM muestran un aumento anual del 2 %, con incrementos importantes en la primavera. Por otro lado, el modelo CNRM proyecta un aumento anual del 1 %, con incrementos en varios meses, aunque no significativos. La comparación general indica aumentos de evapotranspiración real en los meses de primavera (significativos en noviembre y diciembre), mientras que en los meses de verano muestran disminuciones, lo que se contrapone al aumen-

	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
CNRM	1 %	4 %	2 %	0 %	0 %	2 %	5 %	6 %	3 %	0 %	-5 %	-2 %	1 %
Valor p	0.64	0.64	0.12	0.11	0.95	0.47	0.17	0.12	0.41	0.87	0.08	0.30	0.13
HiRAM	-4 %	-2 %	1 %	-1 %	1 %	-1 %	-4 %	10 %	6 %	-5 %	-6 %	3 %	1 %
Valor p	0.21	0.53	0.12	0.20	0.85	0.82	0.50	0.01	0.01	0.09	0.02	0.29	0.24
MPI	0 %	1 %	0 %	-4 %	1 %	-3 %	3 %	5 %	6 %	-8 %	-7 %	-5 %	-1 %
Valor p	0.75	0.95	0.20	0.95	0.85	0.51	0.32	0.22	0.03	0.01	0.09	0.03	0.85
MRI	1 %	5 %	1 %	1 %	1 %	1 %	5 %	9 %	7 %	-6 %	-3 %	0 %	2 %
Valor p	0.72	0.51	0.17	0.15	0.77	0.40	0.23	0.02	0.02	0.03	0.17	0.91	0.02
NICAM	-2 %	0 %	-4 %	-2 %	-2 %	1 %	11 %	14 %	9 %	-10 %	-11 %	-3 %	2 %
Valor p	0.60	0.71	0.62	0.40	0.26	0.69	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.08

Tabla 5.8: Diferencias entre los valores agregados de evapotranspiración (medias mensuales/anuales) de período histórico y futuro. Por cada comparación se presenta la diferencia porcentual entre las medias y abajo el valor p para evaluar la significancia estadística de dicha diferencia.

to de temperaturas medias detectado en estos meses Tabla 5.7, lo cual lleva a considerar una limitación en la disponibilidad de agua, dada por déficits de almacenamiento de agua en el suelo.

Por lo tanto, los principales resultados de esta sección pueden ser resumidos de la siguiente manera:

- Los caudales de salida muestran disminuciones concordantes con las reducciones en precipitación, pero con diferencias más significativas. Por ejemplo, el modelo MRI muestra una reducción anual del 13 %, significativa en otoño, primavera y verano. Dado que este valor es porcentual, hasta cierto punto puede contrastarse con los descensos de caudal de salida obtenidos por *Bozkurt et al.* (2018) para toda la zona Central, los cuales son mucho mayores (un 40 %).
- Para la evapotranspiración real, hay pocas diferencias, aunque en términos generales, tienen un aumento, siendo las más importantes las detectadas con los modelos MRI y NICAM, ambas con un 2 % de aumento.
- Durante la mayor parte de la primavera y todo el verano, los modelos climáticos permiten proyectar disminuciones de los caudales de salida (-15 % y -10 %, respectivamente). Sin embargo, esto contrasta con aumentos en los caudales de salida en la estación anterior (invierno) donde los valores se incrementan hasta un 17 % en agosto según CNRM, por ejemplo. Esto puede estar directamente asociado al aumento de los deshielos, similar a lo obtenido por *Burgos* (2021) en la misma cuenca, y otros estudios en otras cuencas como el de *Vicuña et al.* (2011) en el río Limarí o *Musselman et al.* (2017) en Sierra Nevada, Estados Unidos.
- En la estación de primavera, hay importantes aumentos de evapotranspiración real, que contrastan con inesperadas disminuciones en verano, lo que indica cierta compensación

para el valor anual. En todos los modelos (excepto MPI) esta variable resulta solo en un ligero aumento (entre 1 % y 2 %). Este comportamiento es similar a lo que se describe en el estudio de *Vicuña et al.* (2013) para la cuenca del río Limarí en Chile y por *Cochand et al.* (2019) para la cuenca del río Saint-Charles en Canadá, en ambos casos asociando directamente al aumento de temperaturas proyectado.

5.4.4. Proyecciones de cambios en los almacenamientos

Para la humedad del suelo, las simulaciones hidrológicas proyectan disminuciones en los valores medios anuales, los cuales son estadísticamente significativos para los escenarios dados por MPI, MRI y NICAM, con disminuciones en los almacenamientos del 3 %, 3 % y 2 %, respectivamente. Las proyecciones a partir de CNRM y HiRAM indican disminuciones menores y de baja significancia. Analizando los cambios estacionales, las proyecciones obtenidas a partir de los distintos modelos climáticos indican cierta concordancia en los meses de invierno, destacando un alza mínima en el agua almacenada en el suelo, la cual es cercana al 1 %. En otoño, primavera y verano, se presentan principalmente disminuciones, siendo las más fuertes aquellas de verano, con descensos de hasta 6 % para el modelo MPI, por ejemplo.

	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
CNRM	-5 %	-3 %	-1 %	1 %	3 %	2 %	0 %	-1 %	-3 %	-2 %	-4 %	-3 %	-1 %
Valor p	0.01	0.23	0.30	0.91	0.04	0.10	0.90	0.35	0.10	0.32	0.03	0.06	0.11
HiRAM	-5 %	-1 %	1 %	1 %	2 %	1 %	0 %	-2 %	-5 %	-5 %	-4 %	-4 %	-2 %
Valor p	0.03	0.63	0.98	0.93	0.08	0.59	0.83	0.12	0.01	0.02	0.02	0.03	0.10
MPI	-7 %	-3 %	-1 %	1 %	2 %	1 %	0 %	-2 %	-5 %	-6 %	-6 %	-7 %	-3 %
Valor p	0.00	0.29	0.56	0.84	0.25	0.87	0.79	0.15	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
MRI	-6 %	-7 %	-5 %	-2 %	1 %	0 %	-1 %	-3 %	-5 %	-5 %	-3 %	-3 %	-3 %
Valor p	0.01	0.01	0.04	0.13	0.65	0.68	0.36	0.02	0.00	0.04	0.04	0.08	0.00
NICAM	-4 %	-2 %	1 %	2 %	2 %	0 %	-1 %	-4 %	-6 %	-7 %	-6 %	-4 %	-2 %
Valor p	0.04	0.52	0.73	0.27	0.35	0.99	0.31	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04

Tabla 5.9: Diferencias entre los valores medios de humedad del suelo (medias mensuales/anuales) del período futuro e histórico. Por cada comparación se presenta la diferencia porcentual entre las medias y abajo el p-valor para evaluar la significancia estadística de dicha diferencia.

En cuanto a las diferencias en los valores agregados de equivalente de agua de nieve (SWE) (Tabla 5.10), los modelos climáticos proyectan disminuciones significativas para el período 2021-2049, a lo largo de toda la temporada de acumulación de nieve, que según el modelo considerado, puede abarcar desde abril a enero. Los modelos CNRM y HiRAM muestran una disminución anual cercana al 50 %, con bajas estadísticamente significativas durante los meses de invierno y primavera, con reducciones del 80 % al 100 % en los meses de diciembre y enero, lo que proyecta una disminución drástica de los mantos de nieve remanentes en altura para esos meses iniciales del verano. Por otro lado, los modelos MPI y MRI proyectan descensos similares entre sí, con bajas anuales cercanas al 30 % y descensos estadísticamente significati-

vos en los meses de primavera, cercanos al 40 %. Finalmente, **NICAM** es el modelo que proyecta un escenario relativamente más favorable para esta variable, con una disminución anual del 27 %, una disminución significativa en diciembre (-43 %) y una reducción menos severa en enero (-9 %). Estos cambios en el SWE están en línea con las disminuciones detectadas en las proyecciones del caudal de salida, subrayando el impacto en la disponibilidad hídrica de la cuenca en el período futuro 2021-2049.

	Otoño			Invierno			Primavera			Verano			Año
	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	
CNRM	11 %	-65 %	-54 %	-52 %	-43 %	-45 %	-47 %	-58 %	-76 %	-93 %	-	-	-48 %
Valor p	0.13	0.46	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
HiRAM	-64 %	-53 %	-46 %	-50 %	-48 %	-48 %	-48 %	-54 %	-78 %	-98 %	-	-	-49 %
Valor p	0.56	0.46	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00
MPI	-70 %	-48 %	-33 %	-24 %	-21 %	-32 %	-35 %	-46 %	-69 %	-98 %	-	-	-29 %
Valor p	0.34	0.79	0.16	0.19	0.26	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	-	-	0.06
MRI	-37 %	-61 %	-39 %	-20 %	-28 %	-36 %	-42 %	-56 %	-78 %	-100 %	-	-	-34 %
Valor p	0.37	0.24	0.20	0.25	0.11	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.04
NICAM	-30 %	-43 %	-26 %	-26 %	-28 %	-25 %	-25 %	-30 %	-43 %	-9 %	-	-	-27 %
Valor p	0.82	0.14	0.67	0.34	0.12	0.14	0.16	0.05	0.00	0.02	-	-	0.14

Tabla 5.10: Diferencias entre los valores medios de SWE (medias mensuales/anuales) de período histórico y futuro. Por cada comparación se presenta la diferencia porcentual entre las medias y abajo el valor p para evaluar la significancia estadística de dicha diferencia.

Los resultados de esta sección pueden ser sintetizados en las siguientes conclusiones:

- Los modelos **MPI**, **MRI** y **NICAM** proyectan disminuciones anuales significativas en la humedad del suelo (-3 % y -2 %, respectivamente), mientras que **CNRM** y **HiRAM** muestran disminuciones menores y no significativas.
- En invierno, se observa un leve aumento en la cantidad de agua almacenamientos en el suelo (cerca de 2 %, en general), mientras que en otoño, primavera y verano predominan las disminuciones, siendo más marcadas en verano con un valor promedio de -4 %.
- Los modelos **CNRM** y **HiRAM** proyectan una significativa disminución en el equivalente agua de nieve (SWE) durante todo el año, con reducciones importantes en invierno y primavera (alrededor de -50 % en ambos casos y ambas estaciones). Para todos los modelos, las disminuciones de SWE están por debajo 50 %, valores se alejan un poco obtenidos por *Bozkurt et al.* (2018) donde se proyectó un descenso de entre el 75 % y el 85 % en todo Chile Central.
- Los modelos **MPI**, **MRI** y **NICAM** igualmente muestran disminuciones importantes en el SWE, pero con reducciones significativas en primavera (alrededor de -40 %), alineadas con las disminuciones en los caudales de salida y sugiriendo un impacto considerable en la disponibilidad hídrica futura de la cuenca.

Capítulo VI

CONCLUSIONES

Capítulo VI

Conclusiones

Este estudio aborda de manera exhaustiva los impactos proyectados del cambio global en el régimen hidrológico de la Cuenca del Río Trancura antes de Llafenco (RTL). En particular, se evaluaron los cambios proyectados en las forzantes climáticas (precipitación y temperatura del aire), en las principales salidas de la cuenca (caudal en el punto de salida y evapotranspiración real), y en el almacenamiento de agua en forma de nieve y humedad del suelo, aplicando un procedimiento sistemático y reproducible para todas las comparaciones entre el período histórico (1982-2009) y el futuro (2021-2049). Para ello, se utilizó el modelo hidrológico **SWAT+**, considerando modelos climáticos de alta resolución del proyecto CMIP6, específicamente *CNRM-CM6-1-HR*, *HiRAM Coupling 1-D SIT*, *MPI-ESM1.2-XR*, *MRI-AGCM3-2-S*, y *MIROC NICAM16-8S*. Las proyecciones climáticas fueron ajustadas mediante técnicas de corrección de sesgo bivariadas (método MBCn), y la calibración del modelo hidrológico se llevó a cabo utilizando un enfoque de optimización multi-objetivo (MOO) focalizado en lograr una buena reproducción de caudales altos, bajos y de primavera.

El resto de esta sección describe las principales conclusiones obtenidas a partir de este estudio.

Implementación del modelo hidrológico SWAT+ El modelo hidrológico **SWAT+** se implementó exitosamente en la cuenca RTL, calibrado en el período 1982-2020 mediante un enfoque multi-objetivo que buscó el mejor compromiso entre la representación de caudales altos y bajos, y una buena representación de los caudales en los meses de primavera (i.e., de la estacionalidad). La calibración y validación del modelo demostraron su efectividad en la representación de los caudales observados, proporcionando una base sólida para el análisis de los cambios proyectados para el ciclo hidrológico de la cuenca.

Régimen hidrológico durante el período histórico Mediante la aplicación del modelo hidrológico **SWAT+**, se caracterizó la estacionalidad de las variables climáticas (precipitación y temperatura del aire) y de las principales salidas de la cuenca (caudales en el punto de

salida y evapotranspiración real), así como también los almacenamientos de agua en forma de nieve y humedad del suelo durante el período histórico (1982-2009).

De esta forma, podemos concluir que la cuenca presenta un régimen hidrológico mixto, influenciado tanto por las precipitaciones como por la acumulación y derretimiento de nieve. La respuesta del caudal a las precipitaciones muestra un desfase temporal, ya que los meses en que ocurren los valores más altos de precipitación no coinciden con los meses en que ocurren los caudales máximos, debido a la acumulación de nieve y retención de agua en el suelo. La evapotranspiración real sigue un ciclo estacional claro, con mínimos en invierno y máximos en primavera, influenciada por la fenología del bosque nativo caducifolio presente en la cuenca. La acumulación de nieve contribuye significativamente a la mantención de los caudales durante los meses primavera, típico de regímenes pluvio-nivales. Las temperaturas invernales bajas y la acumulación de nieve en las zonas altas también reflejan el carácter mixto, típico del régimen hidrológico de las cuencas andinas del sur de Chile. La humedad del suelo se mantiene alta durante todo el año, con variaciones estacionales que siguen un patrón similar al de los caudales.

Modelos climáticos CMIP6 Los modelos climáticos utilizados en este estudio presentan variaciones significativas en sus proyecciones de precipitación y temperatura. El modelo MRI se destaca por proyectar una reducción anual en la precipitación del 11 %. El modelo MPI proyecta una disminución intermedia del 8 %. Por otro lado, los modelos HiRAM, CNRM y NICAM muestran menores disminuciones en la precipitación, no significativas, pero todos proyectan aumentos de temperatura anuales significativos, que oscilan entre $+0.7^{\circ}\text{C}$ y $+1.0^{\circ}\text{C}$.

Escenarios de LULCC y CC (2021-2049) Mediante un análisis entre las series de caudales proyectados en la cuenca, a escala mensual y anual, este estudio concluye que los efectos del cambio de uso de suelo (*LULCC*) son despreciables en comparación a los impactos originados por el cambio climático. Esto quedó evidenciado en las diferencias prácticamente inexistentes entre los escenarios de uso de suelo Business-As-Usual (*BAU*), Agroecológico (**Agro**) y Como-Pucón (**CP**), que fueron forzados con un escenario de *CC*, que en este caso fue el modelo MRI.AGCM3.2.S, ya que es el más seco y, por lo tanto, sería más sensible a los escenarios de *LULCC*.

Por otro lado, los resultados derivados de los cinco modelos de cambio climático (*CC*) implementados sí mostraron diferencias significativas en algunas estaciones del año, cuando se usó un escenario de *LULCC* común, en este caso fijado en el escenario *BAU*.

Impactos hidrológicos del cambio climático (2021-2049) En general, entre los meses de noviembre y marzo, todos los modelos climáticos analizados muestran disminuciones en los caudales de salida de la cuenca, reflejando la disminución de la precipitación y el aumento de la temperatura del aire. Estos resultados subrayan la influencia del cambio climático en el ciclo hidrológico de la región, donde el deshielo y las variaciones estacionales en la temperatura

y precipitación juegan un papel crucial.

Modelo relativamente más seco: El modelo MRI proyecta una disminución anual del 11 % en la precipitación, acompañada de un aumento en la temperatura del aire de $+0.8^{\circ}\text{C}$. Estas condiciones climáticas conducen a un incremento en la evapotranspiración real del 2 % y una reducción significativa en los caudales de salida de la cuenca, con disminuciones del 13 % en el promedio anual. Las reducciones más importantes en los caudales se observan en abril (-22 %), mayo (-37 %) y junio (-23 %).

Modelo relativamente más húmedo: Por su parte, el modelo CNRM proyecta una disminución anual del 5 % en la precipitación y un aumento en la temperatura media del aire de $+0.9^{\circ}\text{C}$. Estos cambios resultan en un incremento en la evapotranspiración real del 1 % y una reducción del 4 % en los caudales de salida de la cuenca, siendo noviembre (-13 %) y diciembre (-9 %) los meses más afectados.

Cambios estacionales proyectados En términos de cambios estacionales, todos los modelos utilizados concuerdan en proyectar una disminución de las precipitaciones, especialmente durante la primavera (sobre 20 % según MRI), junto con proyectar los mayores aumentos de temperatura en verano (hasta $+1^{\circ}\text{C}$ en MPI y NICAM). El caudal de salida muestra disminuciones más marcadas en primavera y verano (sobre 10 % y 15 %, respectivamente), alineadas con las reducciones de precipitación. Por otro lado, la evapotranspiración real presenta un patrón de aumento durante la primavera según todos los modelos (con incrementos superiores al 5 %), contrastando con disminuciones inesperadas en verano (con descensos superiores al 10 %), lo que se traduce en una compensación en los valores medios anuales. Las proyecciones de cambio para la humedad del suelo muestran pocas variaciones porcentuales, aunque se vuelven importantes en verano, con descensos superiores al 3 % para todos los modelos, e incluso superiores al 6 % en los modelos MPI y NICAM.

De todos los cambios evaluados, la disminución del manto nival proyectada para el futuro cercano (2020-2049) es uno de los más importantes. Los resultados de este estudio revelan una reducción significativa en el equivalente de agua de nieve (SWE) proyectada por todos los modelos climáticos utilizados. En particular, los modelos CNRM y HiRAM proyectan descensos cercanos al 50 %, mientras que los modelos MPI, MRI, y NICAM proyectan reducciones del 30 %.

Implicaciones y recomendaciones Las proyecciones hidrológicas muestran una disminución general en los valores medios de caudal de salida a escala anual, mientras que las proyecciones de cambio para la evapotranspiración real muestra cambios menores, con variaciones tanto positivas como negativas. Esto sugiere una disminución en la disponibilidad de agua superficial y una estabilidad relativa en la demanda evapotranspirativa, con fluctuaciones estacionales significativas. Estos resultados podrían tener importantes implicancias para la gestión de recursos hídricos en cuencas andinas con una importante influencia nival, evidenciando la necesidad de elaborar políticas de manejo sostenible y adaptación al cambio climático que permitan mitigar los posibles impactos negativos del cambio global en los

ecosistemas y las comunidades locales.

Por último, se sugiere que futuras investigaciones profundicen el entendimiento de estos procesos hidrológicos y la definición de estrategias de manejo más eficiente del territorio.

Bibliografía

- Adeyeri, O. E., P. Laux, A. E. Lawin, and K. S. A. Oyekan, Multiple bias-correction of dynamically downscaled CMIP5 climate models temperature projection: a case study of the transboundary Komadugu-Yobe river basin, Lake Chad region, West Africa, *SN Applied Sciences*, 2(7), 1221, doi:10.1007/s42452-020-3009-4, 2020.
- Agrawala, S., Context and Early Origins of the Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climatic Change*, 39(4), 605–620, doi:10.1023/A:1005315532386, 1998.
- Aguayo, R., J. León-Muñoz, R. Garreaud, and A. Montecinos, Hydrological droughts in the southern Andes (40–45°S) from an ensemble experiment using CMIP5 and CMIP6 models, *Scientific Reports*, 11(1), 5530, doi:10.1038/s41598-021-84807-4, publisher: Nature Publishing Group, 2021.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, M. Smith, et al., Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements, *FAO Irrigation and drainage paper 56*, 300(9), D05,109, 1998.
- Alvarez-Garretón, C., et al., The camels-cl dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – chile dataset, *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817–5846, doi:10.5194/hess-22-5817-2018, 2018.
- Anand, V., and B. Oinam, Future climate change impact on hydrological regime of river basin using SWAT model, *Global Journal of Environmental Science and Management*, 5(4), 471–484, doi:10.22034/GJESM.2019.04.07, publisher: GJESM Publisher (Professor J. Nouri), 2019.
- Araya-Osses, D., A. Casanueva, C. Román-Figueroa, J. M. Uribe, and M. Paneque, Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling, *Climate Dynamics*, 54(9), 4309–4330, doi:10.1007/s00382-020-05231-4, 2020.
- Arnold, J. G., R. Srinivasan, R. S. Muttiah, and J. R. Williams, Large Area Hydrologic Modeling and Assessment Part I: Model Development, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73–89, doi:10.1111/J.1752-1688.1998.TB05961.X, 1998.
- ASF DAAC, Alos palsar radiometric terrain corrected low res; includes material © jaxa/meti 2007, Accessed through ASF DAAC, doi:10.5067/JBYK3J6HFSVF, accessed 24 January 2024, 2015.
- Barnett, T. P., J. C. Adam, and D. P. Lettenmaier, Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438(7066), 303–309, doi:10.1038/nature04141, publisher: Nature Publishing Group, 2005.

-
- Barría, P., C. Chadwick, A. Ocampo-Melgar, M. Galleguillos, R. Garreaud, R. Díaz-Vasconcellos, D. Poblete, E. Rubio-Álvarez, and D. Poblete-Caballero, Water management or megadrought: what caused the Chilean Aculeo Lake drying?, *Regional Environmental Change*, 21(1), 1–15, doi:10.1007/S10113-021-01750-W, 2021.
- Barrientos, G., A. Herrero, A. Iroumé, O. Mardones, and R. J. Batalla, Modelling the Effects of Changes in Forest Cover and Climate on Hydrology of Headwater Catchments in South-Central Chile, *Water*, 12(6), 1828, doi:10.3390/w12061828, number: 6 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2020.
- Beck, H. E., N. E. Zimmermann, T. R. McVicar, N. Vergopolan, A. Berg, and E. F. Wood, Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution, *Scientific Data* 2018 5:1, 5(1), 1–12, doi:10.1038/sdata.2018.214, 2018.
- Beven, K. J., *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*, John Wiley & Sons, google-Books-ID: oB5G3ekgxpG, 2012.
- Bieger, K., J. G. Arnold, H. Rathjens, M. J. White, D. D. Bosch, P. M. Allen, M. Volk, and R. Srinivasan, Introduction to SWAT+, A Completely Restructured Version of the Soil and Water Assessment Tool, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 53(1), 115–130, doi:10.1111/1752-1688.12482, 2017.
- Boisier, J. P., CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for the period 1960-2021 in continental Chile., doi:10.5281/zenodo.7529682, 2023.
- Boisier, J. P., et al., Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations, *Elementa: Science of the Anthropocene*, 6, doi:10.1525/elementa.328, 74, 2018.
- Bolados Arratia, M., El ciclo antisocial del agua: injusticia hídrica en la provincia de Petorca, Chile, Ph.D. thesis, Universidad de Chile, doi:10.13140/RG.2.2.36246.16963, 2020.
- Bozkurt, D., M. Rojas, J. P. Boisier, and J. Valdivieso, Projected hydroclimate changes over Andean basins in central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios, *Climatic Change*, 150(3), 131–147, doi:10.1007/s10584-018-2246-7, 2018.
- Burgos, B., 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 súper alta resolución, 2021.
- Cannon, A. J., Multivariate quantile mapping bias correction: an N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables, *Climate Dynamics*, 50(1), 31–49, doi:10.1007/s00382-017-3580-6, 2018.
- Cannon, A. J., S. R. Sobie, and T. Q. Murdock, Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes?, *Journal of Climate*, 28(17), 6938–6959, doi:10.1175/JCLI-D-14-00754.1, 2015.
- Chen, F., W. T. Crow, P. J. Starks, and D. N. Moriasi, Improving hydrologic predictions of a catchment model via assimilation of surface soil moisture, *Advances in Water Resources*, 34(4), 526–536, doi:10.1016/j.advwatres.2011.01.011, 2011.

-
- Chiguailaf, C., Creación de un prototipo de sistema de alerta temprana para inundaciones a escala diaria para la subcuenca del Río Trancura en Curarrehue, Región de La Araucanía, 2021.
- Cibin, R., K. P. Sudheer, and I. Chaubey, Sensitivity and identifiability of stream flow generation parameters of the SWAT model, *Hydrological Processes*, 24(9), 1133–1148, doi:10.1002/hyp.7568, eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.7568>, 2010.
- Cisneros, B. E. J., T. Oki, N. W. Arnell, G. Benito, J. G. Cogley, P. Döll, T. Jiang, and S. S. Mwakalila, Freshwater resources, in *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, and L. L. White, pp. 229–269, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2014.
- Clark, M. P., D. Kavetski, and F. Fenicia, Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling, *Water Resources Research*, 47, 9301, doi:10.1029/2010WR009827, 2011.
- Cochand, F., R. Therrien, and J.-M. Lemieux, Integrated Hydrological Modeling of Climate Change Impacts in a Snow-Influenced Catchment, *Groundwater*, 57(1), 3–20, doi:10.1111/gwat.12848, eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1111/gwat.12848>, 2019.
- Coello, C. A. C., G. T. Pulido, and M. S. Lechuga, Handling multiple objectives with particle swarm optimization, *IEEE Transactions on Evolutionary Computation*, 8, 256–279, doi:10.1109/TEVC.2004.826067, 2004.
- Cortés, G., X. Vargas, and J. McPhee, Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera, *Journal of Hydrology*, 405(1), 93–109, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.013, 2011.
- Costa, M. H., A. Botta, and J. A. Cardille, Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia, *Journal of Hydrology*, 283(1), 206–217, doi:10.1016/S0022-1694(03)00267-1, 2003.
- Deb, K., Multi-objective optimization, *Search Methodologies: Introductory Tutorials in Optimization and Decision Support Techniques, Second Edition*, pp. 403–450, doi:10.1007/978-1-4614-6940-7_15/COVER, 2014.
- DeFries, R. S., J. A. Foley, and G. P. Asner, Land-use choices: balancing human needs and ecosystem function, *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2(5), 249–257, doi:10.1890/1540-9295(2004)002[0249:LCBHNA]2.0.CO;2, eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1890/1540-9295%282004%29002%5B0249%3ALCBHNA%5D2.0.CO%3B2>, 2004.
- Demaria, E. M. C., E. P. Maurer, B. Thrasher, S. Vicuña, and F. J. Meza, Climate change impacts on an alpine watershed in Chile: Do new model projections change the story?, *Journal of Hydrology*, 502, 128–138, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.08.027, 2013.
-

-
- Devi, G. K., B. Ganasri, and G. Dwarakish, A Review on Hydrological Models, *Aquatic Procedia*, 4 (Icwrcoe), 1001–1007, doi:10.1016/j.aqpro.2015.02.126, 2015.
- DeWalle, D. R., B. R. Swistock, T. E. Johnson, and K. J. McGuire, Potential effects of climate change and urbanization on mean annual streamflow in the United States, *Water Resources Research*, 36(9), 2655–2664, doi:10.1029/2000WR900134, eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2000WR900134>, 2000.
- DGA, Cuenca del Río Toltén, *Tech. rep.*, Dirección General de Aguas, Santiago, 2004.
- DGA, Cuenca del Río Toltén, *Tech. rep.*, Dirección General de Aguas, Santiago, 2004.
- DGA, Actualización del Balance Hídrico Nacional., *Tech. rep.*, Dirección General de Aguas, 2017.
- DGA, Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas norte y centro., *Tech. rep.*, Dirección General de Aguas, 2018.
- DGA, Aprueba bases administrativas y técnicas; y designa comisión de evaluación de la prestación de servicios denominada Plan Estratégico de Gestión Hídrica en las cuencas de Ligua, Petorca y Quilimarí, *Tech. rep.*, DGA, 2019.
- DGA, Plan Estratégico de Gestión Hídrica en la Cuenca de Maipo. Desarrollado por ICASS SpA, *Tech. rep.*, Gobierno de Chile, 2021.
- Dile, Y., R. Srinivasan, and C. George, *QGIS Interface for SWAT+: QSWAT+*, version 2.5 ed., this version describes QSWAT+ version 2.5, which needs SWAT+ Editor version 2.3 or later, 2024.
- Dinamarca, D. I., M. Galleguillos, O. Seguel, and C. Faúndez Urbina, CLSoilMaps: A national soil gridded database of physical and hydraulic soil properties for Chile, *Scientific Data*, 10(1), 630, doi:10.1038/s41597-023-02536-x, publisher: Nature Publishing Group, 2023.
- Douglas-Mankin, K. R., R. Srinivasan, J. G. Arnold, K. . Raghavan Srinivasan, A. Member, and K. R. Douglas-Mankin, Soil and Water Assessment Tool (SWAT) Model: Current Developments and Applications, *Transactions of the ASABE*, 53(5), 1423–1431, doi:10.13031/2013.34915, 2010.
- Douville, H., et al., Water cycle changes, in *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou, pp. 1055–1210, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, doi:10.1017/9781009157896.010, 2021.
- Díaz-Jara, A., D. Manushevich, A. Grau, and M. Zambrano-Bigiarini, Land Management Drifted: Land Use Scenario Modeling of Trancura River Basin, Araucanía, Chile, *Land*, 13(2), 157, doi:10.3390/land13020157, number: 2 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2024.
-

-
- Efstratiadis, A., and D. Koutsoyiannis, One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review, <https://doi.org/10.1080/02626660903526292>, 55, 58–78, doi:10.1080/02626660903526292, 2010a.
- Efstratiadis, A., and D. Koutsoyiannis, One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review, *Hydrological Sciences Journal*, 55(1), 58–78, doi:10.1080/02626660903526292, publisher: Taylor & Francis _eprint: <https://doi.org/10.1080/02626660903526292>, 2010b.
- Eni, M. R., C. Massari, and M. Piniewski, Satellite-based soil moisture enhances the reliability of agro-hydrological modeling in large transboundary river basins, *Science of The Total Environment*, 873, 162,396, doi:10.1016/j.scitotenv.2023.162396, 2023.
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor, Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geoscientific Model Development*, 9(5), 1937–1958, doi:10.5194/gmd-9-1937-2016, publisher: Copernicus GmbH, 2016.
- Fenicia, F., H. H. Savenije, P. Matgen, and L. Pfister, Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement, *Water Resources Research*, 44, doi:10.1029/2006WR005563, 2008.
- Fernandez-Palomino, C. A., F. F. Hattermann, V. Krysanova, F. Vega-Jácome, and A. Bronstert, Towards a more consistent eco-hydrological modelling through multi-objective calibration: a case study in the Andean Vilcanota River basin, Peru, *Hydrological Sciences Journal*, 66(1), 59–74, doi:10.1080/02626667.2020.1846740, publisher: Taylor & Francis _eprint: <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1846740>, 2021.
- Foley, J. A., et al., Global Consequences of Land Use, *Science*, 309(5734), 570–574, doi:10.1126/science.1111772, publisher: American Association for the Advancement of Science, 2005.
- Fowler, K., M. Peel, A. Western, and L. Zhang, Improved Rainfall-Runoff Calibration for Drying Climate: Choice of Objective Function, *Water Resources Research*, 54(5), 3392–3408, doi:10.1029/2017WR022466, 2018.
- Galleguillos, M., F. Gimeno, C. Puelma, M. Zambrano-Bigiarini, A. Lara, and M. Rojas, Disentangling the effect of future land use strategies and climate change on streamflow in a mediterranean catchment dominated by tree plantations, *Journal of Hydrology*, 595, 126,047, doi:<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126047>, 2021a.
- Galleguillos, M., F. Gimeno, C. Puelma, M. Zambrano-Bigiarini, A. Lara, and M. Rojas, Disentangling the effect of future land use strategies and climate change on streamflow in a Mediterranean catchment dominated by tree plantations, *Journal of Hydrology*, 595, 126,047, doi:10.1016/j.jhydrol.2021.126047, 2021b.
- Galleguillos, M., A. Ceballos-Comisso, F. Gimeno, and M. Zambrano-Bigiarini, CLDynamicLandCover, doi:10.5281/zenodo.13153631, 2024.

-
- Garcia, F., N. Folton, and L. Oudin, Which objective function to calibrate rainfall–runoff models for low-flow index simulations?, *Hydrological Sciences Journal*, 62(7), 1149–1166, doi:10.1080/02626667.2017.1308511, 2017.
- Garreaud, R. D., C. Alvarez-Garretón, J. Barichivich, J. Pablo Boisier, D. Christie, M. Galleguillos, C. LeQuesne, J. McPhee, and M. Zambrano-Bigiarini, The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation, *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6307–6327, doi:10.5194/HESS-21-6307-2017, 2017.
- Garreaud, R. D., J. P. Boisier, R. Rondanelli, A. Montecinos, H. H. Sepúlveda, and D. Veloso-Aguila, The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective, *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439, doi:10.1002/JOC.6219, 2020.
- Gassman, P. W., M. R. Reyes, C. H. Green, and J. G. Arnold, The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions, *Transactions of the ASABE*, 50(4), 1211–1250, doi:10.13031/2013.23637, 2007.
- Gateño, F., P. A. Mendoza, N. Vásquez, M. Lagos-Zúñiga, H. Jiménez, C. Jerez, X. Vargas, E. Rubio-Álvarez, and S. Montserrat, Screening CMIP6 models for Chile based on past performance and code genealogy, *Climatic Change*, 177(6), 87, doi:10.1007/s10584-024-03742-1, 2024.
- Gimeno, F., M. Galleguillos, D. Manushevich, and M. Zambrano-Bigiarini, A coupled modeling approach to assess the effect of forest policies in water provision: A biophysical evaluation of a drought-prone rural catchment in south-central Chile, *Science of The Total Environment*, 830, 154,608, doi:10.1016/j.scitotenv.2022.154608, 2022.
- Goel, T., R. Vaidyanathan, R. T. Haftka, W. Shyy, N. V. Queipo, and K. Tucker, Response surface approximation of pareto optimal front in multi-objective optimization, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 196, 879–893, doi:10.1016/J.CMA.2006.07.010, 2007.
- Gupta, H. V., S. Sorooshian, and P. O. Yapo, Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resources Research*, 34, 751–763, doi:10.1029/97WR03495, 1998.
- Gupta, H. V., H. Kling, K. K. Yilmaz, and G. F. Martinez, Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling, *Journal of Hydrology*, 377(1), 80–91, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.08.003, 2009.
- Haarsma, R. J., et al., High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6, *Geoscientific Model Development*, 9(11), 4185–4208, doi:10.5194/gmd-9-4185-2016, publisher: Copernicus GmbH, 2016.
- Hargreaves, G. H., and Z. A. Samani, Reference Crop Evapotranspiration from Temperature, *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99, doi:10.13031/2013.26773, place: St. Joseph, MI Publisher: ASAE, 1985.
-

-
- Horton, P., B. Schaeffli, A. Mezghani, B. Hingray, and A. Musy, Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty, *Hydrological Processes*, 20(10), 2091–2109, doi:10.1002/hyp.6197, eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.6197>, 2006.
- Horton, P., B. Schaeffli, and M. Kauzlaric, Why do we have so many different hydrological models? a review based on the case of switzerland, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 9, e1574, doi:10.1002/WAT2.1574, 2022.
- Hurt, G. C., et al., Harmonization of land-use scenarios for the period 1500–2100: 600 years of global gridded annual land-use transitions, wood harvest, and resulting secondary lands, *Climatic Change*, 109(1), 117, doi:10.1007/s10584-011-0153-2, 2011.
- INE, Resultados Censo de Población y Vivienda 2017, 2018.
- Jia, G., et al., Land–climate interactions, in *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*, edited by P. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, and J. Malley, pp. 141–257, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), doi:10.1017/9781009157988.004, 2019.
- Johnston, R., and V. Smakhtin, Hydrological modeling of large river basins: How much is enough?, *Water Resources Management*, 28, 2695–2730, doi:10.1007/S11269-014-0637-8, 2014.
- Kennedy, J., and R. Eberhart, Particle swarm optimization, *Proceedings of ICNN'95 - International Conference on Neural Networks*, 4, 1942–1948, doi:10.1109/ICNN.1995.488968, 1995.
- Koch, S., A. Bauwe, and B. Lennartz, Application of the SWAT Model for a Tile-Drained Lowland Catchment in North-Eastern Germany on Subbasin Scale, *Water Resources Management 2012 27:3*, 27(3), 791–805, doi:10.1007/S11269-012-0215-X, 2012.
- Kodama, C., et al., Miroc nicam16-8s model output prepared for cmip6 highresmp, doi: 10.22033/ESGF/CMIP6.1034, 2019.
- Kour, R., N. Patel, and A. P. Krishna, Climate and hydrological models to assess the impact of climate change on hydrological regime: a review, *Arabian Journal of Geosciences*, 9(9), 544, doi:10.1007/s12517-016-2561-0, 2016.
- Lawrence, D. M., et al., The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP) contribution to CMIP6: rationale and experimental design, *Geoscientific Model Development*, 9(9), 2973–2998, doi:10.5194/gmd-9-2973-2016, publisher: Copernicus GmbH, 2016.
- Lin, Q., J. Li, Z. Du, J. Chen, and Z. Ming, A novel multi-objective particle swarm optimization with multiple search strategies, *European Journal of Operational Research*, 247(3), 732–744, doi:10.1016/J.EJOR.2015.06.071, 2015.
-

-
- Lin, Q., S. Liu, Q. Zhu, C. Tang, R. Song, J. Chen, C. A. C. Coello, K.-C. Wong, and J. Zhang, Particle Swarm Optimization With a Balanceable Fitness Estimation for Many-Objective Optimization Problems, *IEEE Transactions on Evolutionary Computation*, 22(1), 32–46, doi:10.1109/TEVC.2016.2631279, 2018.
- Madariaga, A., A. Maillet, and J. Rozas, Multilevel business power in environmental politics: the avocado boom and water scarcity in Chile, *Environmental Politics*, doi: 10.1080/09644016.2021.1892981, 2021.
- Mann, H. B., and D. R. Whitney, On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other, *The Annals of Mathematical Statistics*, 18(1), 50–60, publisher: Institute of Mathematical Statistics, 1947.
- Marinao-Rivas, R., and M. Zambrano-Bigiarini, Towards best default configuration settings for nmpso in multi-objective optimization, *2021 IEEE Latin American Conference on Computational Intelligence, LA-CCI 2021*, doi:10.1109/LA-CCI48322.2021.9769844, 2021.
- Martínez-Retureta, R., M. Aguayo, A. Stehr, S. Sauvage, C. Echeverría, and J.-M. Sánchez-Pérez, Effect of Land Use/Cover Change on the Hydrological Response of a Southern Center Basin of Chile, *Water*, 12(1), 302, doi:10.3390/w12010302, number: 1 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2020.
- Martínez-Retureta, R., M. Aguayo, N. J. Abreu, A. Stehr, I. Duran-Llacer, L. Rodríguez-López, S. Sauvage, and J.-M. Sánchez-Pérez, Estimation of the Climate Change Impact on the Hydrological Balance in Basins of South-Central Chile, *Water*, 13(6), 794, doi: 10.3390/w13060794, number: 6 Publisher: Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2021.
- McPhee, J., *Water Policy in Chile*, chap. Hydrological Setting, pp. 13–23, Springer International Publishing, Cham, doi:10.1007/978-3-319-76702-4_2, 2018.
- Meehl, G. A., Global Coupled General Circulation Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(6), 951–957, publisher: American Meteorological Society, 1995.
- Meehl, G. A., G. J. Boer, C. Covey, M. Latif, and R. J. Stouffer, The Coupled Model Intercomparison Project (CMIP), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(2), 313–318, publisher: American Meteorological Society, 2000.
- Meinshausen, M., et al., The shared socio-economic pathway (SSP) greenhouse gas concentrations and their extensions to 2500, *Geoscientific Model Development*, 13(8), 3571–3605, doi:10.5194/gmd-13-3571-2020, publisher: Copernicus GmbH, 2020.
- Meyer, J., I. Kohn, K. Stahl, K. Hakala, J. Seibert, and A. J. Cannon, Effects of univariate and multivariate bias correction on hydrological impact projections in alpine catchments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(3), 1339–1354, doi:10.5194/hess-23-1339-2019, publisher: Copernicus GmbH, 2019.
- Meza, F. J., S. Vicuña, M. Jelinek, E. Bustos, and S. Bonelli, Assessing water demands and coverage sensitivity to climate change in the urban and rural sectors in central Chile, *Journal of Water and Climate Change*, 5(2), 192–203, doi:10.2166/wcc.2014.019, 2014.

-
- Mezzadri, F., How to generate random matrices from the classical compact groups, 2007.
- Mizuta, R., H. Yoshimura, T. Ose, M. Hosaka, and S. Yukimoto, Mri mri-agcm3-2-s model output prepared for cmip6 highresmp, doi:10.22033/ESGF/CMIP6.1625, 2019.
- Mostafaie, A., E. Forootan, A. Safari, and M. Schumacher, Comparing multi-objective optimization techniques to calibrate a conceptual hydrological model using in situ runoff and daily grace data, *Computational Geosciences* 2018 22:3, 22, 789–814, doi: 10.1007/S10596-018-9726-8, 2018.
- Muñoz, A. A., et al., Water Crisis in Petorca Basin, Chile: The Combined Effects of a Mega-Drought and Water Management, *Water* 2020, Vol. 12, Page 648, 12(3), 648, doi: 10.3390/W12030648, 2020.
- Musselman, K. N., N. P. Molotch, and S. A. Margulis, Snowmelt response to simulated warming across a large elevation gradient, southern Sierra Nevada, California, *The Cryosphere*, 11(6), 2847–2866, doi:10.5194/tc-11-2847-2017, publisher: Copernicus GmbH, 2017.
- Narasimhan, B., and R. Srinivasan, Development and evaluation of Soil Moisture Deficit Index (SMDI) and Evapotranspiration Deficit Index (ETDI) for agricultural drought monitoring, *Agricultural and Forest Meteorology*, 133(1), 69–88, doi:10.1016/j.agrformet.2005.07.012, 2005.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290, doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6, 1970.
- National Research Council, *Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment*, The National Academies Press, Washington, DC, doi:10.17226/12181, 1979.
- Nepal, S., Impacts of climate change on the hydrological regime of the Koshi river basin in the Himalayan region, *Journal of Hydro-environment Research*, 10, 76–89, doi:10.1016/j.jher.2015.12.001, 2016.
- Nossent, J., P. Elsen, and W. Bauwens, Sobol’ sensitivity analysis of a complex environmental model, *Environmental Modelling & Software*, 26(12), 1515–1525, doi:10.1016/j.envsoft.2011.08.010, 2011.
- Noto, L. V., G. Cipolla, D. Pumo, and A. Francipane, Climate Change in the Mediterranean Basin (Part II): A Review of Challenges and Uncertainties in Climate Change Modeling and Impact Analyses, *Water Resources Management*, 37(6), 2307–2323, doi: 10.1007/s11269-023-03444-w, 2023.
- Oki, T., and S. Kanae, Global hydrological cycles and world water resources, *Science*, 313(5790), 1068–1072, doi:10.1126/science.1128845, 2006.
- Ozturk, T., Z. P. Ceber, M. Türkeş, and M. L. Kurnaz, Projections of climate change in the Mediterranean Basin by using downscaled global climate model outputs, *International Journal of Climatology*, 35(14), 4276–4292, doi:10.1002/joc.4285, eprint: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.4285>, 2015.

-
- Peel, M. C., and T. A. McMahon, Historical development of rainfall-runoff modeling, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 7, e1471, doi:10.1002/WAT2.1471, 2020.
- QGIS Development Team, *QGIS Geographic Information System*, open Source Geospatial Foundation Project, 2024.
- R Core Team, *R: A Language and Environment for Statistical Computing*, R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria, 2023.
- Refsgaard, J. C., and H. J. Henriksen, Modelling guidelines—terminology and guiding principles, *Advances in Water Resources*, 27, 71–82, doi:10.1016/J.ADVWATRES.2003.08.006, 2004a.
- Refsgaard, J. C., and H. J. Henriksen, Modelling guidelines—terminology and guiding principles, *Advances in Water Resources*, 27(1), 71–82, doi:10.1016/j.advwatres.2003.08.006, 2004b.
- Schilling, K. E., P. W. Gassman, A. Arenas-Amado, C. S. Jones, and J. Arnold, Quantifying the contribution of tile drainage to basin-scale water yield using analytical and numerical models, *Science of The Total Environment*, 657, 297–309, doi:https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.340, 2019.
- Schneider, C., C. L. R. Laizé, M. C. Acreman, and M. Flörke, How will climate change modify river flow regimes in Europe?, *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1), 325–339, doi:10.5194/hess-17-325-2013, publisher: Copernicus GmbH, 2013.
- Schnorbus, M., A. Werner, and K. Bennett, Impacts of climate change in three hydrologic regimes in British Columbia, Canada, *Hydrological Processes*, 28(3), 1170–1189, doi:10.1002/hyp.9661, _eprint: https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.9661, 2014.
- Sellami, H., S. Benabdallah, I. La Jeunesse, and M. Vanclooster, Quantifying hydrological responses of small Mediterranean catchments under climate change projections, *Science of The Total Environment*, 543, 924–936, doi:10.1016/j.scitotenv.2015.07.006, 2016.
- Shen, H., B. A. Tolson, and J. Mai, Time to Update the Split-Sample Approach in Hydrological Model Calibration, *Water Resources Research*, 58(3), e2021WR031523, doi:10.1029/2021WR031523, _eprint: https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2021WR031523, 2022.
- Singer, M. B., D. T. Asfaw, R. Rosolem, M. O. Cuthbert, D. G. Miralles, D. MacLeod, E. A. Quichimbo, and K. Michaelides, Hourly potential evapotranspiration at 0.1° resolution for the global land surface from 1981-present, *Scientific Data*, 8(1), 224, doi:10.1038/s41597-021-01003-9, publisher: Nature Publishing Group, 2021.
- Singh, J., H. V. Knapp, J. Arnold, and M. Demissie, Hydrological modelling of the iroquois river watershed using hspf and swat, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 41(2), 343–360, doi:https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2005.tb03740.x, 2005.
- Singh, V. P., Hydrologic modeling: progress and future directions, *Geoscience Letters*, 5, 15, doi:10.1186/s40562-018-0113-z, 2018.

-
- Singh, V. P., and D. A. Woolhiser, Mathematical Modeling of Watershed Hydrology, *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(4), 270–292, doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270), eprint: <https://ascelibrary.org/doi/pdf/10.1061/%28ASCE%291084-0699%282002%297%3A4%28270%29>, 2002.
- Sobol', I. M., On sensitivity estimation for nonlinear mathematical models, *Matematicheskoe modelirovanie*, 2(1), 112–118, 1990.
- Sorribas, M. V., R. C. D. Paiva, J. M. Melack, J. M. Bravo, C. Jones, L. Carvalho, E. Beighley, B. Forsberg, and M. H. Costa, Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin, *Climatic Change*, 136(3), 555–570, doi:10.1007/s10584-016-1640-2, 2016.
- Stehr, A., and M. Aguayo, 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, doi:10.5194/hess-21-5111-2017, publisher: Copernicus GmbH, 2017.
- Stehr, A., P. Debels, F. Romero, and H. Alcayaga, Hydrological modelling with swat under conditions of limited data availability: evaluation of results from a chilean case study, *Hydrological Sciences Journal*, 53(3), 588–601, doi:10.1623/hysj.53.3.588, 2008.
- Stehr, A., M. Aguayo, O. Link, O. Parra, F. Romero, and H. Alcayaga, Modelling the hydrologic response of a mesoscale Andean watershed to changes in land use patterns for environmental planning, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10), 1963–1977, doi:10.5194/hess-14-1963-2010, publisher: Copernicus GmbH, 2010.
- Tan, M. L., P. W. Gassman, X. Yang, and J. Haywood, A review of SWAT applications, performance and future needs for simulation of hydro-climatic extremes, *Advances in Water Resources*, 143, 103,662, doi:10.1016/j.advwatres.2020.103662, 2020.
- Trenberth, K. E., Changes in precipitation with climate change, *Climate Research*, 47(1-2), 123–138, doi:10.3354/cr00953, 2011.
- Trenberth, K. E., and G. R. Asrar, Challenges and Opportunities in Water Cycle Research: WCRP Contributions, *Surveys in Geophysics*, 35(3), 515–532, doi:10.1007/s10712-012-9214-y, 2012.
- Tu, C.-Y., As-rcec hiram-sit-hr model output prepared for cmip6 highresmpip, doi:10.22033/ESGF/CMIP6.13301, 2020.
- Turner, B. L., E. F. Lambin, and A. Reenberg, The emergence of land change science for global environmental change and sustainability, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(52), 20,666–20,671, doi:10.1073/pnas.0704119104, publisher: Proceedings of the National Academy of Sciences, 2007.
- UN General Assembly, Transforming our world : the 2030 Agenda for Sustainable Development, 2015.
- UN General Assembly, Work of the Statistical Commission pertaining to the 2030 Agenda for Sustainable Development, 2017.

United Nations, Clima y resiliencia — PNUD, 2022.

Valdés-Pineda, R., et al., Water governance in Chile: Availability, management and climate change, *Journal of Hydrology*, 519, 2538–2567, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.04.016, 2014.

Van Liew, M., J. Garbrecht, and J. Arnold, Simulation of the impacts of flood retarding structures on streamflow for a watershed in southwestern Oklahoma under dry, average, and wet climatic conditions, *Journal of Soil and Water Conservation*, 58(6), 340–348, 2003.

Vicuña, S., J. Gironás, F. J. Meza, M. L. Cruzat, M. Jelinek, E. Bustos, D. Poblete, and N. Bambach, Exploring possible connections between hydrological extreme events and climate change in central south Chile, *Hydrological Sciences Journal*, 58(8), 1598–1619, doi:10.1080/02626667.2013.840380, 2013.

Vicuña, S., R. D. Garreaud, and J. McPhee, Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile, *Climatic Change*, 105(3), 469–488, doi:10.1007/s10584-010-9888-4, 2011.

Voldoire, A., Cnrm-cerfacs cnrm-cm6-1-hr model output prepared for cmip6 highresmp, doi:10.22033/ESGF/CMIP6.1387, 2019.

von Storch, J.-S., et al., Mpi-m mpi-esm1.2-xr model output prepared for cmip6 highresmp, doi:10.22033/ESGF/CMIP6.10290, 2017.

Vrugt, J. A., H. V. Gupta, L. A. Bastidas, W. Bouten, and S. Sorooshian, Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models, *Water Resources Research*, 39, 1214, doi:10.1029/2002WR001746, 2003.

Wagener, T., Evaluation of catchment models, *Hydrological Processes*, 17, 3375–3378, doi:10.1002/HYP.5158, 2003.

Whitfield, P., J. Wang, and A. Cannon, Modelling Future Streamflow Extremes — Floods and Low Flows in Georgia Basin, British Columbia, *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 28(4), 633–656, doi:10.4296/cwrj2804633, publisher: Taylor & Francis _eprint: <https://doi.org/10.4296/cwrj2804633>, 2003.

Yang, X., X. Yu, Y. Wang, Y. Liu, M. Zhang, L. Ren, F. Yuan, and S. Jiang, Estimating the response of hydrological regimes to future projections of precipitation and temperature over the upper Yangtze River, *Atmospheric Research*, 230, 104,627, doi:10.1016/j.atmosres.2019.104627, 2019.

Yapo, P. O., H. V. Gupta, and S. Sorooshian, Multi-objective global optimization for hydrologic models, *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 83–97, doi:10.1016/S0022-1694(97)00107-8, 1998.

Zambrano-Bigiarini, M., and R. Rojas, A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration, *Environmental Modelling & Software*, 43, 5–25, doi:10.1016/j.envsoft.2013.01.004, 2013.

-
- Zhao, Y., et al., Detailed dynamic land cover mapping of chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data, *Remote Sensing of Environment*, 183, 170–185, doi:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.016>, 2016.
- Zitzler, E., and L. Thiele, Multiobjective evolutionary algorithms: A comparative case study and the strength pareto approach, *IEEE Transactions on Evolutionary Computation*, 3, 257–271, doi:10.1109/4235.797969, 1999.

ANEXO A

**ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD
GLOBAL**

Anexo I

Análisis de sensibilidad global

Tabla A.1: Parámetros del modelo SWAT+ considerados para el análisis de sensibilidad de Sobol. Los primeros diez parámetros fueron utilizados para la calibración, clasificados según el valor del índice de orden total de Sobol (Sobol TOI). El campo **Change** se refiere al tipo de cambio para el(los) parámetro(s), siendo “repl” reemplazo directo, “mult” cambio multiplicativo y “add” cambio aditivo.

Ranking	ID	Descripción corta	Unidades	Archivo	Cambio	Rango	Sobol TOI
1	alpha_bf	Factor alfa de flujo base	1/day	aquifer.aqu	repl	0 - 1	5.16E-01
2	perco	Coefficiente de percolación	—	hydrology.hyd	mult	0.7 - 0.92	2.41E-01
3	CN2	Curva número en condición de humedad II	—	cntable.lum	repl	-25 - 25	1.14E-01
4	soil_awc	Capacidad de agua disponible	—	soils.sol	addi	0.5 - 1.5	9.04E-02
5	latq_co	Coefficiente de flujo lateral del suelo	—	hydrology.hyd	repl	0 - 0.02	5.44E-02
6	fall_tmp	Temperatura de acumulación de nieve	°C	snow.sno	repl	-2 - 2	3.80E-02
7	soil_k	Conductividad hidráulica saturada	mm/hr	soils.sol	repl	0.5 - 1.5	2.54E-02
8	cn3.swf	Factor de CN para condición de humedad III	—	hydrology.hyd	repl	0.8 - 0.99	1.19E-02
9	melt_max	Tasa máxima de derretimiento de nieve	mm/°C/day	snow.sno	repl	0 - 10	8.15E-03
10	melt_tmp	Temperatura de derretimiento de nieve	°C	snow.sno	repl	-2 - 2	3.71E-03
11	melt_min	Tasa mínima de derretimiento de nieve	mm/°C/day	snow.sno	repl	0 - 10	1.77E-03
12	flow_min	Almacenamiento mínimo para permitir flujo de retorno	m	aquifer.aqu	repl	0 - 10	1.00E-03
13	revap_min	Almacenamiento mínimo para permitir revaporización	m	aquifer.aqu	repl	0 - 10	7.47E-04
14	can_max	Máximo almacenamiento de la canopia	mm	hydrology.hyd	repl	0 - 5	7.44E-04
15	revap	Coefficiente de revaporización del acuífero	—	aquifer.aqu	repl	0.02 - 0.2	5.37E-04
16	esco	Factor de compensación para evaporación del suelo	—	hydrology.hyd	repl	0.05 - 1	5.30E-04
17	tmp_base	Temperatura base para el crecimiento de vegetación	m	plants.plt	mult	-3 - 3	2.21E-04
18	spec_yld	Rendimiento específico del acuífero superficial	m ³ /m ³	aquifer.aqu	mult	0 - 0.4	1.06E-04
19	epco	Factor de compensación de la absorción por la planta	—	hydrology.hyd	mult	0.05 - 0.5	5.93E-05
20	tmp_opt	Temperatura base para el crecimiento de vegetación	m	plants.plt	repl	-3 - 3	4.89E-05
21	rt_dp_max	Maximum root depth	m	plants.plt	addi	0.8 - 1.2	2.26E-06
22	can_ht_max	Altura máxima de la canopia	m	plants.plt	addi	0.75 - 1.25	8.33E-11

ANEXO B

EL PAQUETE HYDROMOPSO

Anexo II

El paquete hydroMOPSO

B.1. EL algoritmo NMPSO

NMPSO es un optimizador de enjambre de partículas desarrollado por (*Lin et al.*, 2018), que fue formulado especialmente para abordar Problemas de Optimización Multi-objetivo de Alta Dimensionalidad (MaOPs; por sus siglas en inglés **Many-Objective Optimisation Problems**, es decir, problemas de optimización con más de dos objetivos). En cada iteración de NMPSO, se mantiene un conjunto de partículas como el PF (**Pareto Front**) hasta el momento. Este FP momentáneo, llamado “archivo externo” (*EA*), solo puede contener un número limitado de partículas. Para clasificar las partículas y ver cuáles se retienen en el *EA*, además de la condición de no-dominancia que debe cumplirse, se utiliza un indicador llamado Estimación de Aptitud Balanceable (*BFE*), que fue propuesto por (*Lin et al.*, 2018) para proporcionar una guía efectiva hacia el verdadero FP, manteniendo la diversidad entre las partículas.

El algoritmo NMPSO, como el PSO original desarrollado por (*Kennedy and Eberhart*, 1995), comienza asignando aleatoriamente posiciones a las partículas dentro del espacio de parámetros. La posición de cada partícula, denotada por $\vec{X}_i = x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{iD}$, representa su ubicación en un espacio de parámetros de D dimensiones. Cada partícula es evaluada para actualizar su posición en el espacio objetivo de N dimensiones, que denotamos como $\vec{Z}_i = z_{i1}, z_{i2}, \dots, z_{iN}$. En el contexto de la calibración de modelos, cada partícula se evalúa mediante medidas específicas del problema de *Bondad de Ajuste* (GoF).

La mejor posición personal/anterior de la i -ésima partícula está representada por $\vec{P}_i = p_{i1}, p_{i2}, \dots, p_{iD}$, mientras que la mejor global está representada por $\vec{G}_i = g_{i1}, g_{i2}, \dots, g_{iD}$. En NMPSO, la mejor solución global de cada partícula ($\vec{G}_i$) se selecciona aleatoriamente del 10 % superior de partículas con mejores valores de BFE en el archivo externo, según lo descrito por (*Lin et al.*, 2018).

Al realizar la búsqueda PSO, NMPSO utiliza una formulación de ecuación de actualización de velocidad, según (*Lin et al.*, 2015), que toma valores cero en la primera iteración. La forma de esta ecuación desde la segunda iteración en adelante se muestra en la Ecuación B.1:

$$\vec{V}_i^{(t+1)} = \omega \vec{V}_i^t + c_1 \vec{U}_1^t \otimes (\vec{P}_i^t - \vec{X}_i^t) + c_2 \vec{U}_2^t \otimes (\vec{G}^t - \vec{X}_i^t) + c_3 \vec{U}_3^t \otimes (\vec{G}^t - \vec{P}_i^t) \quad (\text{B.1})$$

En esta ecuación, $i = 1, 2, \dots, N$, con N igual al tamaño del enjambre, mientras que

$t = 1, 2, \dots, T$, con T igual al número máximo de iteraciones. ω es el peso de inercia, mientras que c_1 y c_2 son los coeficientes de aceleración cognitiva y social. $\vec{U}_1$ y $\vec{U}_2$ son vectores aleatorios, ambos independientes y distribuidos uniformemente entre 0 y 1 (note que $\otimes$ indica multiplicación vectorial elemento por elemento). c_3 y $\vec{U}_3$ son el coeficiente y el vector aleatorio distribuido uniformemente, respectivamente, para el último término en la ecuación de velocidad. Se ha informado que este último término contribuye a encontrar un mejor FP para MaOPs (*Lin et al.*, 2018). Sin embargo, en pruebas iniciales, se encontró que para MOPs con hasta tres funciones objetivo, resultó en un aumento significativo en el número de evaluaciones de modelo requeridas para lograr el FP final. Por lo tanto, este término no se ha incluido en los ejemplos presentados en este trabajo.

La posición de la i -ésima partícula se actualiza de la siguiente manera:

$$\vec{X}_i^{(t+1)} = \vec{X}_i^{(t)} + \vec{V}_i^{(t+1)} \quad (\text{B.2})$$

Una vez que se completa la búsqueda PSO, las partículas no dominadas dentro del enjambre se incluyen en el EA con un tamaño N_1 . Si el tamaño del repositorio actualizado (N_1) supera el tamaño máximo del archivo externo (N_e), se utiliza el método BFE para seleccionar soluciones no dominadas que deben retenerse en el EA . Estas soluciones elegidas se registran en una colección FP.

NMPSO utiliza operaciones evolutivas en soluciones no dominadas en el EA para intercambiar información valiosa entre sus partículas. Esto se realiza mediante el operador de cruce binario simulado (SBX), que intercambia segmentos de genes, y la mutación basada en polinomios (PM), que mejora la búsqueda local (para más detalles, vea el trabajo de (*Lin et al.*, 2015)). Esta etapa del algoritmo impone un número N_1 de nuevas evaluaciones para cada iteración, siempre con $N_1 \leq N_e$. Luego, se evalúa la dominancia de estas partículas en comparación con las del archivo externo actual (EA), cuya actualización lo lleva a un tamaño N_2 . Similar a la primera fase, si el tamaño del repositorio actualizado (N_2) supera el tamaño máximo del archivo externo (N_e), se utiliza el método BFE para seleccionar soluciones no dominadas que deben retenerse en el EA . Estas soluciones elegidas también se registran en una colección FP. Para completar el ciclo, se toma el repositorio actual de tamaño $N_2 < N_e$ y se selecciona el 10 % de las partículas con los mejores valores de BFE para formar el mejor global, que se utilizarán en la siguiente iteración para actualizar la Ecuación B.1.

B.2. El paquete

hydroMOPSO es un paquete de optimización multi-objetivo en R, que mediante el algoritmo NMPSO propuesto por (*Lin et al.*, 2018) junto con la propuesta de configuración realizada por (*Marinao-Rivas and Zambrano-Bigiarini*, 2021), consolida una herramienta poderosa para la calibración multi-objetivo de una amplia gama de modelos hidrológicos. **hydroMOPSO** es capaz de calibrar cualquier modelo que pueda ser ejecutado desde la línea de comandos sin la necesidad de manipular su código fuente, por lo tanto, se cubren modelos integrados en paquetes de R (en adelante denominados *modelos basados en R*), así como modelos externos a R que típicamente funcionan con archivos ejecutables (en adelante denominados *modelos externos a R*). El mecanismo de operación de este paquete se basa en el paquete **hydroPSO** desarrollado por (*Zambrano-Bigiarini and Rojas*, 2013), heredando la filosofía de flexibilidad que permite abordar cualquier problema de calibración con diferentes opciones de ajuste fino,

y también aprovechar las máquinas multi-núcleo o los clústeres de red para aliviar la carga computacional de modelos complejos con largo tiempo de ejecución.

hydroMOPSO tiene un conjunto conciso de funciones para su operación. La principal de ellas es `hydroMOPSO()`, que ejecuta el motor de calibración para el problema definido por el usuario, ya sea un problema multi-objetivo genérico o uno de calibración de modelos. Específicamente para estos últimos casos, la Tabla B.1 muestra las funciones principales del paquete, junto con una breve descripción de sus propósitos. La Figura B.1 ilustra un diagrama de flujo completo con la operación de `hydroMOPSO()`, que se conjugan alrededor del motor de optimización NMPSO. Este diagrama de flujo muestra algunos pasos complementarios aplicados en la calibración de modelos, partiendo del hecho de que en cada una de las fases del algoritmo (búsqueda basada en PSO e híbrida), se adjunta la evaluación del modelo mediante una *función wrapper*. En esta figura, también se añade el post-procesamiento de todas las soluciones que se encontraron a lo largo del algoritmo y que se registraron en la colección FP, buscando obtener todas las partículas no dominadas posibles que formarán el FP final y sus correspondientes GoFs, parámetros, simulaciones, también separando las soluciones que maximizan cada objetivo y la mejor solución de compromiso.

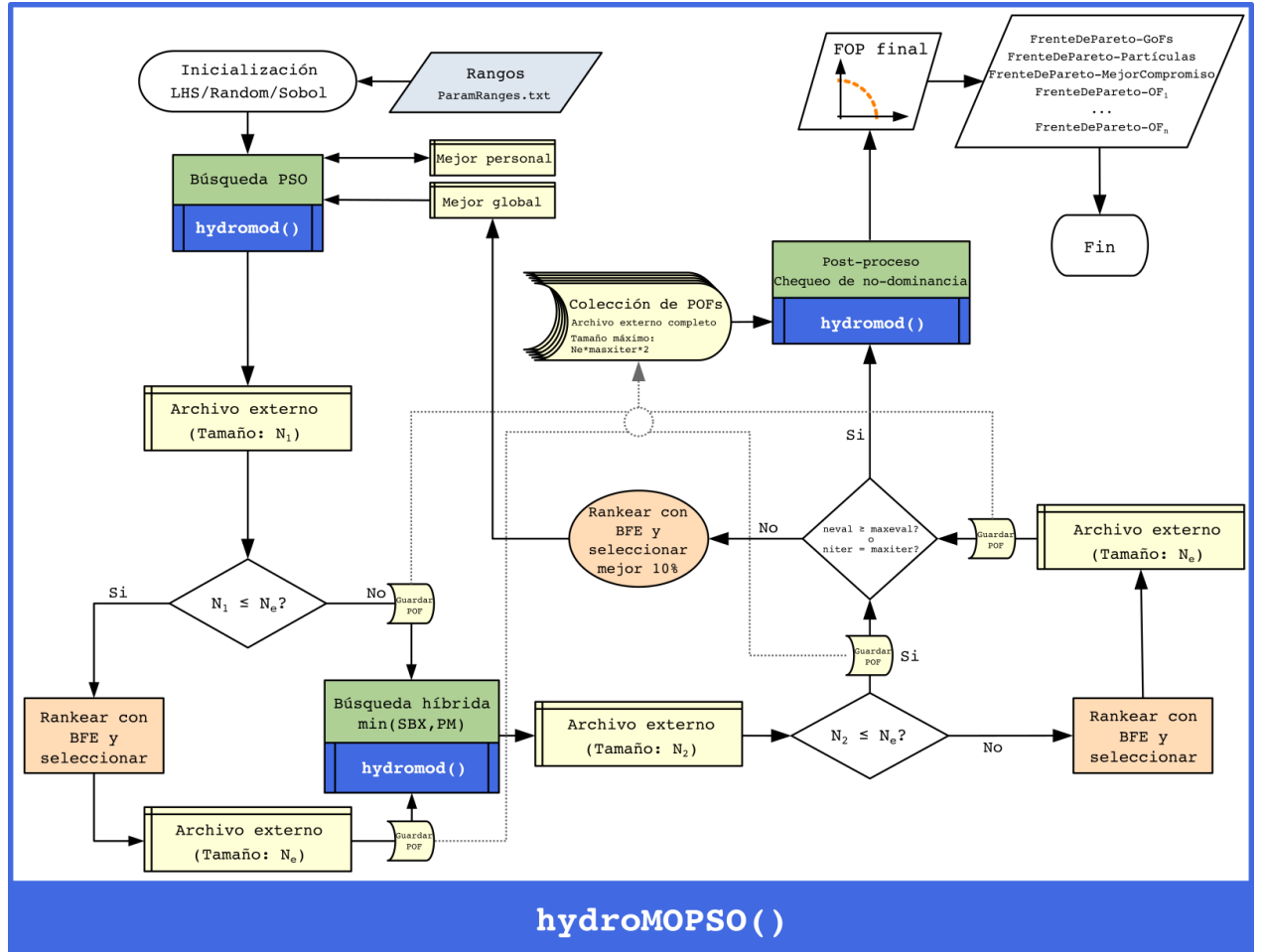


Figura B.1: Diagrama de flujo que describe la operación de la función `hydroMOPSO()`. El bucle principal básicamente se ocupa del tratamiento de cualquier problema multi-objetivo, desde la búsqueda con PSO hasta la actualización de las mejores partículas globales.

Tabla B.1: Funciones visibles en el paquete R **hydroMOPSO**.

Función	Propósito
<code>hydroMOPSO()</code>	Realiza la Optimización Multi-objetivo (MOO) utilizando el algoritmo NMPSO.
<code>hydromod()</code>	Permite el control de modelos externos en R: Escribir los parámetros → ejecutar el modelo → leer las salidas
<code>plot.results()</code>	Ejecuta un conjunto de funciones que trazan los resultados principales de la calibración, las cuales pueden ser llamadas de forma independiente por el usuario para proporcionar especificaciones más detalladas en cada gráfico: ▪ <code>plot.pof()</code>: Gráficos del frente óptimo de Pareto. ▪ <code>plot.out()</code>: Gráficos de series temporales de las variables de salida. ▪ <code>plot.params()</code>: Gráficos de parámetros del frente óptimo de Pareto.
<code>read.results()</code>	Lee los resultados de una calibración anterior, asumiendo que fueron escritos en el disco local. Retorna el mismo objeto que <code>hydroMOPSO()</code> .
<code>verification()</code>	Toma los parámetros obtenidos en la calibración multi-objetivo y extiende los resultados a un período de verificación definido por el usuario.

ANEXO C

**MÉTODO DE CORRECCIÓN DE
SESGO**

Anexo III

Método de corrección de sesgo

En el MBCn, se aplica una rotación ortogonal aleatoria tanto a los datos del modelo climático como a los datos observados. Esta rotación se implementa utilizando una matriz de rotación ortogonal aleatoria distribuida uniformemente, construida mediante la descomposición QR de valores aleatorios normalmente distribuidos (*Mezzadri, 2007*).

La rotación se aplica a los datos a corregir ($\mathbf{X}_S$) y a los datos objetivo ($\mathbf{X}_T$) según la siguiente ecuación:

$$\tilde{\mathbf{X}}_S^{[j]} = \mathbf{X}_S \mathbf{R}^{[j]}, \quad \tilde{\mathbf{X}}_T^{[j]} = \mathbf{X}_T \mathbf{R}^{[j]}$$

Las distribuciones marginales rotadas se corrigen utilizando el método QDM, y las variables corregidas ($\hat{\mathbf{X}}_S$) se rotan de nuevo a su posición original mediante la siguiente ecuación:

$$\mathbf{X}_S^{[j+1]} = \hat{\mathbf{X}}_S^{[j]} \mathbf{R}^{[j]-1}$$

Esta secuencia de transformaciones multivariadas y univariadas se repite hasta que las distribuciones multivariadas corregidas coincidan con las observadas. El método MBCn ha sido aplicado en numerosos estudios, incluyendo los trabajos de (*Adeyeri et al., 2020*) y (*Meyer et al., 2019*).

El método MBCn permite una corrección precisa y robusta de sesgos en múltiples variables climáticas simultáneamente, mejorando la fiabilidad de las proyecciones climáticas para su uso en investigaciones y aplicaciones prácticas.

ANEXO D

**COMPARACIÓN DE
EVAPOTRANSPIRACIÓN
(2021-2049)**

Anexo IV

Comparación de evapotranspiración (2021-2049)

a) Comparación entre todas las muestras (test de Kruskal-Wallis)													
	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Ann
p-value	0.28	0.02	0.05	0.20	0.60	0.22	0.40	0.88	0.49	0.28	0.61	0.51	0.33
b) Comparación entre pares (test U de Wilcoxon-Mann-Whitney)													
	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Ann
CNRM-HiRAM	-8.7%	-18.2%	-13.8%	5.3%	11.2%	12.9%	3.7%	0.9%	5.6%	3.4%	1.5%	10.8%	1.3%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.42	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.73	1.00
CNRM-MPI	8.9%	-9.2%	3.3%	-8.5%	11.8%	19.0%	4.1%	2.7%	11.1%	9.5%	9.6%	12.7%	4.6%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.19	1.00	1.00	0.73	0.65	0.62	0.72	1.00
CNRM-MRI	7.9%	37.7%	15.0%	11.5%	1.2%	17.4%	9.2%	3.0%	9.7%	0.4%	-0.8%	7.0%	9.9%
p-value	0.18	0.46	0.64	0.77	1.00	0.42	0.90	1.00	0.85	1.00	1.00	1.00	0.41
CNRM-NICAM	-1.0%	-14.7%	-21.5%	-6.5%	15.8%	14.1%	7.7%	1.6%	10.1%	10.9%	4.9%	5.5%	0.2%
p-value	1.00	1.00	0.78	1.00	0.53	0.26	0.51	1.00	0.50	0.18	1.00	0.64	1.00
HiRAM-MPI	19.3%	11.0%	19.8%	-13.1%	0.5%	5.3%	0.4%	1.7%	5.2%	5.9%	8.0%	1.7%	3.3%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
HiRAM-MRI	18.2%	68.3%	33.4%	5.9%	-9.0%	4.0%	5.4%	2.1%	3.9%	-2.9%	-2.2%	-3.4%	8.4%
p-value	0.58	0.04	0.25	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.60
HiRAM-NICAM	8.4%	4.2%	-8.9%	-11.2%	4.1%	1.1%	3.8%	0.7%	4.2%	7.3%	3.4%	-4.8%	-1.0%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
MPI-MRI	-0.9%	51.7%	11.3%	21.8%	-9.5%	-1.3%	4.9%	0.4%	-1.2%	-8.3%	-9.5%	-5.0%	5.0%
p-value	1.00	0.09	1.00	0.40	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
MPI-NICAM	-9.1%	-6.1%	-24.0%	2.2%	3.6%	-4.1%	3.4%	-1.0%	-0.9%	1.3%	-4.2%	-6.4%	-4.2%
p-value	1.00	1.00	0.33	1.00	1.00	1.00	0.91	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
MRI-NICAM	-8.2%	-38.1%	-31.7%	-16.1%	14.4%	-2.8%	-1.4%	-1.4%	0.3%	10.5%	5.8%	-1.4%	-8.8%
p-value	0.74	0.02	0.02	0.10	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.87	1.00	1.00	0.32

Tabla D.1: Comparación de muestras solo en periodo futuro variando solo el escenario de CC (LUC fijado en BAU). En el bloque **a)** se muestra los resultados de p-value para la comparación de todas las muestras mediante el test de Kruskal-Wallis, mientras que en el bloque **b)** se muestra la comparación entre cada par de muestras según escenario. CNRM: CNRM.CM6.1.HR; HiRAM: HiRAM.SIT.HR; MPI: MPI.ESM1.2.XR, MRI: MRI.AGCM3.2.S, NIC: NICAM16.8S.

a) Comparación entre todas las muestras (test de Kruskal-Wallis)													
	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Ann
p-value	0.93	0.95	0.97	1.00	0.99	1.00	0.99	1.00	0.98	0.93	0.94	0.92	0.93
b) Comparación entre pares (test U de Wilcoxon-Mann-Whitney)													
	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Ann
Agro-BAU	0.3%	0.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.1%	0.0%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Agro-LP	0.2%	0.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	-0.1%	-0.3%	-0.1%	0.0%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
BAU-LP	-0.1%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	-0.1%	-0.3%	-0.2%	-0.1%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Tabla D.2: Comparación de muestras solo en periodo futuro. En el bloque **a)** se muestra los resultados de p-value para la comparación de todas las muestras mediante el test de Kruskal-Wallis, mientras que en el bloque **b)** se muestra la comparación entre cada par de muestras según escenario. BAU: Business-As-Usual; Agro: Agroecológico; CP: Como-Pucón.

a) Comparación entre todas las muestras (test de Kruskal-Wallis)													
	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Ann
p-value	0.27	0.01	0.00	0.01	0.33	0.47	0.00	0.05	0.08	0.01	0.19	0.04	0.01
b) Comparación entre pares (test U de Wilcoxon-Mann-Whitney)													
	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Ann
CNRM-HiRAM	4.7%	6.0%	0.5%	0.8%	-0.4%	2.3%	10.4%	-3.8%	-3.6%	4.7%	1.0%	-4.8%	0.6%
p-value	0.38	0.03	1.00	1.00	1.00	1.00	0.01	0.83	0.61	0.48	1.00	0.26	1.00
CNRM-MPI	1.3%	2.9%	1.8%	4.7%	-0.6%	4.2%	2.1%	1.4%	-3.1%	8.6%	2.2%	3.1%	2.1%
p-value	1.00	0.54	1.00	0.01	1.00	0.54	1.00	1.00	1.00	0.03	1.00	1.00	0.17
CNRM-MRI	0.5%	-0.6%	1.3%	-0.3%	-1.3%	0.7%	0.1%	-2.6%	-4.1%	5.8%	-2.0%	-2.2%	-0.7%
p-value	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.38	0.21	1.00	1.00	1.00
CNRM-NICAM	3.0%	4.1%	6.3%	1.9%	2.0%	0.3%	-4.9%	-7.2%	-6.2%	10.1%	6.2%	0.5%	-0.3%
p-value	1.00	0.24	0.00	0.98	0.94	1.00	1.00	0.12	0.03	0.00	0.40	1.00	1.00
HiRAM-MPI	-3.3%	-3.0%	1.4%	3.9%	-0.1%	1.9%	-7.5%	5.4%	0.4%	3.7%	1.2%	8.4%	1.5%
p-value	0.81	1.00	1.00	0.09	1.00	1.00	0.08	0.36	1.00	1.00	1.00	0.02	0.76
HiRAM-MRI	-4.0%	-6.3%	0.9%	-1.1%	-0.8%	-1.5%	-9.3%	1.3%	-0.6%	1.1%	-3.0%	2.7%	-1.2%
p-value	0.27	0.01	1.00	1.00	1.00	1.00	0.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.42
HiRAM-NICAM	-1.7%	-1.9%	5.8%	1.1%	2.5%	-1.9%	-13.9%	-3.5%	-2.7%	5.1%	5.2%	5.6%	-0.9%
p-value	1.00	1.00	0.01	1.00	0.42	1.00	0.00	1.00	1.00	0.32	0.81	0.17	0.31
MPI-MRI	-0.8%	-3.4%	-0.5%	-4.8%	-0.7%	-3.4%	-2.0%	-3.9%	-1.0%	-2.5%	-4.1%	-5.2%	-2.7%
p-value	1.00	0.26	1.00	0.01	1.00	0.49	1.00	0.80	1.00	1.00	1.00	0.27	0.01
MPI-NICAM	1.6%	1.2%	4.4%	-2.6%	2.6%	-3.8%	-6.9%	-8.5%	-3.1%	1.4%	3.9%	-2.5%	-2.4%
p-value	1.00	1.00	0.10	0.43	0.41	1.00	1.00	0.04	0.40	1.00	0.77	1.00	0.00
MRI-NICAM	2.4%	4.7%	4.9%	2.3%	3.4%	-0.4%	-5.0%	-4.8%	-2.2%	4.0%	8.4%	2.8%	0.3%
p-value	1.00	0.11	0.10	0.79	0.35	1.00	1.00	1.00	1.00	0.70	0.09	1.00	1.00

Tabla D.3: Comparación de muestras solo en periodo futuro. En el bloque **a)** se muestra los resultados de p-value para la comparación de todas las muestras mediante el test de Kruskal-Wallis, mientras que en el bloque **b)** se muestra la comparación entre cada par de muestras según escenario. BAU: Business-As-Usual; Agro: Agroecológico; LP: Como-Pucón.