



Rutas Hidroológicas

RECORDANDO A UN COLEGA POR LOS SENDEROS DE LA HIDROLOGÍA

RUTAS HIDROLÓGICAS

RECORDANDO A UN COLEGA POR LOS SENDEROS DE LA HIDROLOGÍA

EDITORIA PRINCIPAL:

XIMENA VARGAS MESA

COEDITOR:

EDUARDO MUÑOZ CASTRO

COMITÉ REVISOR:

SOLANGE DUSSAUBAT PEDERSEN

RICARDO GONZÁLEZ VALENZUELA

FRANCO RICCHETTI CAMPOS

EDUARDO RUBIO ÁLVAREZ

RUTAS HIDROLÓGICAS
RECORDANDO A UN COLEGA POR LOS SENDEROS DE LA HIDROLOGÍA

Se permite su reproducción, total o parcial, o su utilización, citando la fuente.

ISBN: 978-956-09599-0-4
FOTOGRAFÍA PORTADA: Raúl Demangel
DISEÑO PORTADA: Génesis Toledo

Se imprimieron 50 ejemplares en febrero de 2021.

IMPRESO EN CHILE/PRINTED IN CHILE

ÍNDICE GENERAL

PRÓLOGO: RECORDANDO A UN COLEGA POR LOS SENDEROS DE LA HIDROLOGÍA – HOMENAJE A ERNESTO BROWN.....	5
USO DE PRINCIPIOS DARWINIANOS PARA CARACTERIZAR EL BALANCE HÍDRICO NATURAL EN CHILE....	7
EXPLORANDO LA RELACIÓN ENTRE SIMILITUD HIDROLÓGICA, CLIMÁTICA Y FISIOGRÁFICA MEDIANTE CLASIFICACIÓN DE CUENCAS	19
IDENTIFICABILIDAD DE PARÁMETROS EN MODELOS HIDROLÓGICOS GR4J: ¿SOMOS CONSISTENTES?..	33
USO DEL MODELO QDM MODIFICADO EN UNA CUENCA CON ESCASA INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA EN EL SUR DE CHILE	47
CONSIDERACIONES METODOLÓGICAS PARA LA MODELACIÓN SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEA INTEGRADA APLICADA A PLANES DE GESTIÓN HÍDRICA EN CHILE	53
PROYECCIONES DE LA DISPONIBILIDAD DE RECURSOS HÍDRICOS EN CUENCAS EN RÉGIMEN NATURAL ENTRE LAS REGIONES DE TARAPACÁ Y MAULE	63
DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y ESCALAMIENTO DEL MANTO NIVAL EN LOS ANDES EXTRATROPICALES A PARTIR DE MEDICIONES LIDAR	73
CONTRIBUCIÓN HÍDRICA DE GLACIARES ANDINOS EN CONDICIONES DE HIPER-SEQUÍA.....	83
IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA GENERACIÓN DE ENERGÍA HIDROELÉCTRICA EN LAS MONTAÑAS DE LOS ANDES	91
CONVENIO SOBRE LA REGULACIÓN DEL RÍO LAJA Y SU EFECTO EN LA OPERACIÓN DE LARGO PLAZO DEL SISTEMA ELÉCTRICO CHILENO	113
PROCESOS METEOROLÓGICOS EN EVENTOS DE PRECIPITACIÓN Y SIMPLIFICACIONES EN INGENIERÍA. BUSCANDO EL EQUILIBRIO ENTRE LA FÍSICA Y LA PRÁCTICA.....	121
PROYECCIONES DE CAMBIO EN LOS TIPOS DE CLIMAS EN CHILE CONTINENTAL UTILIZANDO EL ÍNDICE DE ARIDEZ COMO REFERENCIA.....	133
EPÍLOGO: RUTAS HIDROLÓGICAS – UNA MIRADA HACIA LA HIDROLOGÍA DEL CHILE DEL MAÑANA..	143

PRÓLOGO

RECORDANDO A UN COLEGA POR LOS SENDEROS DE LA HIDROLOGÍA HOMENAJE A ERNESTO BROWN FERNÁNDEZ (1944-2020)



El jueves 23 de enero del 2020 partió un gran académico, ingeniero y amigo, dejando una huella imborrable entre quienes tuvieron la oportunidad de compartir a su lado a través de su andar por los senderos de la hidrología. Ernesto Brown Fernández se tituló de ingeniero civil de la Universidad de Chile en el año 1968 y se graduó de magíster de la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA) en 1972. Desde 1967 hasta 1998 ejerció como académico de jornada completa en la Universidad de Chile, alcanzando en el año 1988 la jerarquía de Profesor Titular.

En la búsqueda de nuevos desafíos personales, el año 1998 reduce su jornada para dedicar media jornada a proyectos de ingeniería civil en su oficina particular, Conic-BF, reconocida por su calidad en estudios de ingeniería civil hidráulica. Entre 1972 y 2007, en su trayectoria académica, Ernesto dictó alrededor de 90 cursos, la mayoría de ellos ligados a la hidrología y planificación de recursos hídricos, participó en cerca de 150 memorias de título, como profesor guía o integrante de comisión, y, en alrededor de 70 ponencias en libros, revistas y congresos. Además de cumplir con su rol de investigador y formador, asumió también funciones administrativas y de gestión, entre las que destacan la Dirección del Departamento de Ingeniería Civil a mediados de los años 80, la Dirección de la Escuela de Ingeniería y Ciencias a inicio de la década del 90, y su liderazgo del proyecto FONDEF Centro de Información en Ciencia y Tecnología, ICT, que permitió iniciar, después de 10 años, la modernización de la Biblioteca Central y la reconstrucción de edificios de la Facultad dañados por el terremoto de 1985. También tuvo presencia en diferentes sociedades académicas, como por ejemplo el Comité Nacional del Programa Hidrológico Internacional (CONAPHI) y la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica (SOCHID), siendo esta última donde tuvo mayor protagonismo. Entre los años 1981 y 1989 participó en el Directorio de la SOCHID ejerciendo como presidente durante los tres últimos años. En el año 2001, en reconocimiento a su destacada labor, fue nombrado Director Honorario de SOCHID.



En todos los ámbitos donde se desempeñó se le recuerda como una gran persona, describiéndolo como calmado, muy inteligente y de mente abierta, afable y conciliador, que sabía actuar con firmeza y tomar decisiones adecuadas en momentos difíciles. Pero no sólo destacó por su aporte entusiasta y responsable en su vida académica y profesional, pues también fue un buen deportista - jugador de rugby, tenis y golf - y apasionado del avistamiento de aves. No quiero olvidar la dedicación a su familia - su esposa Patricia e hijos Nicole, Martin, Sebastián y Catalina - a quienes incorporaba en sus actividades profesionales, visitas a terreno y congresos, siempre que era posible.

Rutas Hidrológicas pretende rendir, a través de la ciencia y el conocimiento, un homenaje a este distinguido académico del Departamento de Ingeniería Civil de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Los diversos temas que se abordan en los artículos de esta publicación, todos afines al recurso hídrico, guardan relación con inquietudes propias de sus autores, quienes quisieron compartir dichos trabajos inéditos para rendir este homenaje. Se incluyen así artículos sobre diversos desafíos de la modelación hidrológica, modelación superficial y subterránea integrada, similitud y clasificación de cuencas, análisis de la distribución espacial del manto nival, estudios de la contribución glacial, procesos meteorológicos y consecuencias de simplificaciones en la práctica ingenieril, impactos del cambio climático, operación de sistemas hídricos y recomendaciones sobre las direcciones futuras que debería tomar la Hidrología en nuestro país en aras de comprender los fenómenos que determinan el comportamiento hidrológico de nuestras cuencas a lo largo, ancho e hidroclimáticamente diverso país.

Finalmente, además de querer agradecer mediante este homenaje el indudable aporte de Ernesto tanto al desarrollo de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas y, en particular, al Departamento de Ingeniería Civil, como a la formación de numerosas generaciones de ingenieras e ingenieros civiles hidráulicos, deseo reconocer su valiosa amistad y su contribución a mi formación académica y profesional en el ámbito de la hidrología.



Ximena Vargas Mesa
Santiago de Chile, Enero 2021

USO DE PRINCIPIOS DARWINIANOS PARA CARACTERIZAR EL BALANCE HÍDRICO NATURAL EN CHILE

Pablo A. Mendoza^{1,2}, Eduardo Muñoz-Castro¹, Nicolás Vásquez¹, Miguel A. Lagos^{1,2}, y Ximena Vargas¹

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile

Contacto autor principal: pamendez@uchile.cl

RESUMEN. La Hidrología como disciplina ha sufrido una transformación importante durante el último siglo, pasando de ser una práctica basada en el análisis de datos y fórmulas empíricas para el diseño de obras hidráulicas, a una rama de las Ciencias de la Tierra que busca mejorar la comprensión de los procesos físicos involucrados en la generación de escorrentía. En esta evolución, hemos debido recurrir a modelos numéricos que, en resumen, son un conjunto de hipótesis sobre dónde se encuentran los principales almacenamientos de agua y energía, y hacia dónde fluyen. Además, los modelos hidrológicos cobran relevancia debido a que (1) permiten comprender fenómenos que no podemos observar, y (2) permiten realizar predicciones hidrológicas, tanto en el tiempo como en el espacio, incluso en cuencas sin registros fluviométricos. Para este último problema, conocido como Predicción en Cuencas No Controladas (PUB por sus siglas en inglés), es de especial interés comprender posibles relaciones entre características fisiográficas, climáticas e hidrológicas a la escala de cuenca, y cómo co-evolucionan en el tiempo, para poder extrapolar información (e.g., caudales o valores de parámetros) hacia cuencas donde no se tiene información fluviométrica. Este artículo provee el contexto de la denominada “Hidrología Darwiniana”, la cual ha sido clave para el desarrollo de la Hidrología en el mundo, exponiéndose además su contribución para la Actualización del Balance Hídrico Nacional. Finalmente, se ofrecen perspectivas sobre direcciones futuras que debería tomar la Hidrología en nuestro país

INTRODUCCIÓN

El agua es, indudablemente, un elemento fundamental para el desarrollo de la vida, y desde siempre ha despertado la curiosidad de los seres humanos, sobre su naturaleza y movimiento. Si bien filósofos como Lucrecio (99-55 a.C.) y Vitruvio (70-15 a.C.) hicieron aportes trascendentales para entender fenómenos básicos del ciclo hidrológico, como la evaporación, condensación y formación de precipitación, no fue hasta mediados del siglo XVI que Bernard Palissy concluyó, en base a datos de terreno, que el agua de los ríos proviene de la precipitación. Un siglo más tarde, Perrault (1674) entregó la primera caracterización cuantitativa del balance hídrico en la cuenca del río Sena (Francia), dando comienzo a una nueva era en el desarrollo de la Hidrología.

Más de tres siglos han transcurrido desde la publicación de los ensayos de Pierre Perrault, y la caracterización del balance hidrológico sigue siendo un problema vigente – dada la necesidad de cuantificar la oferta hídrica natural para mejorar la gestión del agua –, y desafiante – debido a la escasez de datos hidroclimáticos en gran parte del planeta. Si bien esta tarea ha sido facilitada por los enormes avances en redes de observación hidrometeorológica (e.g., Kinar y Pomeroy, 2015; Lettenmaier *et al.*, 2015) y por el desarrollo de modelos climáticos (e.g., Gutmann *et al.*, 2016) e hidrológicos (e.g., Clark *et al.*, 2016), la evidencia científica de una intensificación del ciclo hidrológico (Huntington, 2006) producto de cambios en el clima global (Milly *et al.*, 2008; IPCC, 2013) agrega aún más dificultad al problema, debido a la considerable incertidumbre en proyecciones climáticas para el resto del siglo XXI.

Debido a la vulnerabilidad de los recursos hídricos en Chile frente a posibles cambios proyectados en el clima (e.g., Bozkurt *et al.*, 2018), así como la necesidad de incorporar nuevos datos y avances científicos, la Dirección General de Aguas (DGA) inició, el año 2016, una iniciativa para actualizar el Balance Hídrico Nacional en todo el territorio nacional. En este artículo, se describe cómo la “Hidrología Darwiniana” fue tomando protagonismo durante el proceso, complementando la incorporación de avances recientes en la ciencia Hidrológica. Los resultados y figuras presentados aquí fueron originalmente generados para el proyecto de Actualización del Balance Hídrico Nacional en la Macrozona Sur y parte de la Macrozona Austral (Dirección General de Aguas, DGA, 2019). Sin embargo, aquí son revisitados en un contexto filosófico, ofreciendo una mayor conexión con la literatura científica existente y algunas perspectivas sobre el futuro de la disciplina, dentro del contexto de un clima cambiante y la necesidad de incorporar explícitamente la intervención antrópica.

HIDROLOGÍA NEWTONIANA E HIDROLOGÍA DARWINIANA

Las últimas cinco décadas han sido testigos de los mayores avances que la Hidrología ha experimentado en su historia. Esto ha sido en gran parte facilitado por la aparición de las computadoras y, con ello, los primeros modelos numéricos que intentaron simular el ciclo del agua (e.g., Freeze y Harlan, 1969; Burnash *et al.*, 1973). La aparición de los modelos hidrológicos distribuidos (Wigmosta *et al.*, 1994; Leavesley y Stannard, 1995; Beven, 1997) – incluyendo los modelos de *land surface*

(Chen *et al.*, 1996; Oleson *et al.*, 2010) – que incorporan cada vez mayores niveles de complejidad en la representación de procesos físicos (ver detalles en Clark *et al.*, 2017) ha sido un factor clave en esta revolución. Lo anterior se ha visto complementado por nuevas tecnologías de medición remotas (e.g., Deems *et al.*, 2013; McCabe *et al.*, 2017), y un giro hacia una evaluación de modelos orientada a los procesos simulados (Gupta *et al.*, 2008; Coron *et al.*, 2014). Finalmente, hemos visto una vertiginosa evolución hacia plataformas de modelación flexibles – es decir, que permiten testear hipótesis respecto a representaciones matemáticas (Pomeroy *et al.*, 2007; Clark *et al.*, 2008b, 2015; Fenicia *et al.*, 2011; Niu *et al.*, 2011; Coxon *et al.*, 2019; Knoben *et al.*, 2019) –, así como nuevos y mejores métodos para la estimación de parámetros (Samaniego *et al.*, 2010; Gharari *et al.*, 2013; Shafii and Tolson, 2015; Dembélé *et al.*, 2020), entendidos como los coeficientes dentro de la estructura de ecuaciones de un modelo.

El desarrollo de los primeros modelos en Hidrología tuvo un enfoque mecanístico, basado en la formulación e integración de ecuaciones de conservación de masa y momentum, válidas a la escala de laboratorio y/o escalas hidrodinámicas (e.g., ecuación de Richards, ecuaciones de Saint-Venant). En otras palabras, este enfoque – conocido como Newtoniano – busca derivar, mediante la experimentación, leyes universales para procesos físicos utilizando un razonamiento inductivo y derivaciones matemáticas (Sivapalan, 2018). Lo anterior se puede lograr a través de cuencas piloto, que son lugares típicamente reservados para una instrumentación más densa espacialmente, permitiendo una identificación y diagnóstico de procesos físicos dominantes que – en combinación con modelos numéricos – nos ayuda a mejorar nuestra comprensión fenomenológica local con el fin de realizar predicciones (Figura 1). Ejemplos de enfoques Newtonianos abundan en la literatura, tanto en Chile (e.g., Pellicciotti *et al.*, 2008; Ragetti *et al.*, 2014) como en el resto del mundo (e.g., Mott *et al.*, 2010; Clark *et al.*, 2011; Winstral *et al.*, 2013; Rasouli *et al.*, 2015). Sin embargo, la disponibilidad de nuevas y más completas bases de datos (Andréassian *et al.*, 2006) ha dado lugar a estudios con muestras considerables (i.e., decenas o centenares) de cuencas, sub-disciplina conocida como *Large Sample Hydrology* (Gupta *et al.*, 2014; Addor *et al.*, 2019). Este tipo de estudios ha logrado demostrar la dependencia entre el comportamiento hidrológico (e.g., coeficiente de escorrentía anual, estacionalidad, flujos base), descriptores climáticos (e.g., precipitación anual, estacionalidad, fracción de precipitación en forma de nieve, temperatura) y características fisiográficas (e.g., topografía, composición de suelos y geología, cubierta vegetal). Dicha dependencia – muchas veces llamada co-evolución – da cuenta de una compleja interacción de factores que determina la respuesta de sistemas hidrológicos (Sawicz *et al.*, 2011; Berghuijs *et al.*, 2014; Addor *et al.*, 2018), y que es muy característica del funcionamiento de los sistemas ecológicos. Así es como

ha ido emergiendo la Hidrología Darwiniana (Harman y Troch, 2014), que busca comprender cómo se ha gestado dicha co-evolución a partir de la diversidad de nuestras cuencas. Como se ilustra en la Figura 1, esta rama de la Hidrología tiene por objetivo la comprensión generalizada de los principales factores que determinan el comportamiento de nuestras cuencas, a partir de la evaluación comparativa de una muestra lo suficientemente grande (i.e., representativa de la población), con el fin último de realizar predicciones. Por lo tanto, la Hidrología Darwiniana puede ser entendida como un complemento de la Hidrología Newtoniana para el desarrollo de teorías nuevas y la generación de predicciones hidrológicas a partir del aprendizaje recopilado a nivel regional o global.

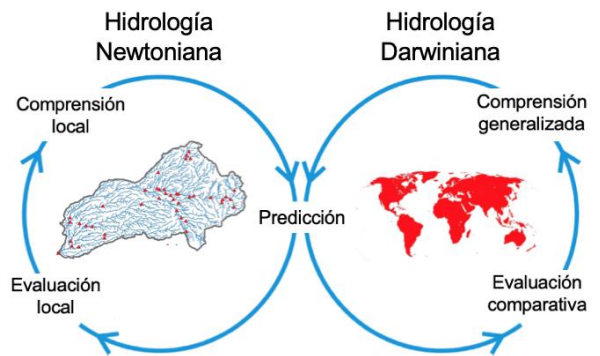


Figura 1. Comparación entre las ramas de la Hidrología Newtoniana y Darwiniana. La figura combina elementos de Mendoza *et al.* (2012) y Sivapalan *et al.* (2018).

Una de las grandes contribuciones de la Hidrología Darwiniana ha sido la mejor comprensión del concepto de similitud hidrológica – ayudado por el uso de índices hidrológicos (Addor *et al.*, 2018) – y su posible conexión con similitud física y climática (Oudin *et al.*, 2010; Sawicz *et al.*, 2011; Jehn *et al.*, 2020). Avances en este ámbito han sido facilitados en gran parte por ejercicios de clasificación de cuencas (Wagener *et al.*, 2007), cuyo fin práctico es encontrar sets de descriptores climáticos y/o físicos que permitan definir conjuntos o clústeres de cuencas hidrológicamente similares (Knohen *et al.*, 2018), guiando de esta manera la transferencia de información (e.g., parámetros de modelos hidrológicos) hacia cuencas sin información fluviométrica. De este modo, la Hidrología Darwiniana ha sido clave en la propuesta de soluciones a problemas de Predicción de Caudales en Cuencas No Controladas (PUB, por sus siglas en inglés), agrupando a la comunidad hidrológica en torno a una iniciativa internacional que duró una década (Hrachowitz *et al.*, 2013).

Contrario a lo que se pudiese imaginar, la aplicación de principios Darwinianos en Hidrología no es nueva en Chile. Por ejemplo, Verni y King (1977) utilizaron información de 12 cuencas entre los ríos Quilimarí e Imperial – específicamente, precipitación máxima diaria y área pluvial aportante – para desarrollar una fórmula

que permite estimar caudales de crecida para distintos periodos de retorno, y que es, aún, ampliamente utilizada para el diseño de obras hidráulicas en cauces no controlados de Chile. Años más tarde, los coeficientes de la fórmula de Verni y King serían actualizados utilizando información limnigráfica de más de 200 cuencas ubicadas entre las regiones de Atacama y la Araucanía (DGA, 1995). La reciente aparición de la base de datos CAMELS-CL (Alvarez-Garreton *et al.*, 2018) ofrece nuevas oportunidades para la aplicación del método Darwiniano en estudios hidrológicos y, en particular, para la estimación de caudales en cuencas sin información fluviométrica.

BALANCE HÍDRICO NACIONAL

La base de datos hidrológicos actualmente vigente para el país fue generada hace más de tres décadas (DGA, 1987), y fue la culminación de un esfuerzo de cinco años, que tuvo sus orígenes en la propuesta metodológica presentada por la UNESCO (1982), basada en una ecuación general para el balance hídrico en un período de tiempo Δt para un sistema hidrológico cualquiera:

$$\Delta S = P + Q_{sa} + Q_{ga} - E - ET - Q_{se} - Q_{ge} + \eta \quad (1)$$

Donde ΔS representa la variación de agua almacenada en el sistema durante $\Delta t = 1$ año, P es la precipitación media anual, mientras que Q_s y Q_g corresponden a los flujos promedio de escorrentía superficial y subterránea, respectivamente (siendo los subíndices a y e utilizados para flujos afluentes y efluentes), E es la evaporación desde cuerpos de agua, ET es la evapotranspiración, y η es un error de tolerancia. Las variables P , E y ET corresponden a flujos verticales promediados sobre el dominio de interés. UNESCO (1982) recomendó simplificar la ecuación (1) para áreas grandes (i.e., cuencas) y periodos de tiempo suficientemente largos, quedando de la siguiente forma:

$$\langle \bar{P} \rangle - \langle \bar{Q} \rangle = \langle \bar{ET} \rangle + \eta \quad (2)$$

donde $\langle \bar{X} \rangle$ representa un promedio espacial, la barra horizontal indica un promedio temporal, Q representa la escorrentía total efluente de la cuenca, y ET denota todas las pérdidas evapotranspirativas. Las ecuaciones anteriores fueron aplicadas en estudios sucesivos para distintas macro-cuencas del Centro y Sur de Chile, despreciando la escorrentía subterránea y variaciones interanuales en el almacenamiento total (DGA, 1983a, 1983b, 1984, 1985). En dichos estudios, algunos de los términos desconocidos fueron estimados mediante iteraciones sucesivas (e.g., la precipitación en zonas altas, cuya estimación buscó preservar efectos orográficos) para minimizar el error η , y los resultados fueron procesados para generar mapas con isolíneas con promedios anuales de precipitación, temperatura, evapotranspiración y escorrentía, entre otras variables.

Luego de aplicaciones sucesivas en distintas cuencas de Chile continental, se realizó una homologación a nivel nacional para el periodo climatológico 1951-1980, generándose el atlas del Balance Hídrico Nacional que todos conocemos (DGA, 1987). Los resultados ahí presentados fueron obtenidos con la ecuación (2), imponiendo la condición $Q = 0$ en cuencas endorreicas, estimando ET mediante la fórmula de Turc, permitiendo variaciones inter-anales de almacenamiento ($\Delta S \neq 0$) en zonas áridas, y tolerando un error de cierre máximo igual al 10% de la escorrentía media anual (i.e., $\eta_{\max} = 0.1Q$). El atlas publicado en 1987 ha sido utilizado por más de tres décadas con diversos fines, y todavía es el documento oficial para consultas de disponibilidad hídrica natural en el país. El año 2016, la DGA impulsó una iniciativa para actualizar dicho documento, incorporando algunos de los avances científicos y tecnológicos recientes. En la primera etapa, se solicitó la elaboración de una metodología para estimar el balance hídrico (DGA, 2017), la cual se aplicó a cinco cuencas piloto: Loa, Choapa, Maipo, Imperial y Aysén. Ésta consistió en la calibración del modelo hidrológico VIC (Liang *et al.*, 1994) en cuencas de cabecera, desde aguas arriba hacia agua abajo. Sin embargo, no todas las subcuencas tienen registros fluviométricos, por lo que se efectuó una transferencia de parámetros, lo que puede definirse como un problema de predicción de caudales en cuencas no controladas – característico de la Hidrología Darwiniana – bajo una lógica Newtoniana, cuyos resultados y conclusiones difícilmente permiten generalizar conclusiones hacia el resto del territorio nacional. Etapas subsiguientes de esta iniciativa – enfocadas en el estudio de macrozonas (DGA, 2018, 2019) – han subsanado parcialmente (dado que se conserva una lógica de división territorial heredada de los 1980s) un error de concepción del problema, que ha impedido tomar mayor ventaja de la diversidad fisiográfica e hidroclimática de nuestras cuencas.

EJEMPLO: ESTIMACIONES DE BALANCE HÍDRICO EN LA MACROZONA SUR Y PARTE NORTE DE LA MACROZONA AUSTRAL DE CHILE.

La tercera etapa de actualización de Balance Hídrico Nacional (DGA, 2019), enfocada en la Macrozona Sur y parte norte de la Macrozona Austral (bajo la definición de la DGA) fue, probablemente, la primera que realmente permitió probar las virtudes de la Hidrología Darwiniana, debido tanto al número como diversidad de cuencas en régimen natural disponibles (78 v/s 41 en la segunda etapa del proyecto). En particular, el enfoque Darwiniano tomó un rol protagónico en la transferencia espacial de parámetros hidrológicos hacia cuencas sin información fluviométrica. En esta sección, se describen la zona de estudio y metodología adoptadas para estimar los principales almacenamientos y flujos de agua a una resolución horizontal de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ (aproximadamente 5 km).

Zona de estudio. El dominio de interés para esta etapa se encuentra comprendido entre la región de Ñuble y la cuenca del río Cisnes, en la Región de Aysén (Figura 2). Como base, se identificaron aquellas cuencas con régimen cercano al natural, utilizando los siguientes criterios: (i) ausencia de embalses, (ii) índice de intervención antrópica (definido como la razón entre el caudal total de derechos consuntivos permanentes y el caudal total medido a la salida de la cuenca) inferior al 5%, y (iii) tener al menos cinco años con información fluviométrica. La selección de cuencas con poca intervención es bastante común en estudios que buscan caracterizar la oferta hídrica o el comportamiento hidrológico natural de cuencas (e.g., Newman *et al.*, 2015; Pool *et al.*, 2019).

Como se observa en la Figura 2, la densidad espacial de estaciones es considerablemente mayor entre las regiones del Ñuble y Los Ríos, y la mayoría de ellas cuenta con más de 20 años de información. Además, destaca la diversidad de cuencas en términos físicos y climáticos. Por ejemplo, se observa la presencia de lagos y glaciares de montaña, y la transición desde un clima Mediterráneo con estación seca prolongada, en el límite norte, pasando por una zona de clima Templado lluvioso hacia uno marítimo lluvioso desde Puerto Montt hacia el sur.

Datos. Se utilizaron datos de caudales medios diarios medidos en estaciones vigentes de la DGA, y disponibles en el explorador climático del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (<http://explorador.cr2.cl/>). La precipitación y temperatura se obtuvieron a partir del producto grillado CR2MET (DGA, 2019), que ofrece series de tiempo diarias para el periodo 1979-2018 a una resolución horizontal de aproximadamente 5 km. Otras variables (e.g., humedad relativa, presión, flujos radiativos) fueron obtenidas de la interpolación espacial de los productos ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) y ERA5 (C3S, 2017) hacia la escala de CR2MET, y todas las forzantes meteorológicas fueron desagregadas a un paso temporal de tres horas.

Modelo hidrológico y calibración individual. El modelo hidrológico utilizado es el Variable Infiltration Capacity (Liang *et al.*, 1994, 1996), que incorpora heterogeneidad en cobertura vegetal dentro de cada celda, resolviendo balances de agua y energía para cada subunidad de manera independiente. La interacción entre la vegetación y la humedad del suelo ocurre en las primeras dos capas superficiales de este último, mientras que el flujo base se genera en la tercera capa. Además, la dinámica del manto nival es incorporada a través de un modelo de transferencia de masa y energía con dos capas (Cherkauer *et al.*, 2003; Andreadis *et al.*, 2009). El modelo fue configurado a la misma resolución espacial de CR2MET (0,05°x 0,05° Latitud – Longitud), asignando una distribución espacial a priori para la conductividad hidráulica del suelo según la información

levantada por el Centro de Información de Recursos Naturales (CIREN), y utilizando los tipos de cobertura vegetal definidos por Zhao *et al.* (2016).

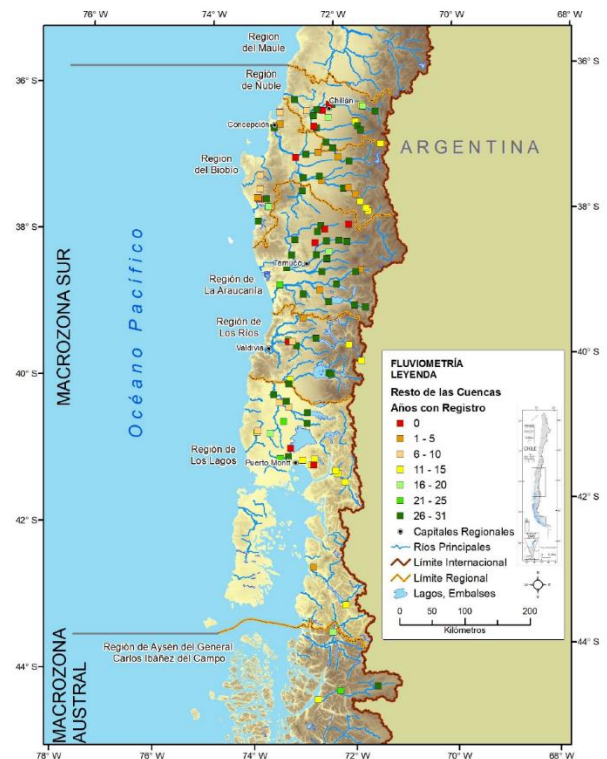


Figura 2. Estaciones fluviométricas a la salida de cuencas en régimen cercano al natural, y que fueron utilizadas para la calibración individual y regionalización de parámetros (DGA, 2019).

Debido a la presencia de cuerpos de agua y de glaciares, se adoptaron algunas modificaciones a la modelación con VIC en relación a etapas previas en la Actualización del Balance Hídrico (DGA, 2017, 2018). En el caso de cuencas con lagos en su interior, la escorrentía en el punto de salida fue obtenida de manera secuencial, obteniendo primero los aportes de pixeles afluentes al lago, luego el aporte generado por el lago (conceptualizado como un único pixel), para luego cerrar el balance con aquellos pixeles ubicados aguas abajo. Con respecto a los aportes de escorrentía glaciar, se adoptó un balance energético simplificado (Condom *et al.*, 2012), que además supone una ley de tipo potencial para relacionar el área glaciar con su volumen (Bahr *et al.*, 1997; DGA, 2019).

Los parámetros del modelo VIC fueron calibrados, para cada cuenca, optimizando la eficiencia de Kling-Gupta (Gupta *et al.*, 2009) para caudales medios diarios, mediante el algoritmo Shuffled Complex Evolution (Duan *et al.*, 1992). En total, se calibraron 14 parámetros asociados a la columna de suelo y procesos nivales, los cuales fueron elegidos después de realizar un análisis de sensibilidad con el método DELSA (Rakovec *et al.*, 2014). Es importante destacar que, para algunos parámetros espacialmente distribuidos (e.g.,

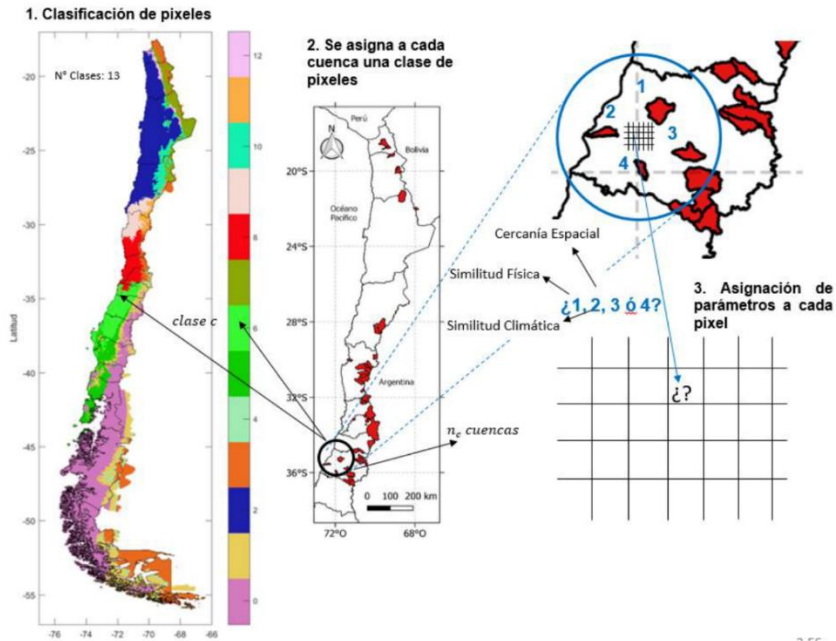


Figura 3. Diagrama que ilustra la transferencia de parámetros del modelo hidrológico utilizando la clasificación de pixeles. Para un pixel sin valores de parámetros, se asignan aquellos provenientes de una o más cuencas que pertenezcan a la misma clase. Posteriormente, se dona el set de parámetros de una cuenca calibrada según (1) proximidad espacial, o (2) similitud (física, climática o una combinación de ambas). Fuente: DGA (2019).

conductividad hidráulica), se adoptó como método de regularización espacial el uso de un ponderador, aplicado uniformemente sobre los valores de parámetros en las celdas de la cuenca de interés (Pokhrel and Gupta, 2010). Esta práctica es bastante común para reducir la dimensionalidad del problema de calibración en modelos hidrológicos distribuidos (e.g., Clark *et al.*, 2008a; McMillan and Clark, 2009; Mendoza *et al.*, 2012).

Regionalización de parámetros. Es en esta etapa donde cobra más relevancia el enfoque Darwiniano, dado que la regionalización se sustenta en relaciones de similitud derivadas a partir de una muestra de cuencas relativamente grande. Los lectores deben notar, sin embargo, que la transferencia espacial de parámetros conlleva la transferibilidad de un modelo hidrológico (i.e., un conjunto de hipótesis sobre cómo funcionan nuestras cuencas). Numerosos estudios han puesto en duda dicho supuesto (e.g., Fenicia *et al.*, 2014), reconociendo que cada cuenca tiene un funcionamiento único (Beven, 2000) y que, por lo tanto, no existe una estructura de modelo hidrológico universalmente correcta (Beven and Cloke, 2012).

La regionalización de parámetros del modelo VIC propuesta en esta etapa consta de los siguientes pasos.

Paso 1: Clasificación de pixeles.

Se clasifican los pixeles del dominio de interés (Figura 3) utilizando (i) atributos físicos (e.g., elevación media de la cuenca, porcentaje de arcilla, pendiente de la curva

hipsométrica), y (ii) atributos climáticos (fracción de días con precipitación sólida, la estacionalidad de la precipitación respecto a la temperatura y el índice de aridez). Para ello, se utiliza el software AutoClass-C (Cheeseman and Stutz, 1996; Sawicz *et al.*, 2011) que, mediante un algoritmo Bayesiano, determina la probabilidad de pertenencia de cada pixel a una clase determinada, la cual puede ser de tipo física, climática, o físico-climática, dependiendo de los atributos incluidos en el proceso de clasificación.

Paso 2: Asignación de clase de pixel para cada cuenca.

Se determina la pertenencia de cada cuenca calibrada a las clases de pixel obtenidas por (i) clasificación física o (ii) clasificación climática (paso 2 en Figura 3).

Paso 3: Comparación mediante validación cruzada.

En este trabajo, se comparan distintos criterios para la transferencia espacial de parámetros, basadas en proximidad espacial y/o principios de similitud, utilizando validación cruzada. Es decir, cada una de las 78 cuencas analizadas es 'ignorada', para luego transferir parámetros hacia cada uno de sus pixeles utilizando información de las 77 cuencas restantes, siguiendo la metodología propuesta por Beck *et al.* (2016). Una vez transferidos los parámetros hacia la cuenca de interés, se corre una simulación con VIC, obteniéndose un índice de KGE asociado a los caudales medios diarios. Este procedimiento se repite para cada cuenca, obteniéndose 78 índices KGE para cada método de regionalización. La cuenca que donará sus parámetros

a un pixel determinado puede ser escogida en base a los siguientes criterios:

- Proximidad espacial (i.e., cuenca más cercana).
- Similitud física.
- Similitud climática.
- Similitud física-climática.
- Cuenca más cercana entre candidatas climáticamente similares.
- Cuenca más similar en clima, entre candidatas climáticamente similares.
- Cuenca más similar en atributos físicos, entre candidatas climáticamente similares.
- Cuenca más similar en atributos físicos y climáticos, entre candidatas climáticamente similares.
- Cuenca más cercana entre candidatas físicamente similares.
- Cuenca más similar en clima, entre candidatas físicamente similares.
- Cuenca más similar en atributos físicos, entre candidatas físicamente similares.
- Cuenca más similar en atributos físicos y climáticos, entre candidatas físicamente similares.

Para cuantificar la similitud entre cuenca y pixel, se recurre al índice de disimilitud propuesto por Beck *et al.* (2016):

$$S_{ij} = \sum_p \frac{|Z_{p,i} - Z_{p,j}|}{IQR_p} \quad (1)$$

Donde S es la disimilitud ($-$), Z representa los valores de los atributos, IQR es el rango inter-cuartil de las características, p es el índice asociado al descriptor, y los índices i y j denotan la cuenca y el pixel en cuestión, respectivamente. El estadístico IQR es una medida de la variabilidad espacial del descriptor utilizado en la comparación.

Una vez identificada la mejor metodología de regionalización, se realiza la transferencia de parámetros para todos los pixeles del dominio completo, lo cual permite finalmente estimar los flujos y almacenamientos de agua a la escala regional.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La Figura 4 muestra un ejemplo de los resultados individuales derivados del proceso de calibración, tomando como referencia la cuenca Río Itata En General Cruz (BNA 8124001). Los resultados pueden parecer alentadores en tanto la serie de caudales diarios simulado y observado prácticamente se sobrepone en la ilustración del panel (b); el modelo, a pesar de mostrar un cierto sesgo, logra capturar la estacionalidad observada en cuanto a temporalidad (CVE; panel (c)) y, a su vez, muestra sesgos absolutos menores a 10% en el segmento alto ($P_{exc} < 5\%$) y bajo ($P_{exc} > 85\%$) de la curva de duración (CD; panel (d)); pero esto no representa el desempeño general del modelo en la zona de estudio, ni necesariamente implica que otras cuencas cercanas tendrán el mismo desempeño.

Tomando en cuenta que un resultado individual puede llevar a errores en apreciaciones o conclusiones apresuradas por falta de generalidad, es necesario estudiar el desempeño general del modelo en términos de diferentes indicadores. El desafío es mancomunar una visión individual del desempeño y llevarlo a un plano general de comparación, con el objetivo de entender e interpretar los resultados obtenidos. En la Figura 5, panel (a) y (b) respectivamente, se presentan espacialmente los resultados de KGE y NSE obtenidos para las 78 cuencas calibradas. De allí se desprende que las cuencas que escorrentía promedio observada y simulada (β ; panel (b)), o, en otras palabras, el volumen de agua. Del panel (a) se desprende que la mediana del KGE se encuentra por sobre 0,5 (siendo el óptimo igual a 1), mientras que las estrategias de clasificación de pixeles

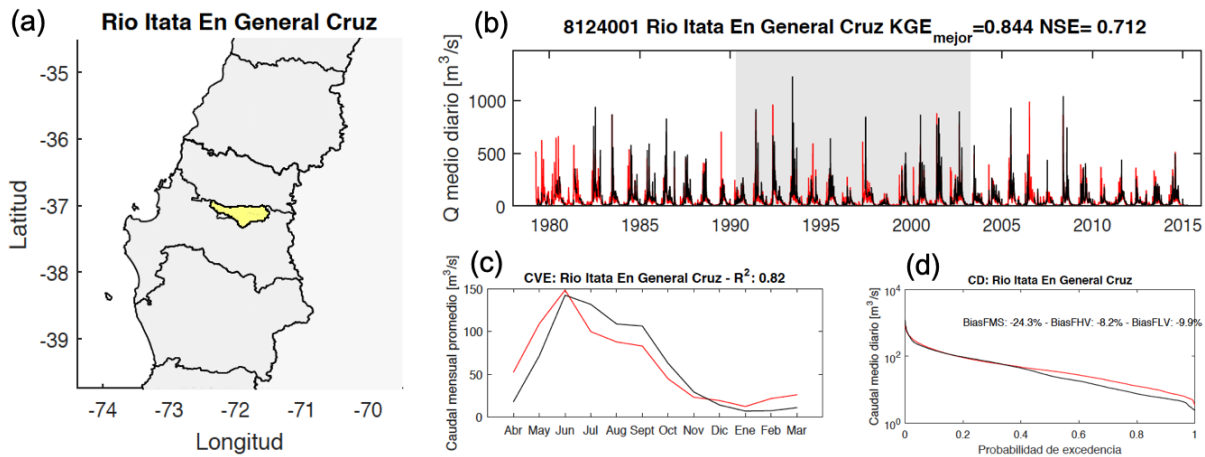


Figura 4. Ejemplo de resultados de la calibración individual para la cuenca río Itata en General Cruz: (a) ubicación geográfica de la cuenca, (b) series de tiempo de caudales medios, (c) curvas de variación estacional, y (d) curvas de duración de caudales medios diarios. Las líneas rojas indican simulaciones, mientras que las líneas negras representan observaciones (DGA, 2019).

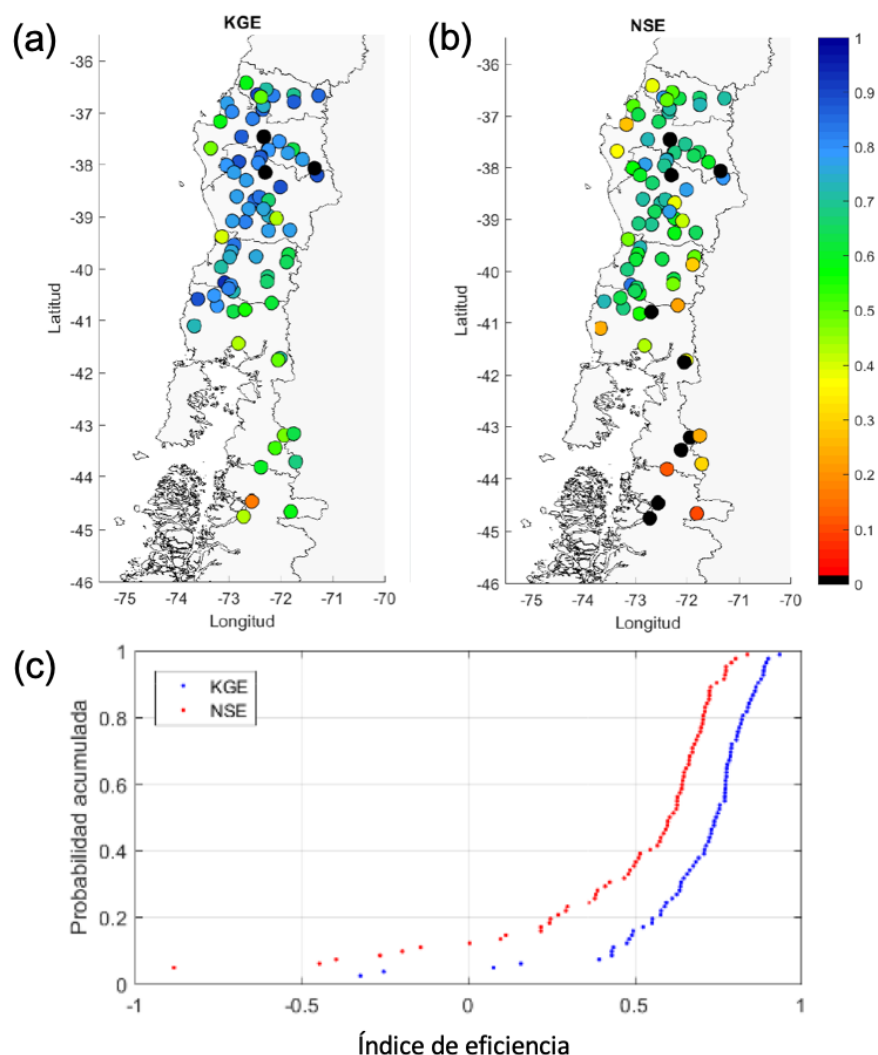


Figura 5. (a) Índices de Kling-Gupta obtenidos de la calibración individual de las 78 cuencas en régimen natural, y (b) eficiencias de Nash-Sutcliffe asociadas al set de parámetros encontrados en (a). (c) Distribuciones de probabilidad acumulada para los índices de los paneles (a) y (b) (DGA, 2019).

(regionalización) según atributos climáticos y asignación por proximidad, y regionalización física y asignación por cercanía son las que reportan los mejores valores. Las principales diferencias entre ambos criterios radican en: (i) el tamaño de las cajas del gráfico (diferencia entre los percentiles 75% y 25%) del KGE es menor para la primera estrategia, y (2) la razón entre los caudales promedio (β), representada por la mediana es, al igual que en el caso anterior, más cercana al óptimo al utilizar la primera estrategia. En consecuencia, se adoptó la clasificación de pixeles según atributos climáticos y asignación por proximidad espacial (i.e., reg. climática + asign. cercanía) mejores resultados reportan son aquellas ubicadas en la macrozona Sur ($\sim 36-44^{\circ}\text{S}$), principalmente en la zona de la depresión intermedia, donde los valores de KGE y NSE son mayores a 0,5. Las cuencas ubicadas en la parte norte de la macrozona austral, si bien muestran resultados satisfactorios para KGE (i.e., valores mayores a 0,5), al evaluar NSE

empeoran significativamente, con resultados incluso negativos. Ahora bien, entendamos esta comparación en términos de diagnóstico del desempeño del modelo, ya que ambas métricas evalúan diferentes componentes de la simulación. En ese contexto, se puede desprender que los conjuntos de parámetros calibrados, evaluados mediante el NSE, no logran replicar satisfactoriamente los caudales altos en todo el dominio de estudio. Lo anterior no sugiere un desarrollo errado del estudio, sino que la representatividad de los resultados se limita a estimación de caudales medios, no a otras componentes. En el panel (c), se muestra el desempeño del modelo en términos de KGE y NSE respecto a la probabilidad acumulada asociada, donde se observa que más del 80% de las cuencas reporta valores de KGE aceptables, mientras que más del 60% de las cuencas entrega valores de NSE por sobre 0,5.

Las 78 cuencas empleadas para el proceso de calibración sólo representan el 28% del área de la zona de estudio, por lo que se debe transferir parámetros al 72% de la

superficie restante. Aquí es donde se marca el punto de transición al enfoque Darwiniano, ya que a partir de las 78 cuencas calibradas individualmente (enfoque Newtoniano), se debe estimar el comportamiento hidrológico en el resto de la zona de estudio, a partir de la comprensión de la dinámica de las cuencas calibradas. Para ello, se prueban diferentes criterios de transferencia de parámetros basados en proximidad espacial o similitud climática-geomorfológica. La Figura 6 muestra los resultados obtenidos de la comparación de los diferentes métodos de transferencia evaluados en modo validación cruzada. Estos resultados se expresan en términos del KGE (panel (a)) y la razón entre los promedios de caudales medios diarios observados y simulados (panel (b)).

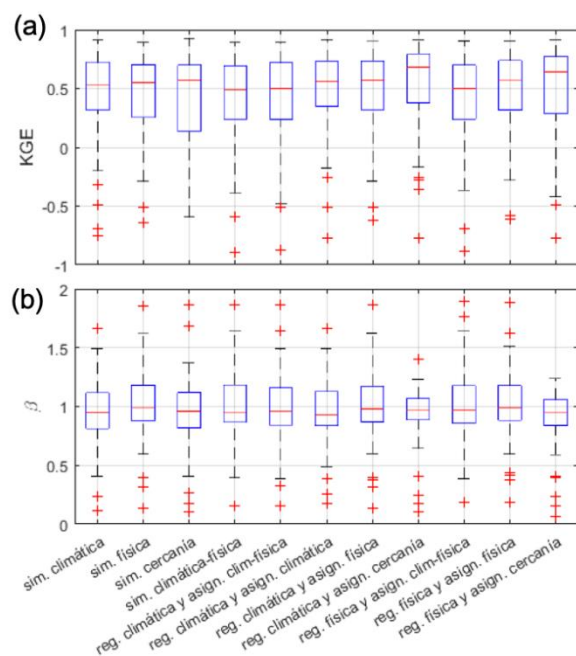


Figura 6. Comparación de métodos de transferencia de parámetros en modo de validación cruzada para los siguientes indicadores: (a) eficiencia de Kling-Gupta, y (b) $\beta = \overline{Q_{obs}} / \overline{Q_{sim}}$. Cada *boxplot* contiene resultados de las 78 cuencas en régimen natural (DGA, 2019).

A pesar de contar con resultados aceptables en términos de KGE, no pasa desapercibida la presencia de valores atípicos (*outliers*) negativos y, por el lado del volumen de agua, valores atípicos cercanos a 0 y 2 (siendo el óptimo $\beta = 1$). Inevitablemente, estos resultados están sujetos a la limitada base de datos disponible para transferir parámetros, por lo que, para reducir la incertidumbre asociada, se debiese contar con una muestra mayor del dominio. Esto se logra únicamente aumentando los registros en cuencas con baja o nula intervención antrópica adicionales a las ya existentes, mediante, por ejemplo, la densificación de la red hidrométrica de la DGA.

Los resultados de la validación cruzada indican cuán bueno será el proceso de transferencia de parámetros, y

cuánto se puede confiar en las estimaciones de caudal en cuencas no controladas. No obstante, se puede realizar la transferencia a todo el dominio de estudio y, con ello, estimar la oferta hídrica natural asociada y otros flujos que componen el balance de agua en cada una de las cuencas allí ubicadas. La Figura 7 muestra el resultado final, una vez transferidos los parámetros del modelo VIC, a todo el dominio, a una resolución espacial de aproximadamente 5 km. La precipitación, evapotranspiración real y escorrentía anual promedio consideran el periodo abr/1985-mar/2015. A partir de la regionalización de parámetros, se observa un marcado gradiente orográfico que condiciona la distribución espacial de las precipitaciones, el cual es parcialmente replicado por la escorrentía. Las únicas diferencias en los patrones de distribución de la escorrentía, respecto a la precipitación, radican en zonas alejadas de la cordillera de Los Andes, principalmente en los sectores costeros y depresión intermedia, donde las condiciones climáticas favorecen la presencia de bosques nativos y plantaciones forestales, por lo que, dada la cobertura vegetal existente, cobran mayor importancia los procesos evapotranspirativos. Así, contrariamente a la precipitación y escorrentía, los valores de evapotranspiración anual aumentan gradualmente de cordillera a mar, en concordancia a los cambios en la cobertura de suelo y el aumento de temperatura. No obstante, en la mayoría de las cuencas, la escorrentía es la variable que mayor porcentaje representa de la precipitación.

PERSPECTIVAS FINALES

La estimación del Balance Hídrico se entiende hoy como un problema científico no resuelto, por lo que la comunidad hidrológica internacional está buscando soluciones. En el caso chileno, la Actualización del Balance Hídrico Nacional ha permitido realizar importantes actualizaciones metodológicas, incluyendo: (i) uso de forzantes meteorológicas distribuidas espacialmente, (ii) uso de modelos hidrológicos aceptados por la comunidad científica, (iii) calibración automática de parámetros, (iv) incorporación de la mayor base de datos de cuencas disponible en el país, (v) regionalización de parámetros, entre otros. Sin embargo, el desafío es enorme y requiere redoblar los esfuerzos para mejorar la comprensión del ciclo hidrológico en cuencas chilenas. Algunos aspectos a incorporar son (i) evitar la separación de cuencas según divisiones político-administrativas y considerar exclusivamente criterios de interés hidrológico, (ii) mejorar y aumentar la red de monitoreo, tanto de variables meteorológicas como fluviométricas, siendo de especial interés las zonas de alta montaña, incluyendo nieve (iii) facilitar el acceso a bases de datos privadas que permitan incorporar la mayor cantidad de observaciones, entre otros. Todos los esfuerzos deben enfocarse en mejorar la comprensión del ciclo hidrológico en la gran diversidad de cuencas

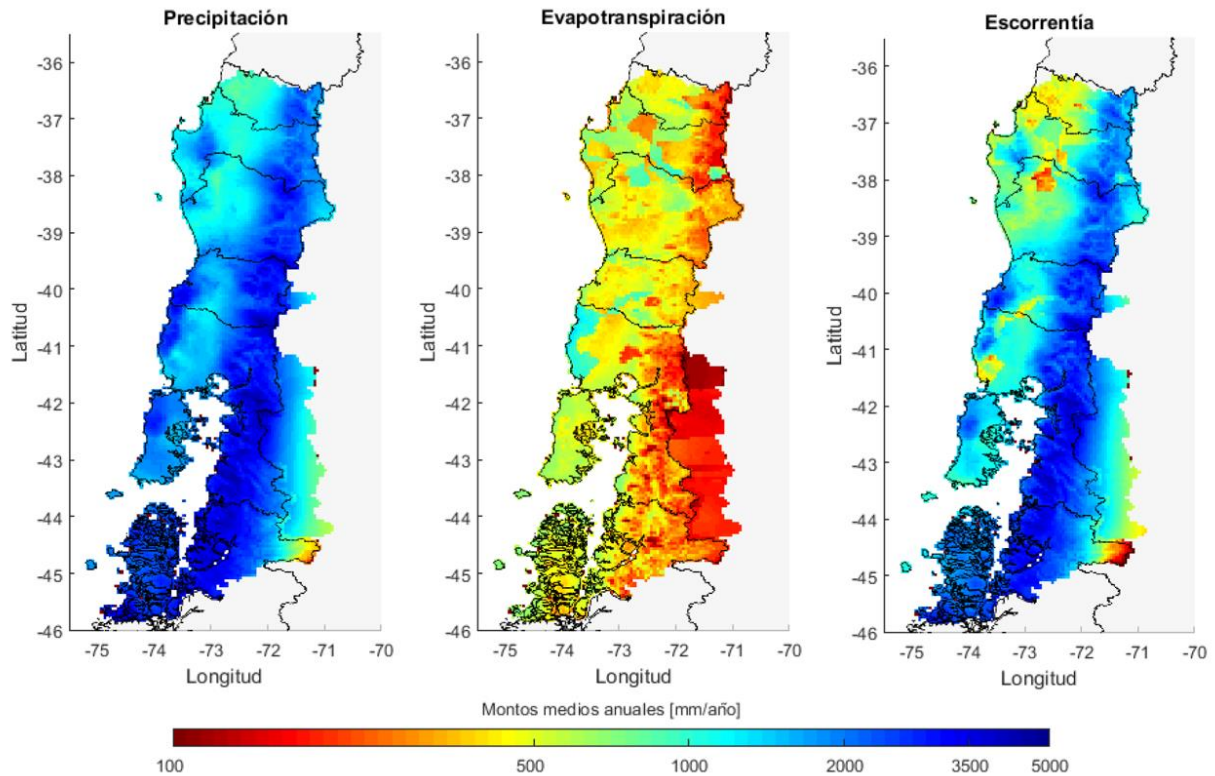


Figura 7. Mapas con promedios climatológicos anuales de precipitación, evapotranspiración y escorrentía (periodo 1985-2015), obtenidos con el mejor método de regionalización de parámetros según la Figura 6 (DGA, 2019).

que hay en el territorio nacional, lo que resultará en un mejor manejo de los recursos hídricos, tanto en el presente como en el futuro.

Al mismo tiempo, es importante reconocer que problemas tipo PUB requieren compatibilizar dos enfoques, uno Newtoniano y otro Darwiniano. En el primer caso, el aprendizaje a escala local debe entenderse como una plataforma que permita generalizar y aplicar hipótesis a una gran diversidad de cuencas, lo que a todas luces mejora la comprensión del recurso hídrico a escala nacional. Este enfoque, plasmado en Chile en la Actualización del Balance Hídrico y en estudios previos, llegó para quedarse, siendo fundamental en la filosofía con la que se abordan distintos problemas de la Hidrología contemporánea.

Resulta de suma importancia entender que nuestra sociedad ha llegado a un punto tal en que la demanda de agua, por más eficiente que se haga su uso, es mayor que la oferta en varias zonas del país. En este sentido, el proyecto del Balance Hídrico constituye una herramienta útil para trazar lineamientos del desarrollo hídrico de Chile en los próximos 30 años. Las proyecciones de cambio hidrológico efectuadas (no incluidas aquí) entregan información importante sobre cómo cambiará la oferta hídrica natural producto de variaciones de temperatura y precipitación, bajo un escenario socioeconómico pesimista de emisiones de gases de efecto invernadero. Si bien la incertidumbre es

mucha y, más aún, no se encuentra siquiera cuantificada, la señal es clara: disminución de la oferta (ver detalles en DGA, 2019). En esa línea, la solución no debería estar enfocada exclusivamente en la búsqueda de nuevas fuentes de agua, sino que debiese complementarse con estrategias para mejorar la gestión de los recursos que tenemos disponibles, asegurando satisfacer tanto la demanda de los sistemas naturales como antrópica y en forma consciente con el medio ambiente.

AGRADECIMIENTOS. El primer autor agradece las enseñanzas del Dr. Martyn Clark y de colegas hidrólogos de NCAR – en especial de Naoki Mizukami, Nans Addor y Andy Newman –, las que le han permitido contribuir con ideas en el desarrollo de las distintas etapas de la Actualización del Balance Hídrico Nacional. Esta investigación fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC.

REFERENCIAS

- Addor N, Do H, Alvarez-Garretón C, Coxon G, Fowler K, Mendoza P. 2019. Large-sample hydrology: recent progress, guidelines for new datasets and grand challenges. *Journal of Hydrological Sciences*: Under review
- Addor N, Nearing G, Prieto C, Newman AJ, Le Vine N, Clark MP. 2018. A Ranking of Hydrological Signatures Based on Their Predictability in Space. *Water Resources Research* 54 (11): 8792–8812 DOI: 10.1029/2018WR022606
- Alvarez-Garretón C, Mendoza PA, Boisier JP, Addor N, Galleguillos M, Zambrano-Bigiarini M, Lara A, Puelma C, Cortes G, Garreaud R, et al. 2018. 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
- Andreadis KM, Storck P, Lettenmaier DP. 2009. Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments. *Water Resources Research* 45: W05429 DOI: 10.1029/2008WR007042
- Andréassian V, Hall A, Chahinian N, Schaake J. 2006. Why should hydrologists work on a large number of basin data sets? In *Large Sample Basin Experiments for Hydrological Model Parameterization. Results of the Model Parameter Experiment - MOPEX*. IAHS Publ. 3071–5.
- Bahr B, Meier F, Peckham SD. 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research* 102 (B9): 20355–20362 DOI: doi:10.1029/97JB01696
- Beck HE, van Dijk AIJM, de Roo A, Miralles DG, McVicar TR, Schellekens J, Bruijnzeel LA. 2016. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resources Research* 52 (5): 3599–3622 DOI: 10.1002/2015WR018247
- Berghuijs WR, Sivapalan M, Woods R a, Savenije HHG. 2014. Patterns of similarity of seasonal water balances: A window into streamflow variability over a range of time scales. *Water Resources Research* 50 (7): 5638–5661 DOI: 10.1002/2014WR015692
- Beven K. 1997. TOPMODEL: a critique. *Hydrological processes* 11 (December 1996): 1069–1085
- Beven K. 2000. Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* 4 (2): 203–213
- Beven KJ, Cloke HL. 2012. Comment on “Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth’s terrestrial water” by Eric F. Wood et al. *Water Resources Research* 48: W01801 DOI: 10.1029/2011WR010982
- Bozkurt D, Rojas M, Boisier JP, Valdivieso J. 2018. Projected hydroclimate changes over Andean basins in central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios. *Climatic Change* 150 (3–4): 131–147 DOI: 10.1007/s10584-018-2246-7
- Burnash R, Ferral R, McGuire R. 1973. *A generalized streamflow simulation system - Conceptual modeling for digital computers*. Sacramento, California.
- C3S. 2017. ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS) Available at: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home> [Accessed January 20, 2018]
- Cheeseman P, Stutz J. 1996. Bayesian Classification (AutoClass): Theory and Results. In *Advances in Knowledge Discovery and Data Mining*.
- Chen F, Mitchell K, Schaake J, Xue Y, Pan H, Koren V, Duan QY, Ek M, Betts A, Climatolgy LS, et al. 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *101 (1): 7251–7268*
- Cherkauer KA, Bowling LC, Lettenmaier DP. 2003. Variable infiltration capacity cold land process model updates. *Global and Planetary Change* 38 (1–2): 151–159 DOI: 10.1016/S0921-8181(03)00025-0
- Clark MP, Bierkens MFP, Samaniego L, Woods RA, Uijlenhoet R, Bennett KE, Pauwels VRN, Cai X, Wood AW, Peters-Lidard CD. 2017. The evolution of process-based hydrologic models: historical challenges and the collective quest for physical realism. *Hydrology and Earth System Sciences* 21 (7): 3427–3440 DOI: 10.5194/hess-21-3427-2017
- Clark MP, McMillan HK, Collins DBG, Kavetski D, Woods RA. 2011. Hydrological field data from a modeller’s perspective: Part 2: process-based evaluation of model hypotheses. *Hydrological Processes* 25 (4): 523–543 DOI: 10.1002/hyp.7902
- Clark MP, Nijssen B, Lundquist JD, Kavetski D, Rupp DE, Woods RA, Freer JE, Gutmann ED, Wood AW, Brekke LD, et al. 2015. A unified approach for process-based hydrologic modeling: 1. Modeling concept. *Water Resources Research* DOI: 10.1002/2015WR017198
- Clark MP, Rupp DE, Woods R a, Zheng X, Ibbitt RP, Slater AG, Schmidt J, Uddstrom MJ. 2008a. Hydrological data assimilation with the ensemble Kalman filter: Use of streamflow observations to update states in a distributed hydrological model. *Advances in Water Resources* 31 (10): 1309–1324 DOI: 10.1016/j.advwatres.2008.06.005
- Clark MP, Schaeffli B, Schymanski SJ, Samaniego L, Luce CH, Jackson BM, Freer JE, Arnold JR, Moore RD, Istanbuloglu E, et al. 2016. Improving the theoretical underpinnings of process-based hydrologic models. *Water Resources Research* 52 (3): 2350–2365 DOI: 10.1002/2015WR017910
- Clark MP, Slater AG, Rupp DE, Woods RA, Vrugt JA, Gupta H V., Wagener T, Hay LE. 2008b. Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. *Water Resources Research* 44: W00B02 DOI: 10.1029/2007WR006735
- Condom T, Escobar M, Purkey D, Pouget JC, Suarez W, Ramos C, Apaestegui J, Tacsí A, Gomez J. 2012. Simulating the implications of glaciers’ retreat for water management: A case study in the Rio Santa basin, Peru. *Water International* 37 (4): 442–459 DOI: 10.1080/02508060.2012.706773
- Coron L, Andréassian V, Perrin C, Bourqui M, Hendrickx F. 2014. On the lack of robustness of hydrologic models regarding water balance simulation: A diagnostic approach applied to three models of increasing complexity on 20 mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (2): 727–746 DOI: 10.5194/hess-18-727-2014
- Coxon G, Freer J, Lane R, Dunne T, Knoben WJM, Howden NJK, Quinn N, Wagener T, Woods R. 2019. DECIPHeR v1: Dynamic fluxEs and Connectivity for Predictions of Hydrology. *Geoscientific Model Development* 12 (6): 2285–2306 DOI: 10.5194/gmd-12-2285-2019
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 (656): 553–597 DOI: 10.1002/qj.828
- Deems JS, Painter TH, Finnegan DC. 2013. Lidar measurement of snow depth: A review. *Journal of Glaciology* 59 (215): 467–479 DOI: 10.3189/2013JoG12J154
- Dembélé M, Hrachowitz M, Savenije HHG, Mariéthoz G, Schaeffli B. 2020. Improving the Predictive Skill of a Distributed Hydrological Model by Calibration on Spatial Patterns With Multiple Satellite Data Sets. *Water Resources Research* 56 (1): 1–26 DOI: 10.1029/2019WR026085
- DGA. 1983a. Balance hidrológico nacional regiones V, VI, VII y Metropolitana. Santiago de Chile.
- DGA. 1983b. Balance Hídrico Nacional. Regiones VIII, IX y X. Santiago de Chile.
- DGA. 1984. Balance Hidrológico Nacional XI Región. Santiago de Chile.
- DGA. 1985. Balance hidrológico nacional Cuenca del Rio Itata. Santiago de Chile.
- DGA. 1987. Balance hídrico de Chile
- DGA. 1995. Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. Santiago de Chile.

- DGA. 2017. Metodología para la Actualización del Balance Hídrico Nacional
- DGA. 2018. Aplicación de La Metodología de Actualización del Balance Hídrico Nacional en las Cuencas de la Macrozona Norte y Centro
- DGA. 2019. Aplicación de La Metodología de Actualización del Balance Hídrico Nacional en las Cuencas de la Macrozona Sur y Parte de la Macrozona Austral
- Duan Q, Sorooshian S, Gupta V. 1992. Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resources Research* 28 (4): 1015–1031
- Fenicia F, Kavetski D, Savenije HHG. 2011. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. *Water Resources Research* 47 (11): W11510 DOI: 10.1029/2010WR010174
- Fenicia F, Kavetski D, Savenije HHG, Clark MP, Schoups G, Pfister L, Freer J. 2014. Catchment properties, function, and conceptual model representation: Is there a correspondence? *Hydrological Processes* 28 (4): 2451–2467 DOI: 10.1002/hyp.9726
- Freeze RA, Harlan R. 1969. Blueprint for a physically-based, digitally simulated hydrologic response model. *Journal of Hydrology* 9: 237–258
- Gharari S, Hrachowitz M, Fenicia F, Savenije HHG. 2013. An approach to identify time consistent model parameters: Sub-period calibration. *Hydrology and Earth System Sciences* 17 (1): 149–161 DOI: 10.5194/hess-17-149-2013
- Gupta H V., Kling H, Yilmaz KK, Martinez GF. 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377 (1–2): 80–91 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.08.003
- Gupta H V., Perrin C, Blöschl G, Montanari A, Kumar R, Clark M, Andréassian V. 2014. Large-sample hydrology: a need to balance depth with breadth. *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (2): 463–477 DOI: 10.5194/hess-18-463-2014
- Gupta H V., Wagener T, Liu Y. 2008. Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes* 22 (March): 3802–3813 DOI: 10.1002/hyp
- Gutmann E, Barstad I, Clark M, Arnold J, Rasmussen R. 2016. The Intermediate Complexity Atmospheric Research Model (ICAR). *Journal of Hydrometeorology* 17 (3): 957–973 DOI: 10.1175/JHM-D-15-0155.1
- Harman C, Troch PA. 2014. What makes Darwinian hydrology “darwinian”? Asking a different kind of question about landscapes. *Hydrology and Earth System Sciences* 18 (2): 417–433 DOI: 10.5194/hess-18-417-2014
- Hrachowitz M, Savenije HHG, Blöschl G, McDonnell JJ, Sivapalan M, Pomeroy JW, Arheimer B, Blume T, Clark MP, Ehret U, et al. 2013. A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review. *Hydrological Sciences Journal* 58 (6): 1198–1255 DOI: 10.1080/02626667.2013.803183
- Huntington TG. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology* 319 (1–4): 83–95 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.003
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (TF Stocker, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, V Bex, and PM Midgley, eds). Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jehn FU, Bestian K, Breuer L, Kraft P, Houska T. 2020. Using hydrological and climatic catchment clusters to explore drivers of catchment behavior. *Hydrology and Earth System Sciences* 24 (3): 1081–1100 DOI: 10.5194/hess-24-1081-2020
- Kinar NJ, Pomeroy JW. 2015. Measurement of the physical properties of the snowpack. *Reviews of Geophysics* 53 (2): 481–544 DOI: 10.1002/2015RG000481
- Knoben WJM, Freer JE, Fowler KJA, Peel MC, Woods RA. 2019. Modular Assessment of Rainfall-Runoff Models Toolbox (MARRMoT) v1.0: an open- source, extendable framework providing implementations of 46 conceptual hydrologic models as continuous space-state formulations. *Geoscientific Model Development Discussions*: 1–26 DOI: 10.5194/gmd-2018-332
- Knoben WJM, Woods RA, Freer JE. 2018. A Quantitative Hydrological Climate Classification Evaluated With Independent Streamflow Data. *Water Resources Research* 54 (7): 5088–5109 DOI: 10.1029/2018WR022913
- Leavesley GH, Stannard LG. 1995. The precipitation-runoff modeling system-PRMS. In *Computer Models of Watershed Hydrology*, Singh VP (ed.). Water Resources Publications: Highlands Ranch, CO; 281–310.
- Lettenmaier DP, Alsdorf D, Dozier J, Huffman GJ, Pan M, Wood EF. 2015. Inroads of remote sensing into hydrologic science during the WRR era. *Water Resources Research* 51 (9): 7309–7342 DOI: 10.1002/2015WR017616
- Liang X, Lettenmaier DP, Wood EF, Burges SJ. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research* 99: 14,415.14.428
- Liang X, Wood EF, Lettenmaier DP. 1996. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Global and Planetary Change* 13 (1–4): 195–206 DOI: 10.1016/0921-8181(95)00046-1
- McCabe MF, Rodell M, Alsdorf DE, Miralles DG, Uijlenhoet R, Wagner W, Lucieer A, Houborg R, Verhoest NEC, Franz TE, et al. 2017. The future of Earth observation in hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences* 21 (7): 3879–3914 DOI: 10.5194/hess-21-3879-2017
- McMillan H, Clark MP. 2009. Rainfall-runoff model calibration using informal likelihood measures within a Markov chain Monte Carlo sampling scheme. *Water Resources Research* 45 (4): W04418 DOI: 10.1029/2008WR007288
- Mendoza PA, McPhee J, Vargas X. 2012. Uncertainty in flood forecasting: A distributed modeling approach in a sparse data catchment. *Water Resources Research* 48 (9): W09532 DOI: 10.1029/2011WR011089
- Milly PCD, Betancourt J, Falkenmark M, Hirsch RM, Kundzewicz ZW, Lettenmaier DP, Stouffer RJ. 2008. Stationarity is dead: whither water management? *Science* 319 (5863): 573–574 DOI: 10.1126/science.1151915
- Mott R, Schirmer M, Bavay M, Grünwald T, Lehning M. 2010. Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. *The Cryosphere* 4 (4): 545–559 DOI: 10.5194/tc-4-545-2010
- Newman AJ, Clark MP, Sampson K, Wood A, Hay LE, Bock A, Viger RJ, Blodgett D, Brekke L, Arnold JR, et al. 2015. Development of a large-sample watershed-scale hydrometeorological data set for the contiguous USA: data set characteristics and assessment of regional variability in hydrologic model performance. *Hydrology and Earth System Sciences* 19 (1): 209–223 DOI: 10.5194/hess-19-209-2015
- Niu G-Y, Yang Z-L, Mitchell KE, Chen F, Ek MB, Barlage M, Kumar A, Manning K, Niyogi D, Rosero E, et al. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research* 116 (D12): D12109 DOI: 10.1029/2010JD015139

- Oleson KW, Lawrence DM, Gordon B, Flanner MG, Kluzek E, Peter J, Levis S, Swenson SC, Thornton E, Dai A, et al. 2010. Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). Boulder, Colorado, USA.
- Oudin L, Kay A, Andréassian V, Perrin C. 2010. Are seemingly physically similar catchments truly hydrologically similar? *Water Resources Research* 46 (11): W11558 DOI: 10.1029/2009WR008887
- Pellicciotti F, Helbing J, Rivera A, Favier V, Corripio J, Araos J, Sicart J-E, Carenzo M. 2008. A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier, semi-arid Andes of central Chile, using melt models of different complexity. *Hydrological Processes* 3997 (July): 3980–3997 DOI: 10.1002/hyp
- Perrault P. 1674. *De l'origine des fontaines*. Pierre le Petit: Paris, France.
- Pokhrel P, Gupta H V. 2010. On the use of spatial regularization strategies to improve calibration of distributed watershed models. *Water Resources Research* 46 (1): W01505 DOI: 10.1029/2009WR008066
- Pomeroy JW, Gray DM, Brown T, Hedstrom NR, Quinton WL, Granger RJ, Carey SK. 2007. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes* 21: 2650–2667 DOI: 10.1002/hyp
- Pool S, Viviroli D, Seibert J. 2019. Value of a Limited Number of Discharge Observations for Improving Regionalization: A Large-Sample Study Across the United States. *Water Resources Research* 55 (1): 363–377 DOI: 10.1029/2018WR023855
- Ragetti S, Cortés G, McPhee J, Pellicciotti F. 2014. An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. *Hydrological Processes* 28 (23): 5674–5695 DOI: 10.1002/hyp.10055
- Rakovec O, Hill MC, Clark MP, Weerts AH, Teuling AJ, Uijlenhoet R. 2014. Distributed Evaluation of Local Sensitivity Analysis (DELSA), with application to hydrologic models. *Water Resources Research* 50: 1–18 DOI: 10.1002/2013WR014063
- Rasouli K, Pomeroy JW, Marks DG. 2015. Snowpack sensitivity to perturbed climate in a cool mid-latitude mountain catchment. *Hydrological Processes* 29 (18): 3925–3940 DOI: 10.1002/hyp.10587
- Samaniego L, Kumar R, Attinger S. 2010. Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water Resources Research* 46 (5): W05523 DOI: 10.1029/2008WR007327
- Sawicz K, Wagener T, Sivapalan M, Troch PA, Carrillo G. 2011. Catchment classification: empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA. *Hydrology and Earth System Sciences* 15 (9): 2895–2911 DOI: 10.5194/hess-15-2895-2011
- Shafii M, Tolson BA. 2015. Optimizing hydrological consistency by incorporating hydrological signatures into model calibration objectives. *Water Resources Research* 51 (5): 3796–3814 DOI: 10.1002/2014WR016520
- Sivapalan M. 2018. From engineering hydrology to Earth system science: Milestones in the transformation of hydrologic science. *Hydrology and Earth System Sciences* 22 (3): 1665–1693 DOI: 10.5194/hess-22-1665-2018
- UNESCO. 1982. *Guía Metodológica para la elaboración del Balance Hídrico de América del Sur*. Montevideo, Uruguay.
- Verni F, King H. 1977. Estimación de crecidas en cuencas no controladas. In *Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica* Santiago, Chile; 357–374.
- Wagener T, Sivapalan M, Troch P, Woods R. 2007. Catchment Classification and Hydrologic Similarity. *Geography Compass* 1 (4): 901–931 DOI: 10.1111/j.1749-8198.2007.00039.x
- Wigmosta M, Vail L, Lettenmaier D. 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* 30 (6): 1665–1679
- Winstral A, Marks D, Gurney R. 2013. Simulating wind-affected snow accumulations at catchment to basin scales. *Advances in Water Resources* 55: 64–79 DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.08.011
- Zhao Y, Feng D, Yu L, Wang X, Chen Y, Bai Y, Hernández HJ, Galleguillos M, Estades C, Biging GS, et al. 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment* 183: 170–185 DOI: 10.1016/j.rse.2016.05.016

EXPLORANDO LA RELACIÓN ENTRE SIMILITUD HIDROLÓGICA, CLIMÁTICA Y FISIOGRAFÍA MEDIANTE CLASIFICACIÓN DE CUENCAS

Nicolás Vásquez¹, Pablo A. Mendoza^{1,2}, y Ximena Vargas¹

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile

Contacto autor principal: nicolas.vasquez.pl@uchile.cl

RESUMEN. Uno de los problemas recurrentes en la Hidrología es la estimación de caudales en cuencas no controladas, lo que normalmente se aborda mediante la transferencia de información desde cuencas similares con registros fluviométricos. En este trabajo se aplica un enfoque bayesiano para encontrar grupos de cuencas de un mismo régimen hidrológico a partir de atributos climáticos, hidrológicos y fisiográficos como una alternativa para definir la similitud entre cuencas. A partir de la base de datos CAMELS-CL se definen 130 cuencas con baja intervención antrópica distribuidas a lo largo del país. La evaluación de la dispersión de los grupos definidos según el enfoque bayesiano considera la curva de variación estacional adimensional, que permite comparar directamente valores entre cuencas y analizar el régimen hidrológico de cada cuenca. Mediante la cuantificación de la dispersión de cada grupo y cada clasificación, se obtiene que una clasificación de cuencas mediante atributos estrictamente climáticos arroja índices de dispersión similares respecto a una clasificación mediante atributos climáticos, hidrológicos y fisiográficos. Al mismo tiempo, se obtiene una clara separación entre los atributos que explican el régimen hidrológico de las distintas cuencas.

INTRODUCCIÓN

Dentro de los desafíos actuales de la Hidrología, se encuentra la estimación de variables hidrometeorológicas en zonas y/o cuencas con escasos o nulos registros de caudal o variables meteorológicas, como la precipitación o la temperatura. Una manera de abordar esta problemática es el traspaso de conocimiento desde cuencas con registros, hacia aquellas zonas que datos insuficientes (Blöschl & Sivapalan, 1995).

A nivel internacional, se han generado varios esfuerzos para homologar criterios y compartir resultados acerca de cómo abordar este complejo problema. Sivapalan (2003) menciona la necesidad de que la Hidrología aborde este tema dentro del marco de la iniciativa “PUB” (predicción en cuencas no controladas, por sus siglas en inglés), liderado por la *International Association of Hydrological Sciences* (IAHS), un esfuerzo “decadal” que culminó con el libro *Runoff Prediction in Ungauged Basins* (Blöschl et al., 2013), el cual aborda distintas técnicas de traspaso de información hacia cuencas sin información fluviométrica.

Entre la información hidrológica (específicamente, derivada a partir de caudal) transferida entre cuencas se encuentran (i) atributos hidrológicos, tales como la curva de duración, la curva de variación estacional o la escorrentía media anual (de Lavanne et al., (2015), (ii) parámetros de modelos hidrológicos ó (iii) una mezcla de ambas opciones. En todos los casos, existen dificultades que la comunidad hidrológica aún intenta resolver, tales como la equifinalidad en la calibración de parámetros, o la inclusión de la incertidumbre en las estimaciones (Arsenault & Brisette, 2014; Li et al., 2010; Razavi & Coulibaly, 2013; Wood et al., 1990; Yadav et al., 2007).

Independiente de la metodología propuesta, existe un dilema esencial en todo proceso de regionalización: la

elección de la fuente de traspaso de información, es decir, cual es la mejor cuenca para traspasar datos y/o atributos. Este aspecto, que es relativamente reciente en la comunidad hidrológica, lo formalizó Wagener et al. (2007), donde planteó la necesidad de incorporar la clasificación de unidades hidrológicas como una fuente para caracterizar y mejorar la comprensión del funcionamiento de las cuencas y, así, encontrar aquellas con comportamientos hidrológicos similares.

En el ámbito nacional, el primer gran esfuerzo por estimar variables de interés hidrológico se efectuó con la publicación del Balance Hídrico Nacional (DGA, 1987), donde se usaron criterios orográficos para estimar precipitación, temperatura y evapotranspiración en zonas sin información fluviométrica ni registros meteorológicos. Posteriormente, la Dirección General de Aguas (DGA) publica el *Manual de Crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información* (DGA, 1995), el cual incorpora explícitamente el concepto de “similitud” hidrológica mediante la regionalización de parámetros de ecuaciones empíricas. Este documento, aún vigente, considera como criterio de similitud la región político-administrativa, es decir, todas las cuencas de una misma región presentan comportamientos similares. Esfuerzos más actuales corresponden a Rubio-Álvarez & McPhee (2010), quienes intentaron identificar patrones de comportamiento hidrológico similares en la zona sur de Chile, los cursos del profesor Miguel Lagos, quien imparte un curso breve en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile para abordar la problemática PUB, Vásquez et al. (2017), quienes incorporan criterios de similitud hidrológica para la estimación de caudales de dilución usando metodología PUB, seguidos por memoristas de la profesora Ximena Vargas, que aplican y extienden este concepto a otras zonas del país (Novoa, 2017).

El último gran esfuerzo a nivel nacional corresponde a la Actualización del Balance Hídrico Nacional, en sus etapas I, II, III y IV (DGA, 2017; 2018; 2019a; 2019b), donde se utiliza el modelo grillado VIC (Liang et al., 1994) para estimar el balance hídrico en Chile continental e Isla de Pascua, incorporando un criterio de similitud que involucra atributos climáticos y geomorfológicos para la transferencia de parámetros.

Para analizar la estimación de propiedades hidrológicas en cuencas no controladas, este estudio se enfoca en la clasificación de cuencas a partir de atributos meteorológicos, hidrológicos y geomorfológicos, mediante los cuales se busca representar lo mejor posible la curva de variación estacional adimensional, esta es, la razón entre el caudal medio mensual y el caudal medio anual de cada cuenca. Así, se busca representar adecuadamente atributos hidrológicos usando solamente atributos climáticos y geomorfológicos.

ANTECEDENTES

Cuencas de estudio

A partir de la publicación de Álvarez-Garretón et al. (2018), Chile Continental cuenta con una base de datos que incluye todas las cuencas definidas por una estación fluviométrica vigente DGA, las que se muestran en la Figura 1. Las cuencas abarcan prácticamente todo el territorio nacional, exceptuando la zona sur de la región de Antofagasta y la zona de la región de Atacama. No obstante, la cantidad y distribución de cuencas permite incorporar la gran variabilidad y diversidad natural del país. Para cada una de las cuencas, se definen atributos meteorológicos, geomorfológicos e intervención antrópica, entre otros.

A pesar de la gran cantidad de información disponible, en este estudio se ocupan aquellas cuencas con bajo grado de intervención, sin embalses y que disponen de atributos hidrológicos:

- **Grado de Intervención:** Este atributo, denominado *interv_degree* en CAMELS-CL, corresponde a la razón entre los derechos de agua consuntivos y permanentes y el caudal medio anual de la cuenca.
- **Large Dam:** Indicador para la presencia de embalses catalogados como “grandes” (0 si no hay, 1 si hay).
- **Atributos hidrológicos:** Todas las cuencas con (i) información fluviométrica entre abril del año 1990 y marzo del año 2010, (ii) una cobertura de los registros mayor a 85% en dicho período y (iii) un grado de intervención menor a 0,1, tienen una estimación de atributos hidrológicos.

Para mayor detalle, se sugiere al lector revisar la publicación de Álvarez-Garretón et al. (2018), donde además se incluyen descripciones de atributos climáticos y geomorfológicos.

METODOLOGÍA

Clasificación de cuencas

Desde que Wagener et al. (2007) introdujeron el concepto de clasificación, se abrió un área de investigación que busca encontrar cuencas con características similares mediante clasificación, dando pie al traspaso de información entre cuencas perteneciente a un mismo grupo o “tipo de cuenca”. Existen varios métodos para abordar la clasificación de cuencas, tales como *K-means* o *Hierarchical Clustering*, además de métodos bayesianos. Sawicz et al. (2011) consideró este último para agrupar cuencas del este de Estados Unidos, y que se encuentra implementado en el software Autoclass-C (Stutz & Cheeseman, 1998¹). Debido a la robustez de los métodos bayesianos, se recurre al mismo software para clasificar cuencas definidas en CAMELS-CL, el que ofrece las siguientes ventajas: (i) no existe un número de grupos final que el usuario pueda imponer, por lo que la estimación depende solamente de los atributos utilizados y (ii) cada cuenca tiene una probabilidad de pertenencia a un grupo, lo que permite incorporar incertidumbre en el análisis. Sin embargo, todo proceso de agrupación de cuencas requiere de atributos que, *a priori*, son elegidos subjetivamente por el usuario, lo que repercute en los resultados obtenidos. En otras palabras, diferentes atributos (arbitrarios) implicarían distintos grupos de cuencas y, en consecuencia, un aumento en la complejidad para estimar variables y/o atributos relacionados con la escorrentía.

Adicionalmente, la implementación del software Autoclass-C permite el uso de atributos numéricos, así como atributos discretos, por lo que prácticamente todos los atributos de CAMELS-CL se pueden incorporar en el análisis.

Para la implementación de la clasificación de cuencas, se recurre a atributos de la base de datos CAMELS-CL (Álvarez-Garretón et al., 2018). En primer lugar, se escogieron cuencas en régimen natural considerando dos criterios:

¹ Disponible en la [página web de la NASA](#)

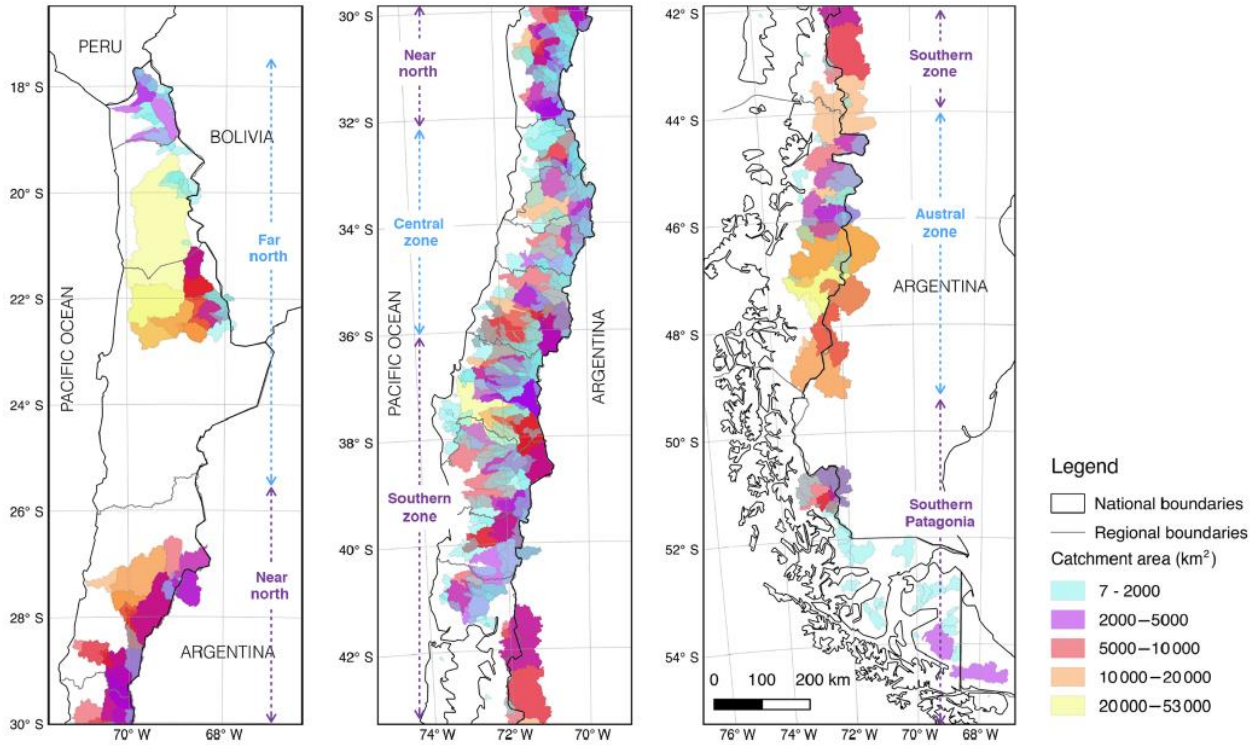


Figura 1. Delimitación de 516 cuencas definidas en CAMELS-CL. Extraída de Álvarez-Garretón et al. (2018).

i. El índice de intervención de la cuenca debe ser bajo, lo que se cuantifica mediante el atributo *interv_deg*. Para este estudio se considera que una cuenca en “régimen natural” debe cumplir $interv_deg < 0,05$, es decir, el caudal de los derechos de agua permanentes y continuos dentro de la cuenca no puede superar el 5% del caudal medio anual

ii. No pueden existir embalses “grandes” dentro de la cuenca, lo que implica imponer que todas las cuencas consideradas en régimen natural posean un valor $large_Dam = 0$.

Posteriormente, se seleccionan los atributos que se incorporan en el análisis, los que se agrupan en tres categorías: climáticos, hidrológicos y geomorfológicos:

i. **p-seasonality**: este índice cuantifica el acoplamiento entre el período de mayor precipitación con el de mayor temperatura, dado por la ecuación (1):

$$\delta_p^* = \delta_p \text{sgn}(\Delta T) \cos(2\pi(s_p - s_T)/\tau) \quad (1)$$

Donde los valores de δ_p , ΔT , s_p , s_T y τ provienen de las ecuaciones presentadas en (2):

$$\begin{aligned} T(t) &= \bar{T} + \Delta T \sin(2\pi(t - s_T)/\tau) \\ C(t) &= \bar{P} [1 + \delta_p \sin(2\pi(t - s_p)/\tau)] \end{aligned} \quad (2)$$

Donde T y P hacen referencia a la temperatura y la precipitación, respectivamente, t al tiempo, τ a la duración de un año hidrológico (365,25 días), mientras que el resto de los valores corresponden al desfase (s_T , s_p) y la amplitud (ΔT , δ_p) de la curva sinusoidal que representan un año promedio a nivel diario.

ii. Índice de Áridex: corresponde a la razón entre la evapotranspiración potencial y la precipitación media anual

$$IA = PET/P \quad (3)$$

iii. *Frac_snow*: cuantifica la fracción de los eventos de precipitación que caen como nieve.

iv. *P_summer_winter*: corresponde a la relación entre la precipitación total en los meses de verano y la precipitación acumulada en los meses de invierno.

v. *Runoff ratio (RR)*: Corresponde a la razón entre la escorrentía y la precipitación.

$$RR = Q/P \quad (4)$$

vi. *Streamflow Elasticity*: sensibilidad de la escorrentía frente a cambios en la precipitación.

vii. *Slope fdc*: pendiente de la curva de duración de caudales (en escala logarítmica) entre los percentiles 33 y 66%.

viii. *Baseflow Index*: razón entre los flujos base y el caudal medio anual.

- ix. Q_{summer_winter} : razón entre el caudal medio de verano y el caudal medio de invierno.
- x. $Elev_mean$: elevación media de la cuenca.
- xi. $Grass_frac$: fracción de la cuenca cubierta por pasto.
- xii. $shrub_frac$: fracción de la cuenca cubierta por matorrales.
- xiii. $barren_frac$: fracción de la cuenca con suelo desnudo.
- xiv. fp_frac : porcentaje de la cuenca cubierta por bosque.
- xv. $slope_mean$: pendiente media de la cuenca.
- xvi. $Geol_class_1st$: Clase geológica dominante en la cuenca.
- xvii. $Geol_class_2nd$: Segunda clase dominante en la cuenca.

Las clasificaciones realizadas consideran distintas combinaciones de atributos, con descriptores únicamente hidrológicos, climáticos, o geomorfológicos (tres clasificaciones), y posibles combinaciones entre ellos (N clasificaciones adicionales). Para una clasificación c cualquiera, se generan K_c grupos, es decir, cada una de las clasificaciones puede resultar en distintos números de grupos. La calidad de la clasificación, en términos hidrológicos, es evaluada de acuerdo al grado de similitud que presenten cuencas de un mismo grupo en cuanto a la curva de variación estacional adimensional de caudal, la que queda definida según la ecuación (5):

$$Q'_{mm}(i) = Q_{mm}(i)/Q_{ma} \quad (5)$$

Donde $Q_{mm}(i)$ corresponde al caudal medio mensual de una cuenca en el mes i ($i = 1, \dots, 12$), Q_{ma} es el caudal medio anual, y Q'_{mm} corresponde al caudal medio mensual adimensional. Como resultado del análisis de n cuencas se obtienen K_c grupos, donde cada uno tendrá n_k cuencas. Por lo tanto, cada mes se tendrán n_k valores de Q'_{mm} que permiten estimar un coeficiente de dispersión σ asociado a ese mes y grupo en particular. La Figura 2 ilustra este procedimiento mediante curvas de variación estacional adimensionales (CVEa) para n_k cuencas pertenecientes a un mismo grupo k (con $k = 0, 1, 2, \dots, K_c$). En este trabajo, se considera que σ corresponde a la desviación estándar. En consecuencia, para una clasificación c , se pueden obtener las siguientes métricas:

- i. Promedio de la desviación estándar para cada mes según la clasificación c : para cada una de las clasificaciones, existirán K_c valores de $\sigma_k(m)$, donde k hace referencia al grupo, y m al mes. En consecuencia, es posible definir un valor para cada mes y cada clasificación mediante la ecuación (6):

$$\sigma_c(m) = \text{mediana}[\sigma_c^1(m), \sigma_c^2(m), \dots, \sigma_c^{K_c}(m)] \quad (6)$$

- ii. Mediana de la clasificación c : para cada clasificación, existirán $12K_c$ valores de sigma, para los cuales es posible obtener una medida estadística. En este caso, se considera la mediana de los $12K_c$ valores para σ .

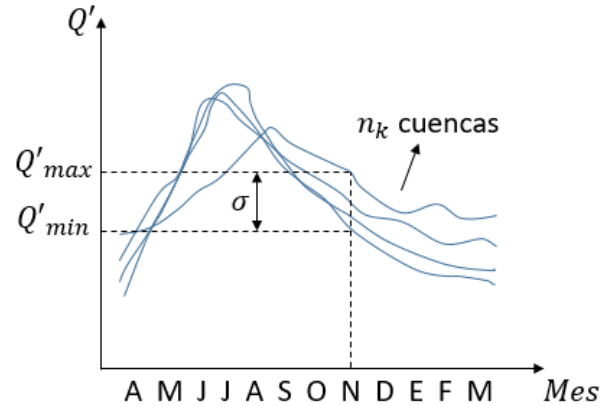


Figura 2. Ejemplo de CVEa para n_k cuencas pertenecientes al grupo k de la clasificación c Año hidrológico entre abril y marzo.

RESULTADOS

Cuencas en régimen natural

Usando como criterios para definir una cuenca en régimen natural los atributos $inter_degree < 0,05$ e $large_Dam = 0$, se obtienen 130 cuencas en “régimen natural” distribuidas a lo largo del país, aunque muy pocas entre las regiones de Arica y Parinacota y Atacama, lo mismo en la región de Aysén.

Es necesario destacar que las cuencas seleccionadas solamente consideran derechos permanentes y consuntivos, por lo que es probable que algunas de ellas tengan intervención proveniente de derechos no consuntivos. Sin embargo, la complejidad para identificar tanto la ubicación de las bocatomas, así como las respectivas restituciones, impide, en esta etapa, realizar un catastro a nivel nacional, sin perjuicio que la definición de “régimen natural” puede estar sujeta a revisión y mejora.

En la Figura 3 se muestra la distribución espacial de las cuencas seleccionadas, junto con la precipitación media anual según el producto CR2MET (DGA, 2017). Entre las regiones de Antofagasta y Atacama no hay cuencas seleccionadas, principalmente debido a que CAMELS-CL no considera estaciones en dicha región, pues se aplicaron diversos filtros para incorporar una estación fluviométrica a CAMELS-CL, como por ejemplo, la vigencia de la estación (para mayor detalle acerca de los filtros incorporados, se sugiere Alvarez-Garretón et al., 2018). Lo mismo ocurre en las regiones de Aysén y Magallanes. Respecto a la precipitación, se aprecian dos gradientes a nivel de Chile Continental: uno claramente

latitudinal, con bajas precipitaciones en el Norte y altas precipitaciones en Sur, y otro longitudinal entre las regiones Metropolitana y Los Lagos, con un fuerte gradiente entre Costa y Cordillera, donde varias cuencas sobrepasan los 2.000 mm/año (Álvarez-Garretón et al., 2018).

Clasificaciones realizadas

Para representar lo mejor posible la *CVEa*, se efectuaron 16 clasificaciones con distintas combinaciones de atributos, los cuales se muestran en la Tabla 1. A pesar de que se busca encontrar agrupaciones que contengan cuencas con similar *CVEa* a partir de atributos que no consideren información de escorrentía, de todas maneras, se efectúan clasificaciones considerando atributos hidrológicos para verificar si es posible representar adecuadamente la *CVEa* si se incluye información de caudal.

En las clasificaciones realizadas, el rango del valor de K_c varía entre 2 y 13 agrupaciones, considerando entre 2 y 13 atributos en total para las cuencas en régimen natural según criterios de *interv_degree* y *large_Dam* (Álvarez-Garretón et al., 2018).

Para cada una de las clasificaciones, se obtuvo $\sigma_c(m)$, ordenándose de menor a mayor los valores de cada mes (Figura 4). Debido a que se analiza la dispersión en las curvas de duración para las cuencas de un mismo grupo y clasificación, es posible comparar entre clasificaciones de manera directa. A modo de ejemplo, para el mes de febrero, se tiene el valor de la dispersión según el tamaño del círculo, mientras que en color se encuentran las 16 clasificaciones ordenadas desde la que tiene la menor dispersión promedio para febrero (color azul) a la que tiene la mayor dispersión (color rojo).

Los meses con menores montos de $\sigma_c(m)$ corresponden a abril y mayo, mientras que el resto de los meses presentan valores que abarcan todo el espectro.

De la Figura 4 resaltan las clasificaciones c02, c08, c11, c12, c14 y c16, pues tienen varios meses donde la dispersión es baja y, en consecuencia, obtienen las primeras posiciones para cada mes (colores azules). De especial interés resultan las clasificaciones c02 y c16, pues, para prácticamente todos los meses, tienen valores de dispersión $\sigma_c(m)$ bajos respecto al resto de las clasificaciones.

Comparando clasificaciones que sólo usan atributos climáticos, se encuentran c01 y c02, donde la diferencia entre ambas corresponde al atributo *p_summer_winter*, que corresponde al único parámetro que entrega nociones sobre la distribución de la precipitación durante el año. La inclusión de este atributo permite mejorar la separación de la *CVEa* entre cuencas, pues, para todos los meses, se presenta una mejora en la posición de la clasificación. Esto se aprecia claramente gracias a que en la clasificación c01 dominan los colores rojos (malas posiciones), mientras que en la clasificación c02 dominan fuertemente los colores azules. Esto puede

explicarse por el cambio importante en la cantidad de grupos obtenidos. En el caso de c01, el número de grupos $K_c = 7$, mientras que para c02, $K_c = 13$, prácticamente el doble.

Respecto a las clasificaciones que consideran solamente atributos hidrológicos (c03 y c08), las diferencias en los grupos obtenidos en ambos casos se producen por la inclusión del atributo *q_summer_winter*. Al igual que en el caso de las clasificaciones usando solamente atributos climáticos, en el caso de los atributos hidrológicos la incorporación de *q_summer_winter* permite incorporar información acerca de la distribución de escorrentía durante el año, lo que mejora la representación de la *CVEa*.

Las clasificaciones c04, c05, c06, c12 y c13 corresponden a clasificaciones según atributos geomorfológicos. En el caso de las tres primeras (c04, c05 y c06), los resultados son inferiores al resto de las clasificaciones, mientras que las clasificaciones c12 y c13 mejoran, aunque sólo una (c12) destaca entre las clasificaciones con mejores resultados. La diferencia la produce la inclusión del atributo *fp_frac* (fracción de área cubierta por bosque) que, si bien mejora los resultados, no logra ser suficiente como para alcanzar los resultados de la clasificación c02, que considera solamente atributos climáticos.

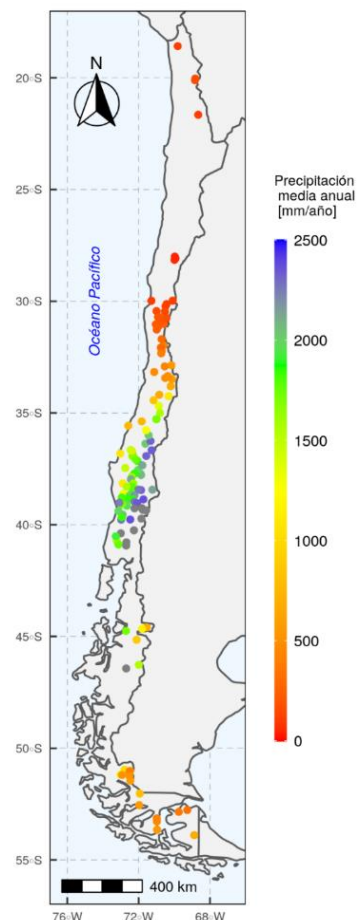


Figura 1. Precipitación media anual según CR2MET

Tabla 1. Número de atributos considerados y agrupaciones (K_c) encontradas para cada una de las clasificaciones efectuadas mediante Autoclass-C.

Clasificación		c01	c02	c03	c04	c05	c06	c07	c08	c09	c10	c11	c12	c13	c14	c15	c16
N.º grupos mejor clasif.		7	13	5	6	2	6	8	7	9	9	11	10	10	12	12	11
Nº Atributos		3	4	4	5	4	7	7	5	8	8	7	6	8	9	12	17
Atributos																	
Climáticos	p-seasonality	x	x					x		x	x	x			x	x	x
	Índice de Aridez	x	x					x		x	x	x			x	x	x
	frac. Snow	x	x					x		x	x	x			x	x	x
	p summer winter		x								x				x	x	x
Hidroológicos	runoff ratio			x				x	x	x	x				x		x
	streamflow elasticity			x				x	x	x	x				x		x
	slope fdc			x				x	x	x	x				x		x
	baseflow index			x				x	x	x	x				x		x
	q summer winter								x	x					x		x
Geomorfológicos	Elev. Mean				x	x	x					x	x	x		x	x
	grass frac				x		x					x	x	x		x	x
	shrub frac				x		x					x	x	x		x	x
	fp_frac												x	x		x	x
	barren_frac				x		x					x	x	x		x	x
	slope mean				x	x	x						x	x		x	x
	geol_class_1st					x	x							x		x	x
	geol_class_2nd					x	x							x		x	x

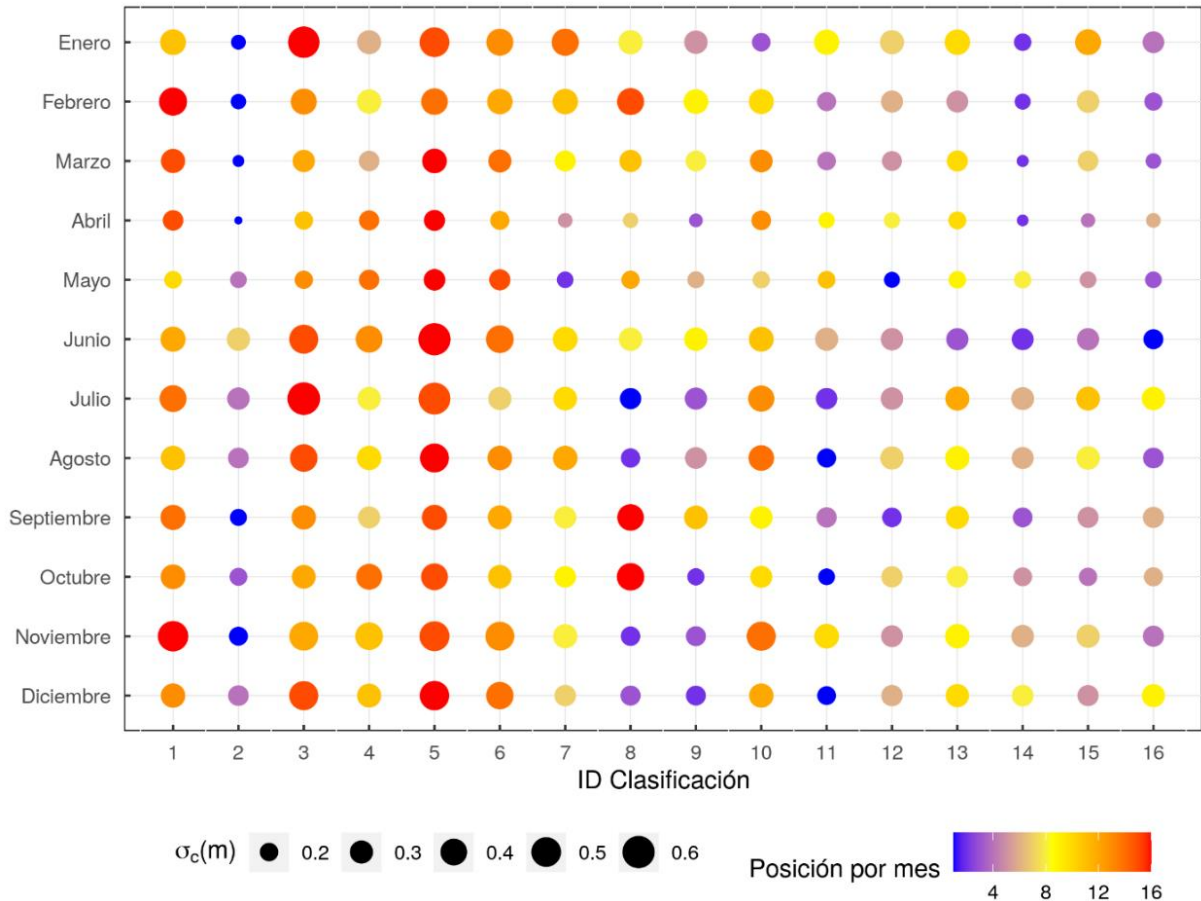


Figura 2. Estimación de la dispersión mediante el coeficiente $\sigma_c(m)$ y la posición respecto a cada mes para cada una de las clasificaciones. Círculos pequeños y azules representan una baja dispersión.

En el resto de las clasificaciones, destacan todas aquellas que incorporan atributos climáticos y/o hidrológicos, lo cual refuerza la idea de que la capacidad para estimar atributos hidrológicos espacialmente está fuertemente influenciada por la inclusión de atributos climáticos, en detrimento de los atributos geomorfológicos (Addor et al., 2018).

Considerando la dispersión entre todos los coeficientes $\sigma_c(m)$ para una misma clasificación c , es posible ordenar las clasificaciones según su desempeño. En la Figura 5, **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestran las clasificaciones ordenadas según la mediana de los valores $\sigma_c(m)$, donde se corrobora que las clasificaciones con los valores más bajos de dispersión corresponden a c02 y c16, seguidas por c14, c09 y c11.

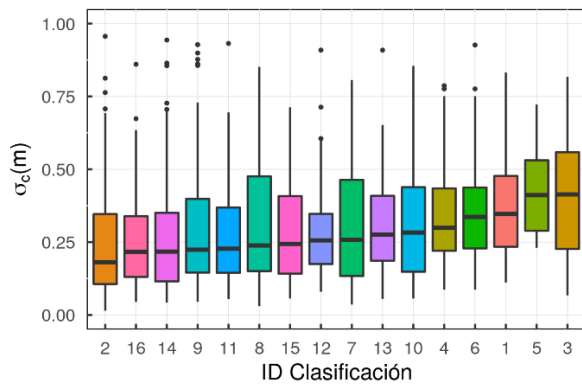


Figura 5. Dispersiones de las clasificaciones ordenadas según la mediana de los valores $\sigma_c(m)$.

En estas cinco clasificaciones, se incorporan atributos climáticos, mientras que la clasificación c16 incorpora todos los atributos disponibles. Para representar la *CVEa* en cuencas no controladas, no se pueden incorporar atributos hidrológicos, a menos que éstos se regionalicen, y luego se realice una clasificación de cuenca incorporando las estimaciones de dichos atributos. Para efectos de análisis, se presentan los resultados de las clasificaciones c02, c11 y c16, pues corresponden a casos de interés donde se incluyen exclusivamente atributos climáticos (c02), climáticos y geomorfológicos (c11) y la combinación de las tres clases de atributos (c16), lo que permite comparar como cambian las *CVEa* en cada caso. En la Figura 6 se presenta la distribución espacial de los grupos de cuencas encontrados según cada una de las clasificaciones. En cada caso, se presentan los colores con la distinción entre grupos, los cuáles no son comparables entre clasificaciones, pues cada una tiene una cantidad distinta de agrupaciones K_c . No obstante, a pesar de que existen distintos grupos, existen similitudes entre la distribución espacial de las cuencas, las que se mencionan a continuación:

- i. Cuencas del extremo norte: En las tres clasificaciones, las cuencas del extremo norte quedan claramente separadas de las del resto del país. Sin embargo, en el caso de la clasificación c02, las cuencas de la región de Atacama quedan excluidas de dicho grupo.
- ii. Región de Aysén: en las tres clasificaciones, estas cuencas quedan claramente diferenciadas de cualquier otro grupo, dando cuenta de las particulares condiciones hidro-climáticas de la región.
- iii. Cuencas costeras: en las tres clasificaciones, las cuencas costeras entre las regiones de Coquimbo y Araucanía se agrupan (aproximadamente), en el mismo conjunto de cuencas a pesar del gradiente latitudinal de precipitaciones.

Luego siguen aquellas zonas donde se puede inferir la presencia de ciertos grupos, pero existen ciertas variaciones entre las tres clasificaciones, las que se detallan a continuación:

- iv. Cuencas costeras en las regiones de Los Lagos y Los Ríos.
- v. Cuencas de alta montaña entre regiones de Coquimbo y Araucanía.
- vi. Cuencas con área en sector precordillerano.
- vii. Cuencas de valle entre regiones de Ñuble y Araucanía.

En la Figura 7 se muestran las *CVEa* para cada una de las 130 cuencas distribuidas en los $K_c = 11$ grupos definidos según la clasificación c16, que corresponde al caso más interesante debido a que integra las tres fuentes de información y, en consecuencia, permite el análisis integral de una cuenca. En varios de los grupos, se aprecia una buena definición de la *CVEa*, como los grupos 1, 2, 3, 6, y 10, mientras que en el resto de los grupos las cuencas presentan un comportamiento más variable, con *CVEa* que presentan mayor dispersión en algunos meses como en los grupos 0, 4, 5, 7, y 9. Sin embargo, en términos generales, cada uno de los grupos representa satisfactoriamente a un mismo tipo de cuenca de regímenes diferentes, por ejemplo.

Un caso particular corresponde al grupo 0, donde una cuenca presenta una *CVEa* poco esperable, con cambios drásticos de un mes a otro. Estos comportamientos se podrían explicar por la definición de cuenca en régimen natural, que no incluye explícitamente los derechos no consuntivos, lo que podría incorporar ruido al análisis y *CVEa* intervenidas.

A partir de la Figura 7 se aprecia que existen varios grupos con *CVEa* similares, como los grupos 1 y 2, por ejemplo. Para entender mejor por qué dichas cuencas quedan en grupos separados, es necesario analizar los atributos con los cuales se realiza la clasificación. En la

Figura 8 se presentan los atributos ordenados según la mediana de cada uno de los grupos. Para algunos atributos, se aprecia que cada uno de los grupos tiene rangos bien diferenciados. En el caso de los grupos 1 y 2, que presentan *CVEa* similares, presentan diferencias en los atributos de fracción de pasto, fracción de matorrales, fracción de bosque, índice de aridez y

baseflow index, mientras que en el resto de los atributos no se aprecian grandes diferencias. Esto da cuenta de la compleja relación entre atributos y comportamiento hidrológico, y de lo necesario de entender que causa en cada cuenca el comportamiento registrado en las estaciones fluviométricas.

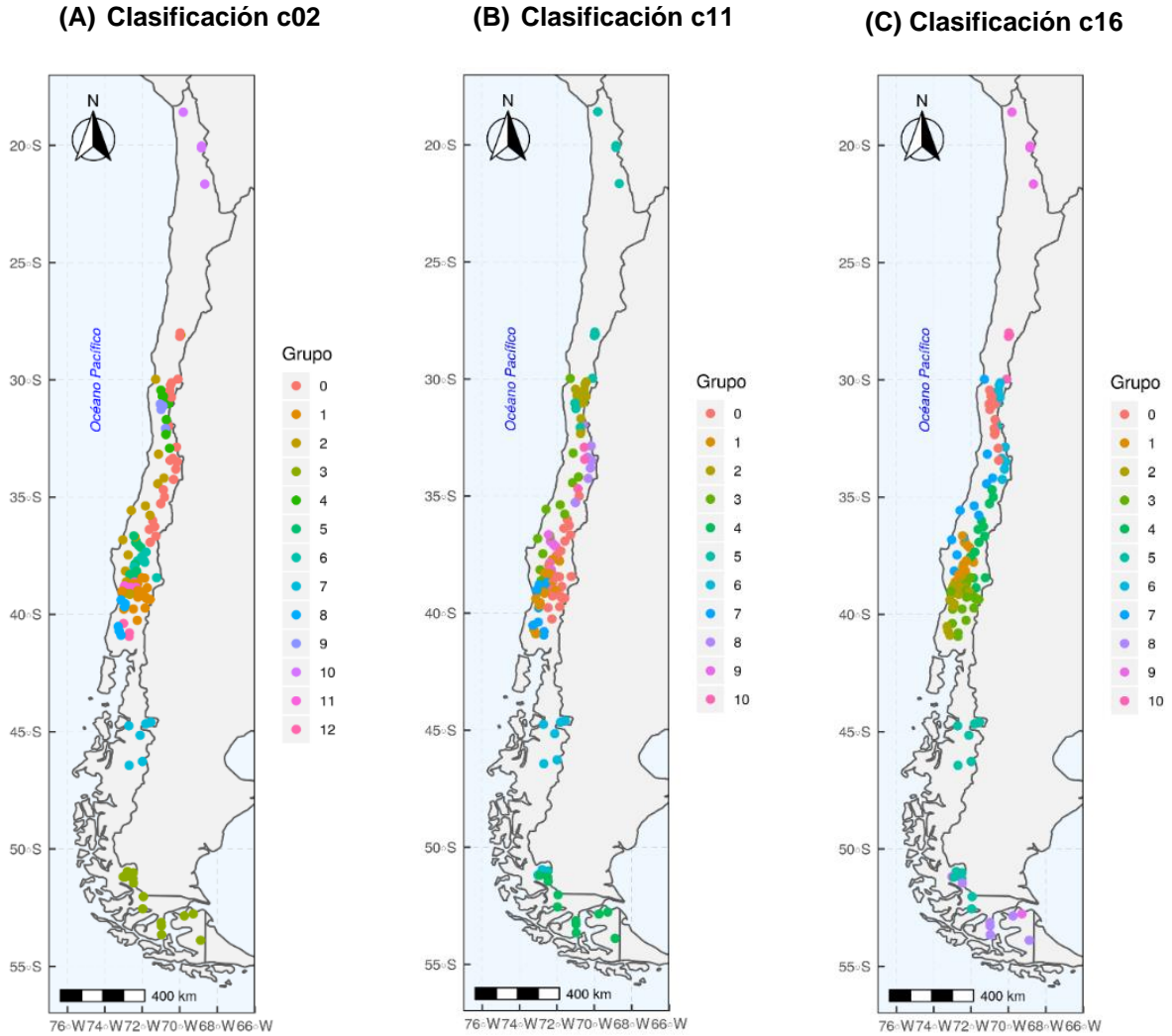


Figura 6. Comparación entre los grupos resultantes entre las clasificaciones c02, c11 y c16. Cada clasificación representa grupos distintos y, en consecuencia, los colores no son comparables entre clasificaciones.

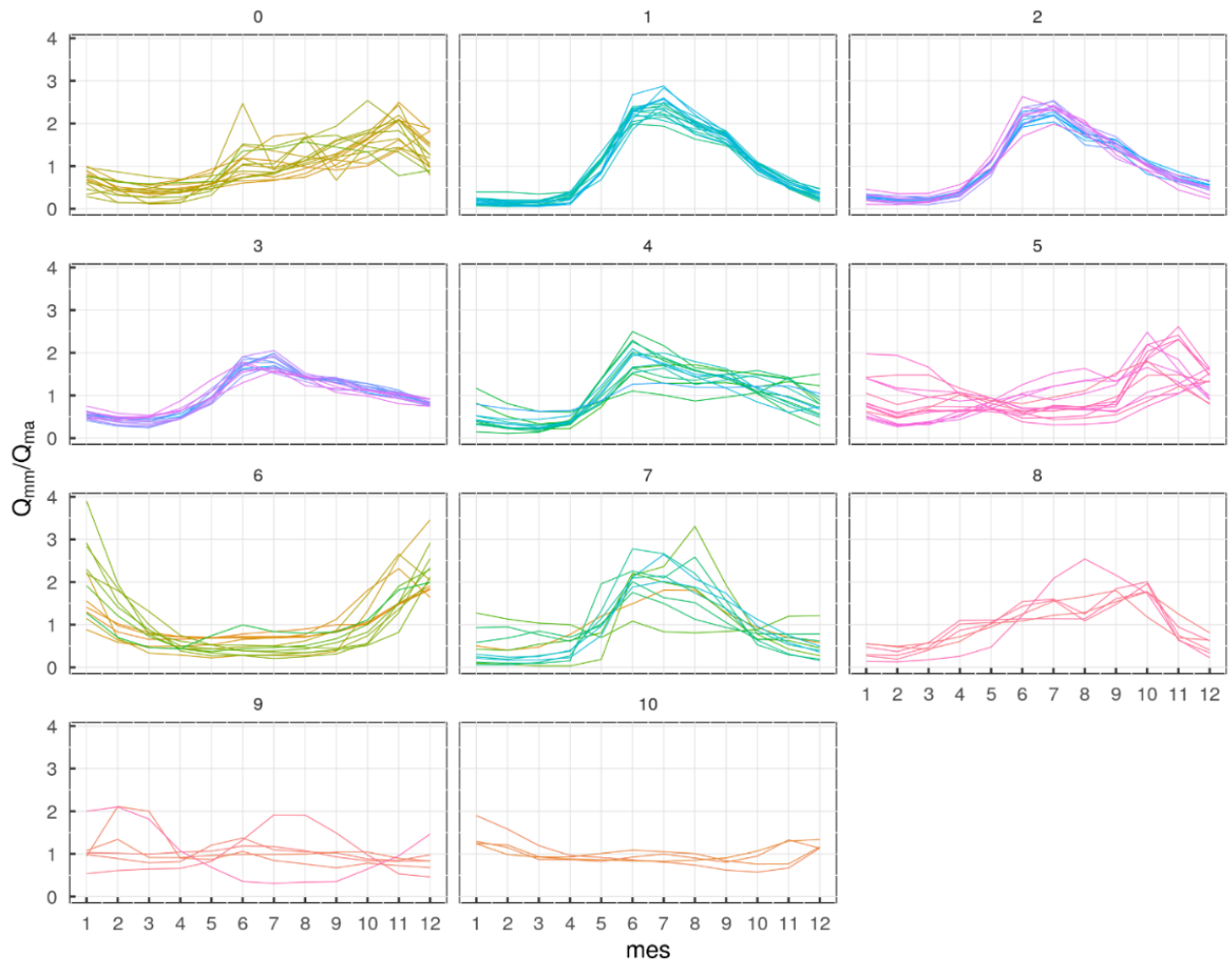


Figura 7. Grupo de cuencas según la clasificación c16. La numeración de K_c parte en 0, pues el programa Autoclass-C así lo define. Q_{mm} y Q_{ma} representan al caudal medio mensual y caudal medio anual respectivamente. La numeración de los meses sigue al año calendario: 1 para enero, 12 para diciembre.

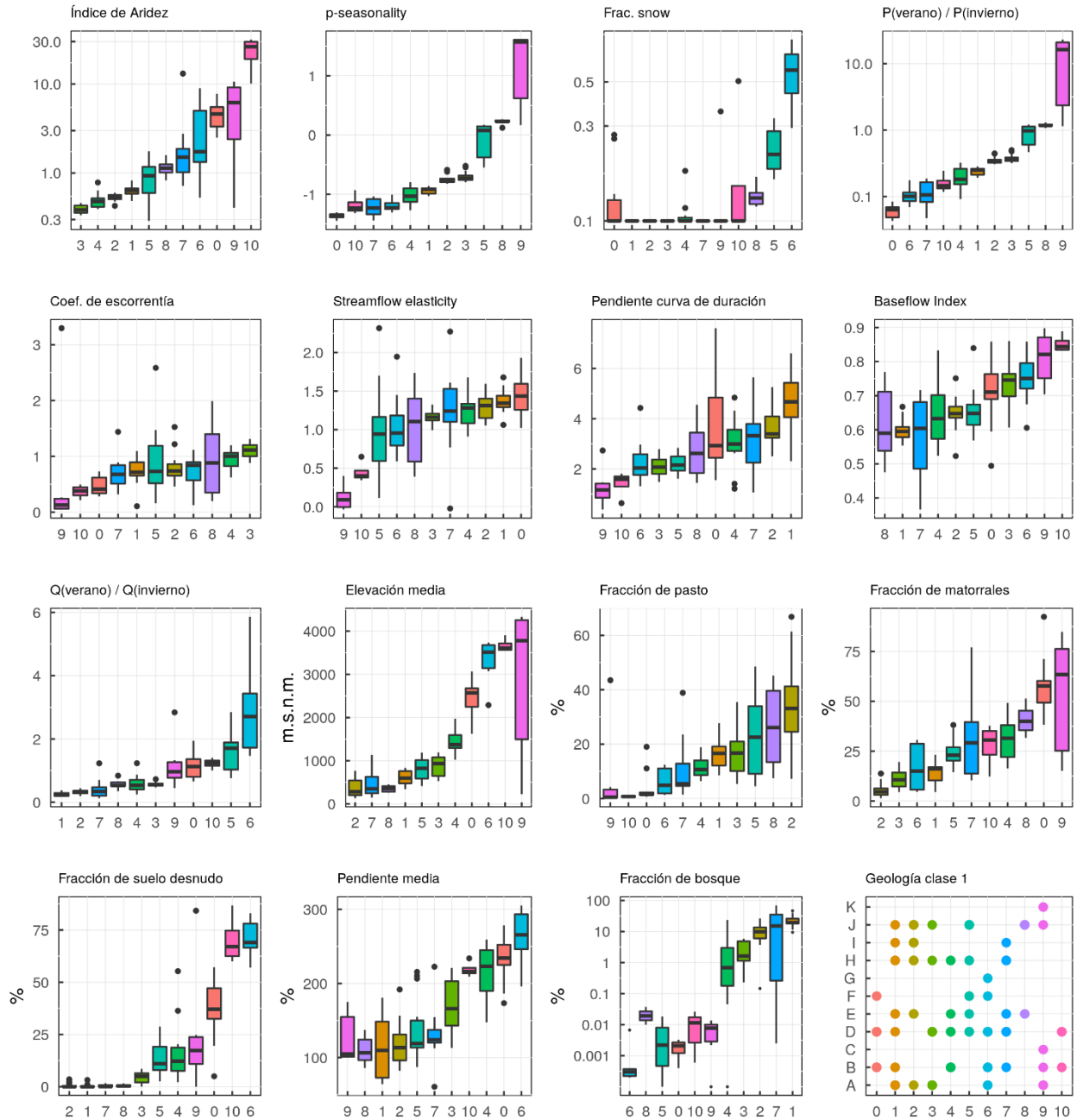


Figura 9. Distribución de atributos climáticos, hidrológicos y geomorfológicos según grupos encontrados en clasificación c16. Para los grupos geológicos, revisar el Anexo 1.

Otros grupos de cuencas quedan claramente diferenciados, como el grupo 10, que presenta la aridez más alta (ubicados en el extremo norte del país), con caudales relativamente constantes en el tiempo, lo que se ve reflejado en altos valores de flujo base (*baseflow index*). El grupo 0, que presenta valores altos del índice de aridez, ofrece los valores más bajos de *p-seasonality*, con cuencas ubicadas en la zona cordillerana de las regiones de Coquimbo y Valparaíso, cubiertas, principalmente, de matorrales y suelo desnudo. El grupo 4 está compuesto por cuencas ubicadas en la zona cordillerana de las regiones del Maule, Ñuble y Biobío,

se caracteriza por bajos índices de aridez, suelos dominados por pastos y matorrales y alta pendiente. El grupo 5 corresponde a las cuencas de la región de Magallanes, con valores de *p-seasonality* positivos y negativos (el único grupo con esta característica) y una distribución de precipitaciones equivalente entre invierno y verano. El grupo 6 cubre cuencas entre las regiones de Coquimbo y Valparaíso que se encuentran ubicadas en alta montaña, donde la precipitación cae mayoritariamente como nieve. El grupo 7 representa a cuencas costeras entre las regiones de Coquimbo y Araucanía (la cuenca de Coquimbo representa un *outlier*

en la precipitación media anual, la que se muestra en la Figura 9) y explicaría la cuenca que tiene un comportamiento extraño en la distribución intra-anual del caudal. El grupo 8 está compuesto por cuencas de la región de Magallanes, con valores estrictamente positivos del atributo *p-seasonality* (solo dos grupos cumplen esta condición). El grupo número 9 está compuesto por cuencas del extremo norte del país, así como de la región de Magallanes. Presenta valores bajos de caudal medio anual (es el que presenta la menor escorrentía) y también es el grupo con valores de *CVEa* que presenta la mayor dispersión entre todos los grupos, lo que resulta coherente debido a que se encuentra en un mismo grupo de cuencas pertenecientes a los dos extremos del país. Finalmente, el grupo 10 se encuentra compuesto por cuencas de las regiones de Atacama y Coquimbo con altos valores de aridez y bajos valores de *p-seasonality*, ubicadas en zonas de alta montaña.

Adicionalmente, se presentan atributos comúnmente usados para diferenciar cuencas, como la precipitación o la escorrentía anual. En la Figura 9 se encuentran los grupos según la clasificación c16, donde se aprecia que la distribución de áreas de las cuencas presenta un amplio rango, mientras que la precipitación y la escorrentía se encuentran fuertemente ligados. Sin embargo, es necesario destacar que, al ordenar los grupos según precipitación, no se repite el mismo orden si se ordenan los grupos según escorrentía y, además, la dispersión es distinta entre ambas variables, lo que da cuenta de la compleja interacción entre la cantidad de masa que entra a una cuenca (generalmente sólo precipitación) y la que sale como evapotranspiración y escorrentía, pues la estimación de estos flujos depende de los flujos de energía (interacción atmósfera-superficie, por ejemplo) y de masa que se produce al interior de una cuenca.

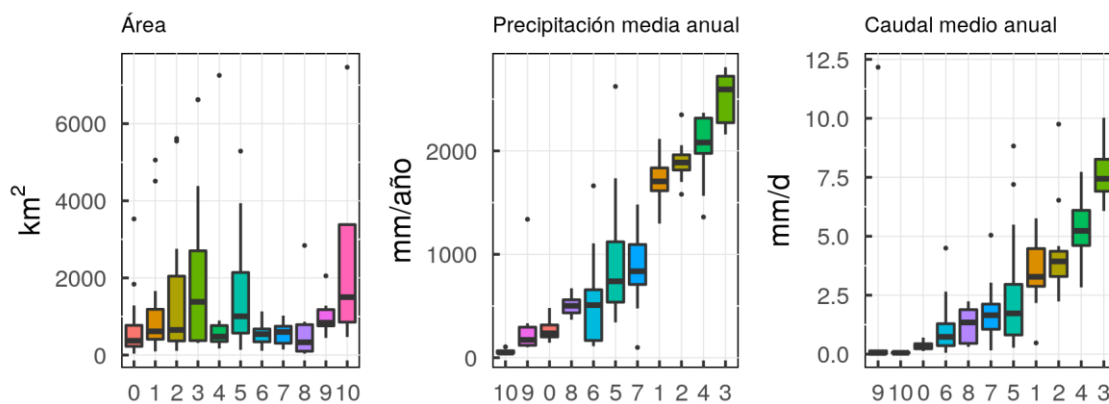


Figura 9. Atributos adicionales no incorporados en la clasificación c16.

CONCLUSIONES

En este trabajo, se aborda la clasificación de cuencas mediante atributos climáticos, hidrológicos y geomorfológicos utilizando el software Autoclass-C, el cual aborda la clasificación mediante un enfoque bayesiano. Respecto al método bayesiano, se destaca la menor intervención del usuario respecto a la definición de grupos finales, pues éste solamente decide los atributos con los cuales se realiza la clasificación. Al incorporar los tres tipos de atributos, se encuentran grupos de cuencas con comportamientos hidrológicos claramente diferenciados (medidos según la curva de variación estacional adimensional, *CVEa*). Este comportamiento, que en términos de *CVEa* puede ser similar entre grupos (según clasificación c16), puede explicarse por diferencias considerables entre atributos, es decir, distintas configuraciones en atributos climáticos y geomorfológicos implican comportamientos iguales o diferentes en la distribución intra-anual de la escorrentía, comprobando que aún es complejo identificar las causas que explican el

comportamiento registrado en estaciones pluviométricas. Sin embargo, este trabajo contribuye a la comprensión de cuencas que se comportan (según los atributos y criterios escogidos) de manera similar, lo que beneficiaría la comprensión de las cuencas al momento de efectuar simulaciones hidrológicas mediante modelos hidrológicos, regionalización de parámetros, etc. Adicionalmente, contribuye a una posible actualización de los criterios y metodologías consideradas para establecer regionalización de parámetros que actualmente se encuentra vigente en documentos oficiales de la DGA.

Los resultados muestran que aún es necesario estudiar las causas que determinan el comportamiento hidrológico de las cuencas, tanto en un contexto local, como uno global que permite elaborar teorías genéricas entre cuencas. Frente a ello, algunas limitaciones se encuentran en la baja cantidad de estaciones en las regiones extremas del país, así como la poca o nula medición en cuencas de alta montaña. Para comprender adecuadamente el origen de la escorrentía, es necesario avanzar en ambos frentes.

Finalmente, se muestra que a partir de índices adimensionales es posible diferenciar satisfactoriamente atributos generalmente considerados en la Hidrología, como la precipitación o la escorrentía media anual. Esto sugiere que es necesario crear más y mejores índices que entreguen información acerca de las cuencas, más allá de los montos absolutos comúnmente usados.

AGRADECIMIENTOS. Agradezco enormemente el constante apoyo y motivación que hasta el día de hoy recibo de parte de la profesora Ximena Vargas y del profesor Pablo Mendoza, quienes me motivan cada día a seguir en el camino de la Hidrología.

REFERENCIAS

Addor, N., Nearing, G., Prieto, C., Newman, A. J., Le Vine, N., & Clark, M. P. (2018). A ranking of hydrological signatures based on their predictability in space. *Water Resources Research*, 54(11), 8792-8812.

Álvarez-Garretón, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., ... & Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies-Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817-5846.

Arsenault, R., & Brissette, F. P. (2014). Continuous streamflow prediction in ungauged basins: The effects of equifinality and parameter set selection on uncertainty in regionalization approaches. *Water Resources Research*, 50(7), 6135-6153.

Beck, H. E., van Dijk, A. I., De Roo, A., Miralles, D. G., McVicar, T. R., Schellekens, J., & Bruijnzeel, L. A. (2016). Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*, 52(5), 3599-3622.

DGA (1987). Balance Hídrico Nacional. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile. Disponible online en <http://sad.dga.cl/>.

DGA (1995). Manual de crecidas y caudales mínimo en cuencas sin información fluviométrica. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile. Disponible online en <http://sad.dga.cl/>.

DGA (2017). Metodología para la Actualización del Balance Hídrico Nacional, IT N° 404. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios Planificación, Santiago, Chile. Realizado por Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile.

DGA (2018). Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas norte y centro, SIT N° 435. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios Planificación, Santiago, Chile. Realizado por Fundación para la Transferencia Tecnológica y Pontificia Universidad Católica de Chile.

DGA (2019). Aplicación de la metodología de actualización del Balance Hídrico Nacional en la macrozona Sur y parte Norte de la Macrozona Austral. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios Planificación, Santiago, Chile. Realizado por Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile.

DGA (2019). Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de la parte sur de la macrozona austral e isla de Pascua, SIT N° 444. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Blöschl, G., Sivapalan, M., Savenije, H., Wagener, T., & Viglione, A. (Eds.). (2013). *Runoff prediction in ungauged basins: synthesis*

across processes, places and scales. Cambridge University Press.

Blöschl, G., & Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological processes*, 9(3-4), 251-290.

de Lavenne, A., Boudhraâ, H., & Cudennec, C. (2015). Streamflow prediction in ungauged basins through geomorphology-based hydrograph transposition. *Hydrology Research*, 46(2), 291-302.

Fierro, I & Vargas, X. (2018). Determinación de zonas homogéneas en la región del Biobío, Chile, para estimar caudales disponibles para dilución en cuencas sin control fluviométrico. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Li, M., Shao, Q., Zhang, L., & Chiew, F. H. (2010). A new regionalization approach and its application to predict flow duration curve in ungauged basins. *Journal of Hydrology*, 389(1-2), 137-145.

Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., & Burges, S. J. (1994). A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D7), 14415-14428.

Novoa, R & Vargas, X. (2017). Propuesta de actualización de la determinación de caudales disponibles para dilución en cuencas sin control fluviométrico en Chile. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.

Pomeroy, J. W., Spence, C., & Whitfield, P. H. (2013). Putting prediction in ungauged basins into practice. *Canmore, Alberta: Canadian Water Resources Association.*

Razavi, T., & Coulibaly, P. (2013). Streamflow prediction in ungauged basins: review of regionalization methods. *Journal of hydrologic engineering*, 18(8), 958-975.

Rubio-Álvarez, E., & McPhee, J. (2010). Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952–2003. *Water Resources Research*, 46(5).

Sawicz, K., Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P. A., & Carrillo, G. (2011). Catchment classification: empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 8(3).

Sivapalan, M. (2003). Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology. *Hydrological Processes*, 17(15), 3163-3170.

Stutz, J., Taylor, W., & Cheeseman, P. (1998). *AutoClass C-General Information*. NASA, Ames Research Center.

Vásquez, N; Vargas, X & Cepeda, J. (2017). Análisis del uso de curvas de duración para la estimación de caudales de dilución en cuencas sin control fluviométrico. Congreso XXIII SOCHID, 2017, Valparaíso.

Wood, E. F., Sivapalan, M., & Beven, K. (1990). Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, 28(1), 1-18.

Yadav, M., Wagener, T., & Gupta, H. (2007). Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in water resources*, 30(8), 1756-1774.

ANEXO 1: CLASIFICACIÓN GEOLÓGICA CONSIDERADA SEGÚN CAMELS-CL

ID	Clase
A	Piroclástico/Pyroclastics
B	Rocas Volcánicas ácidas /Acid volcanic rocks

ID	Clase
C	Rocas Volcánicas intermedias / Intermediate volcanic rocks
D	Rocas plutónicas ácidas / Acid plutonic rocks
E	Sedimentos no consolidados / Unconsolidated sediments
F	Mezcla de rocas sedimentarias / Mixed sedimentary rocks
G	Rocas sedimentarias carbonatadas / Carbonate sedimentary rocks
H	Rocas volcánicas básicas / Basic volcanic rocks
I	Metamórficas / Metamorphics
J	Rocas sedimentarias siliciclástica / Siliciclastic sedimentary rocks
K	Hielo y glaciares / Ice and glaciers
L	Rocas plutónicas intermedias / Intermediate plutonic rocks
M	Cuerpos de agua / Water bodies

ANEXO 2: LISTADO DE CUENCAS SEGÚN CLASIFICACIÓN C16

Grupo c16	Probabilidad de pertenencia	gauge ID CAMELS-CL (BNA DGA)	Nombre
0	1,000	4503001	Río Hurtado En Angostura De Pangué
0	1,000	4512001	Río Tascadero En Desembocadura
0	1,000	4513001	Río Grande En Cuyano
0	0,999	4514001	Río Mostazal En Cuestecita
0	1,000	4515002	Río Mostazal En Caren
0	1,000	4522002	Río Rapel En Junta
0	1,000	4523002	Río Grande En Puntilla San Juan
0	1,000	4530001	Río Cogotí En Fraguaita
0	1,000	4531002	Río Cogotí Entrada Embalse Cogotí
0	1,000	4533002	Río Pama En Valle Hermoso
0	0,999	4712001	Río Chalinga En La Palmilla
0	1,000	5100001	Río Sobrante En Peñadero
0	1,000	5101001	Río Pedernal En Tejada
0	1,000	5200001	Río Alicahue En Colliguay
0	1,000	5411001	Estero Pocuro En El Sifón
0	1,000	5730008	Quebrada Ramon En Recinto Emos
1	0,999	8123001	Río Itata En Cholguán
1	1,000	8124001	Río Itata En General Cruz
1	1,000	8124002	Río Itata En Trilaleo
1	1,000	8132001	Río Diguillín En Longitudinal
1	1,000	8135002	Río Itata En Balsa Nueva Aldea
1	1,000	8317002	Río Lirquén En Cerro El Padre
1	0,999	8330001	Río Mulchén En Mulchén
1	1,000	8332001	Río Bureo En Mulchén
1	0,999	8342001	Río Renaico En Longitudinal
1	1,000	8343001	Río Mininco En Longitudinal
1	1,000	8351001	Río Malleco En Collipulli
1	1,000	9104001	Río Traiguén En Victoria
1	1,000	9104002	Río Dumo En Santa Ana
1	1,000	9106001	Río Quino En Longitudinal
1	1,000	9107001	Estero Chufquén En Chufquén
1	0,992	9116001	Río Cholchol En Cholchol
2	0,999	9127001	Río Muco En Puente Muco
2	0,999	9129002	Río Cautín En Cajón
2	1,000	9134001	Río Huichahue En Faja 24000
2	1,000	9135001	Río Quepe En Quepe

Grupo c16	Probabilidad de pertenencia	gauge ID CAMELS-CL (BNA DGA)	Nombre
2	1,000	9140001	Río Cautín En Almagro
2	1,000	9405001	Río Curaco En Colico
2	1,000	9433001	Río Puyehue En Quitratue
2	1,000	9434001	Río Donguil En Gorbea
2	1,000	9436001	Río Mahuidanche En Santa Ana
2	1,000	10134001	Río Cruces En Rucaco
2	1,000	10137001	Río Inaque En Mafil
2	1,000	10140001	Río Santo Domingo En Rinconada De Piedra
2	1,000	10356001	Río Negro En Chahuilco
2	1,000	10363002	Río Forrahue En Aromos
2	1,000	10364001	Río Rahue En Forrahue
3	1,000	9123001	Río Cautín En Rari-Ruca
3	1,000	9131001	Río Quepe En Vilcún
3	1,000	9404001	Río Allipén En Los Laureles
3	0,899	9412001	Río Trancura En Curarrehue
3	0,999	9414001	Río Trancura Antes Río Llafenco
3	1,000	9416001	Río Liucura En Liucura
3	1,000	9420001	Río Toltn En Villarica
3	1,000	9437002	Río Toltn En Teodoro Schmidt
3	1,000	10102001	Río Liquine En Liquine
3	1,000	10111001	Río San Pedro En Desagüe Lago Rinihue
3	1,000	10122001	Río Calle Calle En Balsa San Javier
3	1,000	10304001	Río Calcurrupe En Desembocadura
3	1,000	10328001	Río Pilmaiquén En San Pablo
3	1,000	10340001	Río Rahue En Desagüe Lago Rupanco
3	1,000	10343001	Río Coihueco Antes Junta Pichicope
4	1,000	6027001	Río Claro En El Valle
4	1,000	7103001	Río Claro En Los Queñes
4	1,000	7115001	Río Palos En Junta Con Colorado
4	1,000	7330001	Río Perquillauquén En San Manuel
4	1,000	7350003	Río Longaví En El Castillo
4	1,000	7354002	Río Achibueno En La Recova
4	1,000	8104001	Río Saucos Antes Junta Con Nuble
4	1,000	8130002	Río Diguillín En San Lorenzo (Atacalco)
4	1,000	8304001	Río Lonquimay Antes Junta Río Biobío
4	1,000	8317001	Río Biobío En Rucalhue
4	0,998	8323002	Río Duqueco En Villucura
4	1,000	8376001	Río Rucúe En Camino A Antuco
4	1,000	9122002	Río Blanco En Curacautín
4	0,999	9402001	Río Allipén En Melipeuco
5	1,000	11141001	Río Cisnes En Estancia Río Cisnes
5	1,000	11143001	Río Cisnes Antes Junta Río Moro
5	1,000	11143002	Río Moro Antes Junta Río Cisnes
5	1,000	11302001	Río Nireguao En Villa Mañiguales
5	1,000	11505001	Río Ibañez En Desembocadura
5	1,000	11514001	Río Murta En Desembocadura
5	1,000	12280002	Río Paine En Parque Nacional 2
5	1,000	12284002	Río Baguales En Cerro Guido
5	1,000	12284003	Río Vizcachas En Cerro Guido
5	1,000	12284006	Río Las Chinas En Cerro Guido
5	1,000	12284007	Río Las Chinas Antes Desagüe Del Toro

RECORDANDO A UN COLEGA POR LOS SENDEROS DE LA HIDROLOGÍA

Grupo c16	Probabilidad de pertenencia	gauge ID CAMELS-CL (BNA DGA)	Nombre
5	1,000	12289002	Río Serrano En Desagüe Lago Del Toro
5	1,000	12452001	Río Pérez En Desembocadura
5	0,999	12600001	Río Rubens En Ruta N 9
6	1,000	4311001	Estero Derecho En Alcohuz
6	1,000	4313001	Río Cochiguaz En El Peñón
6	1,000	4501001	Río Hurtado En San Agustín
6	0,998	4511002	Río Grande En Las Ramadas
6	1,000	4520001	Río Los Molles En Ojos De Agua
6	1,000	4703002	Río Choapa En Cuncumén
6	1,000	5401003	Río Juncal En Juncal
6	1,000	5702001	Río Volcán En Queltehues
6	1,000	5705001	Río Colorado Antes Junta Río Olivares
6	1,000	5706001	Río Olivares Antes Junta Río Colorado
6	1,000	5721001	Estero Yerba Loca Antes Junta San Francisco
6	1,000	6006001	Río Pangal En Pangal
6	0,992	7112001	Río Colorado En Junta Con Palos
7	1,000	4400001	Estero Culebrón En El Sifón
7	1,000	5741001	Estero Puangue En Boquerón
7	1,000	6011001	Estero De La Cadena Antes Junta Río Cachapoal
7	1,000	6018001	Estero Zamorano En Puente El Niche
7	1,000	7358001	Río Putagán En Yervas Buenas
7	1,000	7381001	Estero Los Puercos En Puente Los Puercos
7	1,000	7400001	Río Loanco En Desembocadura
7	1,000	8134003	Río Larqui En Santa Cruz De Cuca
7	1,000	8220001	Río Andalién Camino A Penco
7	1,000	8362001	Río Nicodahue En Pichún
7	0,999	9102001	Río Lumaco En Lumaco
8	1,000	12285001	Río Chorrillos Tres Pasos Ruta N 9
8	1,000	12582001	Río San Juan En Desembocadura
8	1,000	12585001	Río Tres Brazos Antes Bt. Sendos
8	1,000	12586001	Río Las Minas En Bt. Sendos
8	1,000	12805001	Río Oscar En Bahía San Felipe
8	1,000	12876001	Río Grande En Tierra Del Fuego
9	1,000	1050002	Río Piga En Collacagua
9	1,000	1050004	Río Collacagua En Peñablanca
9	1,000	1310002	Río San José En Ausipar
9	1,000	2101001	Río Loa Antes Represa Lequena
9	1,000	12287001	Río Grey Antes Junta Serrano
9	1,000	12802001	Río Side En Cerro Sombrero
10	1,000	3414001	Río Pulido En Vertedero
10	1,000	3421001	Río Manflas En Vertedero
10	1,000	3430003	Río Copiapó En Pastillo
10	1,000	4302001	Río Toro Antes Junta Río La Laguna

IDENTIFICABILIDAD DE PARÁMETROS EN MODELOS HIDROLÓGICOS GR4J: ¿SOMOS CONSISTENTES?

Eduardo Muñoz-Castro¹ y Pablo A. Mendoza^{1,2}

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile

Contacto autor principal: eduardo.munoz@ug.uchile.cl

RESUMEN. La mayoría de los modelos hidrológicos conceptuales ofrecen la ventaja de que, a pesar de sus simplificaciones y supuestos, ofrecen una mayor agilidad que los modelos de motivación física para la calibración de sus parámetros. No obstante, el proceso de inferencia del conjunto de parámetros óptimos de un modelo resulta complejo debido a que las forzantes meteorológicas, la estructura del modelo, la serie observada contra la cual se compara y la función objetivo condicionan los resultados que se obtienen. Lo anterior, dificulta la identificabilidad del conjunto de parámetros que ayuda a representar los procesos hidrológicos dominantes en una cuenca dada. En el presente trabajo, se utiliza el modelo hidrológico precipitación-escorrentía GR4J, acoplado al módulo de nieve CemaNeige, para estudiar la identificabilidad de parámetros en 104 cuencas en régimen natural de Chile continental respecto a la elección de la función objetivo de calibración. Los resultados obtenidos muestran correlaciones en torno al 50% de algunos atributos físicos (e.g., pendiente, elevación) e hidroclimáticos (precipitación, escorrentía) respecto al índice de identificabilidad de parámetros. En términos de consistencia hidrológica, se obtienen buenos indicadores para la Zona Centro, Sur y Austral de Chile (e.g., KGE >0,6), al contrario de lo que sucede en la Zona Norte. El principal problema en la modelación radica en la representación de caudales bajos, con sesgos mayores al $\pm 30\%$.

INTRODUCCIÓN

Los modelos hidrológicos son una herramienta de gran utilidad en la gestión de recursos hídricos, razón por la cual son frecuentemente utilizados para estudios de disponibilidad hídrica (e.g., Hublart et al., 2015; Westerberg et al., 2011), pronósticos operacionales (e.g., Emerton et al., 2018; Prudhomme et al., 2017; Wanders et al., 2019), análisis de eventos extremos (e.g., Alvarez-Garretón et al., 2014; Rakovec et al., 2015; Thober et al., 2015), y estudios de impactos de cambio climático en la hidrología (e.g., Addor et al., 2014; Chegwiddden et al., 2019; Driessen et al., 2010), entre otros propósitos. A pesar de lo anterior, estos modelos no dejan de ser una representación simplificada de los procesos hidrológicos que ocurren a escala de cuenca, subcuenca o pixel dependiendo de la taxonomía del modelo (Hrachowitz and Clark, 2017). Según el grado de simplificación, podemos distinguir dos grandes tipos de modelos hidrológicos: (1) conceptuales, también llamado de caja gris (Liu et al., 2017), que consideran de manera simplificada, abstracta y, en muchos casos parsimoniosa, los principios físicos que determinan los procesos de generación de escorrentía a escala de cuenca o subcuenca (e.g., HBV, Bergstrom, 1992; GR4J, Perrin et al., 2003), y (2) motivación física, que representan, de la manera más explícita posible, los procesos de intercambio de energía y agua en un volumen de control determinado a partir de ecuaciones físicas (e.g., PIHM, Qu and Duffy, 2007; DHVSM, Wigmosta et al., 1994). Debido a su potencial para simular los procesos terrestres del ciclo hidrológico, capturando la dinámica de generación de escorrentía con un bajo costo computacional, menor cantidad de parámetros respecto a un modelo físico y, utilizando información de entrada

que, en general, es más fácil de obtener, los modelos conceptuales son ampliamente utilizados para usos operacionales o en investigación (Clark and Kavetski, 2010; Ouyang et al., 2014). Los parámetros de los modelos hidrológicos conceptuales no pueden ser medidos directamente, por lo que deben ser inferidos (calibrados) a partir de la comparación entre variables simuladas y observadas (Thyer et al., 2009). Si bien la estructura parsimoniosa de este tipo de modelos sugiere que la calibración de sus parámetros será sencilla, en la práctica no lo es (Kavetski et al., 2006), siendo uno de los grandes problemas definir una métrica de comparación (función objetivo) adecuada para reproducir el comportamiento hidrológico observado (Pool et al., 2017; Westerberg et al., 2011). En general, el enfoque adoptado para calibrar un modelo conceptual radica en la elección de una función objetivo (e.g., NSE; Nash and Sutcliffe, 1970), o una combinación lineal o ponderada de varias métricas de ajuste (e.g., KGE; Gupta et al., 2009) para construir implícitamente una función multiobjetivo, que es optimizada en forma manual o automática (e.g., Duan and Gupta, 1992). De este modo, la optimización de la función objetivo se realiza bajo la premisa de que un mejor ajuste implica una mejor representación de la hidrología, lo cual a priori no puede ser asegurado. Más aún, ni siquiera podemos asegurar la unicidad de nuestros parámetros óptimos (Beven and Freer, 2001). Diferentes funciones objetivo tendrán como resultado diferentes conjuntos de parámetros óptimos, por lo que es razonable preguntarse cuál sería la forma más apropiada para conseguir una mejor representatividad en términos hidrológicos. Las diferencias que existan para un mismo parámetro a causa de la función objetivo con la cual se calibró, el set de forzantes empleado en las simulaciones, o las

observaciones contra las cuales se realizó la comparación, denotarán la dificultad para identificar el “buen set de parámetros”. Así, acuñando la definición propuesta por Sorooshian y Gupta (1986), entenderemos el problema de la identificabilidad de parámetros en términos generales como la búsqueda de un modelo que, definidas las entradas meteorológicas o físicas (inputs), simule ciertos procesos para reproducir salidas (outputs; e.g., escorrentía, evapotranspiración). En consecuencia, la identificabilidad puede ser vista como una propiedad estructural del modelo. El presente estudio busca (i) analizar el problema de identificabilidad generado por la función objetivo de calibración de parámetros del modelo conceptual GR4J (Perrin et al., 2003) en cuencas de Chile continental, (ii) evaluar posibles relaciones entre identificabilidad de parámetros y atributos de las cuencas estudiadas, y (iii) analizar la consistencia hidrológica del buen conjunto de parámetros calibrados.

ÁREA DE ESTUDIO E INFORMACIÓN

Cuencas de análisis y periodo de estudio

La Dirección General de Aguas (DGA) de Chile, tiene control fluviométrico de diferentes cauces superficiales en el territorio nacional (i.e., cuencas controladas). Esta información es de acceso público y puede ser recuperada directamente desde la plataforma web de la DGA, o bien desde bases de datos compiladas por instituciones académicas como, por ejemplo, Explorador Climático (<http://explorador.cr2.cl/>) del Centro de Ciencias del Clima y Resiliencia (CR2), o del explorador de CAMELS-CL (<http://camels.cr2.cl/>), gestionado por el mismo organismo. No obstante, dada la intervención a la cual están expuestos los ríos, las estadísticas registradas en los controles fluviométricos no representan necesariamente la oferta hídrica natural. Considerando los alcances del presente estudio, se establece como criterio de selección de cuenca una baja o nula intervención antrópica del régimen natural de la cuenca delimitada por el control fluviométrico. De este modo, las cuencas hidrográficas son seleccionadas según (i) el índice de intervención antrópica obtenido de la base de datos CAMELS-CL (Alvarez-Garreton et al., 2018), y (ii) los análisis de derechos de aguas superficiales consuntivos y no consuntivos asignados en cada cuenca, realizados en el contexto del Proyecto de Actualización del Balance Hídrico Nacional (DGA, 2017). En consecuencia, el dominio de estudio queda definido a partir de 127 cuencas en régimen natural (o cercano), las cuales se presentan en la Figura 1 en conjunto a un número identificador de cuenca (ID; Panel izquierdo) y el índice de aridez (IA; panel derecho) asociado. Por otro lado, el periodo de análisis se define entre el 01 de abril de 1985 y el 31 de marzo de 2015. Como se aprecia en la Figura 1, las cuencas seleccionadas abarcan todo el territorio continental chileno, razón por lo cual es evidente que existen diferencias en cuanto a, por ejemplo, regímenes hidrológicos y características

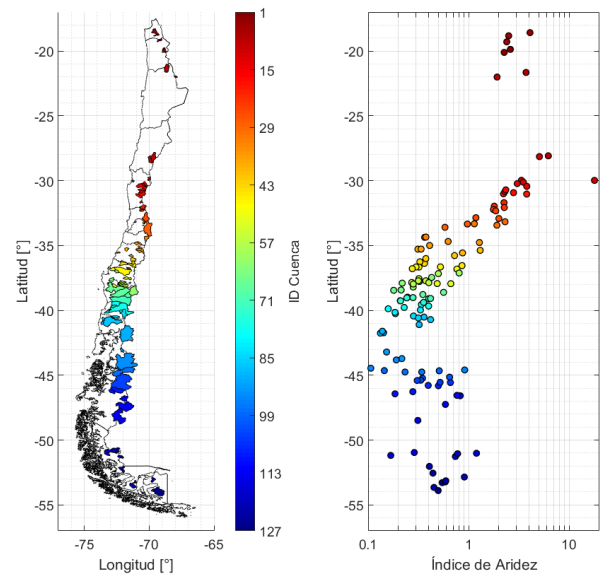


Figura 1. Dominio de estudio. Panel izquierdo: Ubicación de cuencas de estudio y número de identificación (ID). Panel derecho: índice de aridez (ETP/P).

fisiográficas, las cuales condicionarán diferencias en los conjuntos de parámetros óptimos para cada una de ellas.

Información hidrometeorológica y fisiográfica

Para configurar los modelos, se requiere de series de precipitación y temperatura media agregadas a la escala de cuenca. Para ello, se utiliza el producto grillado a $0,05^\circ$ lat-lon y resolución diaria CR2MET versión 2.0 (CR2MET v2.0; <http://www.cr2.cl/datos-productos-grillados/>), además del archivo vectorial recuperado de CAMELS-CL, con el cual se identifican los pixeles de interés y se extrae la información diaria asociada a ellos. Estos pixeles son posteriormente agregados, ponderándolos por el área de cuenca que representan. Cabe mencionar que, para el caso de la precipitación, se utiliza una variante del producto, corregida por subestimación de la medición (*undercatch*; DGA, 2019). Adicionalmente, se requiere de la curva hipsométrica asociada a cada cuenca para distribuir espacialmente la temperatura y precipitación en el modelo hidrológico utilizado. Dicha información se obtiene a partir del procesamiento del modelo de elevación digital (DEM) del “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM) a resolución espacial de 90×90 m. Los registros fluviométricos en el periodo de estudio, necesarios para calibrar los modelos, son recuperados desde la base de datos CAMELS-CL, donde se integran los registros de la red hidrométrica nacional de la DGA y se normalizan por el área asociada a cada cuenca, entregando como resultado la escorrentía en mm/d.

Por su extensión latitudinal, cercana a 4300 km, y los diferentes elementos morfológicos en el territorio continental (e.g., cordillera de la costa, cordillera de Los Andes, depresión intermedia, etc.), Chile es un país de

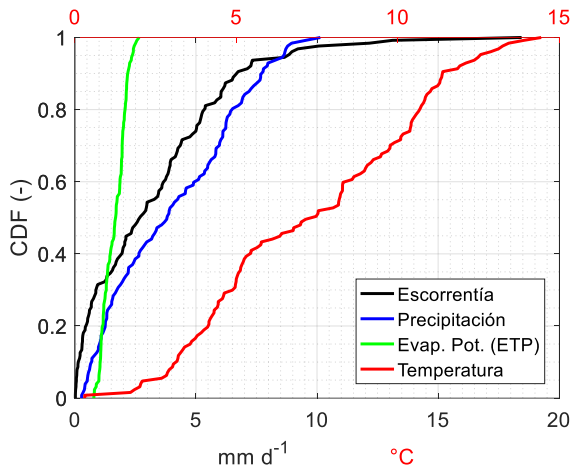


Figura 2. Función de densidad acumulada (CDF) anual de escorrentía (mm d⁻¹), precipitación (mm d⁻¹), evap. potencial (mm d⁻¹), y temperatura (°C).

contrastes, tanto de norte a sur y de este a oeste. La transición desde un clima tropical desértico y semi desértico en el norte, pasando por mediterráneo en el centro, hacia templado oceánico y sub – polar oceánico en el sur (Zhao et al., 2016), es sólo una muestra de ello, ya que la expresión local del mismo, determina, por ejemplo, la vegetación natural que existe en cada zona (DGA, 2016). En línea con esta variabilidad, las funciones de densidad acumulada (CDF o FDC) muestran que, en término de promedios anuales, las 127 cuencas seleccionadas varían su temperatura media desde 0,3 a 14,4°C, con montos de precipitación de 0,3-10,1 mm d⁻¹ (Figura 2). La escorrentía media anual varía entre 0,02 a 18,4 mm d⁻¹, mientras que la ETP estimada a partir del método de Oudin et al. (2005) tiene valores que van desde 0,78 a 2,66 mm d⁻¹. En línea con los resultados reportados por Newman et al. (2015), es evidente que la precipitación no es suficiente para explicar por sí sola la generación de escorrentía en algunas cuencas.

La Figura 3 muestra las CDFs de varios descriptores físicos del conjunto de cuencas, cuyas áreas van desde los 35 a 12.429 km², con elevaciones medias que varían entre 120 y 4700 m.s.n.m. aproximadamente. El 51% de las cuencas en estudio tienen una elevación media menor a los 1.000 m s.n.m., mientras que un 26% está en el rango 1.000-2.000 m s.n.m. y el 23% restante por sobre los 2.000 m s.n.m. Considerando el rango de elevación media, resulta coherente que la pendiente media de las cuencas en estudio varíe en un orden de magnitud, con valores entre 55 y 302 m km⁻¹.

Tomando en cuenta las significativas diferencias que existen en el conjunto de cuencas seleccionadas, tanto hidroclimáticas como físicas, resulta evidente que uno de los desafíos del presente estudio es simular los diferentes sistemas hidrológicos, capturando procesos y componentes que determinan la respuesta hidrológica a la escala de cuenca. La Figura 4 muestra el índice de escorrentía (Escorrentía observada recuperada de

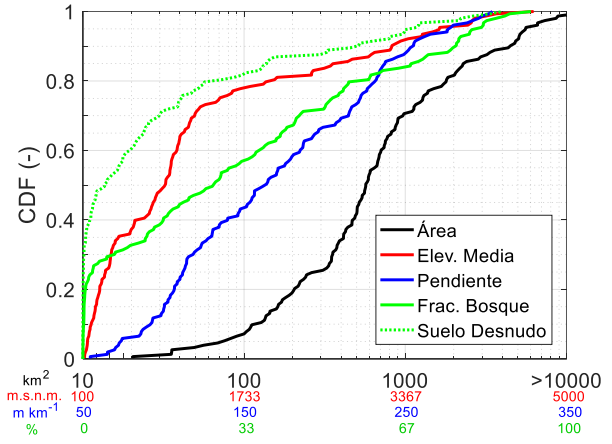


Figura 3. Función de densidad acumulada (CDF) de área de la cuenca (km²), pendiente media (m km⁻¹), fracción cubierta por bosque y suelo desnudo (%).

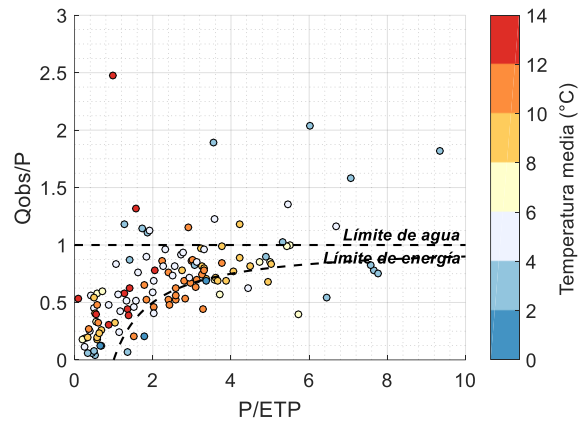


Figura 4. Coeficiente de escorrentía de caudal observado respecto a precipitación CR2MET versus razón de precipitación CR2MET y ETP.

CAMELS-CL / precipitación CR2Met agregada a escala de cuenca) versus el inverso del índice de aridez (i.e., P/ETP), observándose que hay algunas cuencas que exceden el límite de agua (i.e., $Q_{obs}/P > 1$), lo cual indica que sale más agua de la que entra a la cuenca en forma de precipitación. En particular, 17 cuencas exceden este límite, mientras que 7 se encuentran cercano a él ($Q_{obs}/P > 0,9$). Por otro lado, hay 25 cuencas que exceden el límite de energía, representado por la línea curva ($Q_{obs}/P = 1 - ETP/P$) que se muestra en la figura. Lo anterior, indica un exceso de agua en la cuenca. Considerando el déficit/exceso de agua observado en algunos puntos de la Figura 4, resulta evidente la necesidad de corregir los registros de precipitación utilizados y/o revisar los controles fluviométricos asociados. A pesar de ello, en el presente estudio no se realizan correcciones a dichas variables, por lo que se reconoce la posibilidad de tener un sesgo en el proceso de calibración producto de las dificultades que tendría el

Tabla 1. Descripción y rango de calibración de parámetros del modelo GR4J y módulo de nieve CemaNeige.

Parámetro	Descripción	Unidades	Rango de Calibración
<i>Modelo hidrológico GR4J</i>			
X1	Capacidad máxima de estanque de almacenamiento	mm	0 – 3000
X2	Coefficiente de intercambio de aguas desde el estanque de tránsito	mm/d	-25 – 25
X3	Capacidad máxima de estanque de tránsito	mm	1 - 1000
X4	Tiempo base del hidrograma unitario de ruteo	días	0,5 – 20
<i>Módulo de nieve CemaNeige</i>			
CN1	Coefficiente de ponderación para el cálculo del estado térmico del manto nival	-	0 – 1
CN2	Coefficiente de derretimiento grado-día	mm/°C/día	0 – 10

modelo para simular el balance hídrico anual a la escala de cuenca (i.e., $\Delta S = P - ETR - Q \approx 0$).

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO GR4J Y MÓDULO CEMANEIGE EN CUENCAS DE CHILE CONTINENTAL

Para el desarrollo del estudio, se utiliza el modelo hidrológico GR4J acoplado al módulo nieve CemaNeige, estructura que adelante llamaremos GR4JCN (i.e., GR4J + CN; Figura 5). Por un lado, el modelo GR4J (Perrin et al., 2003) pertenece a la familia de modelos precipitación-escorrentía GR (Coron et al.,

2017), desarrollados por el INRAE (Francia) e implementados en el programa de código libre R (<https://www.r-project.org/>) en el paquete airGR (Coron et al., 2020, 2017). Es un modelo conceptual, concentrado, tipo estanque, con cuatro parámetros y resolución diaria, que requiere como entradas las series de precipitación (P), evapotranspiración potencial (ETP) y temperatura media (T) a igual paso temporal. Las variables de entrada del modelo pueden reducirse a P y T considerando que, a partir del enfoque propuesto por Oudin et al. (2005), el paquete airGR cuenta con la opción de estimar la ETP, utilizando T, el día juliano y latitud de la zona de estudio. Por otro lado, el módulo de nieves CemaNeige (Valéry et al., 2014a, 2014b), también implementado en airGR, permite caracterizar a partir de dos parámetros los procesos de acumulación y derretimiento del manto nival mediante un enfoque de factor grado-día (*degree-day factor*; DeWalle y Rango, 2008). Al igual que los modelos GR, CemaNeige (CN) requiere de la precipitación y la temperatura promedio a escala de cuenca, además de la curva hipsométrica para distribuir en hasta 10 bandas de elevación, de igual área, la cuenca de estudio. En el caso de utilizar bandas de elevación, la extrapolación de la precipitación y temperatura se realiza mediante gradientes orográficos de manera interna en el modelo, siguiendo el enfoque propuesto por Valéry et al. (2010), mientras que la partición de precipitación sólida/líquida se estima en función de la temperatura y elevación media de la banda según el enfoque propuesto por L’hote et al. (2005). Así, el modelo acoplado GR4JCN, posee seis parámetros (Tabla 1). La conceptualización de estanques que presenta el modelo permite replicar la dinámica de algunos procesos hidrológicos asociados a intercambios de agua (i.e., balance), facilitando la comprensión de procesos dominantes a escala de cuenca de manera rápida y sencilla, razón por la cual han sido utilizados en diversos estudios (e.g., Givati et al., 2019; Harrigan et al., 2018).

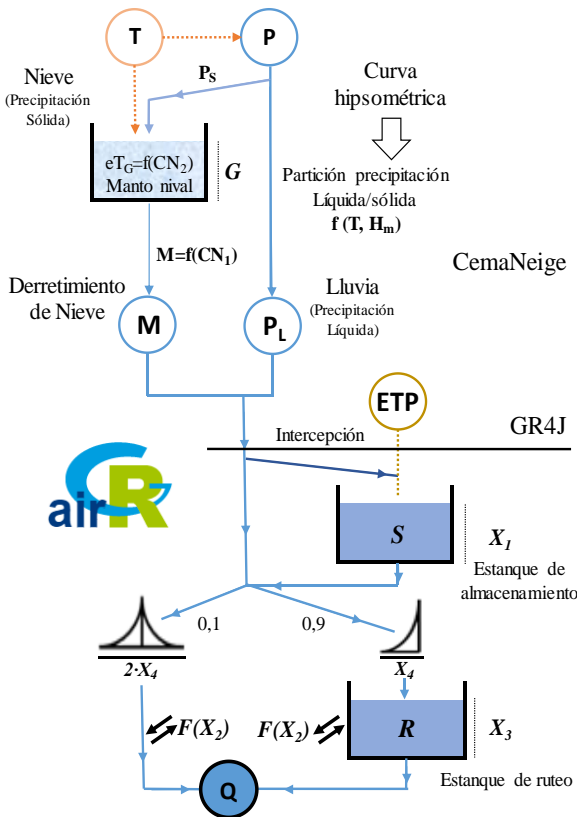


Figura 5. Esquema del modelo conceptual acoplado GR4J y CemaNeige (GR4JCN).

Tabla 2. Funciones objetivo utilizadas para la calibración del modelo GR4JCN con el algoritmo SCE-UA

Tipo de fun. obj.	Descripción	Razón de aplicación	Fun. Obj. utilizada
Mínimos cuadrados (enfoque tradicional)	Se calcula el error en cada paso de tiempo y el objetivo es minimizar la suma de cuadrados para todos los tiempos.	N/A	NSE (Nash and Sutcliffe, 1970), KGE (Gupta et al., 2009), RMSE
(i) Transformaciones	Se aplican transformaciones logarítmicas o exponenciales (<1) a los caudales observados y simulados.	La transformación enfatiza el peso de la comparación en los valores más bajos, pudiendo estabilizar la varianza del error.	Log-NSE; sqrt-NSE; sqrt-KGE.
(ii) Enfoque de error absoluto	El objetivo es minimizar la suma de los errores absolutos.	Al no elevar al cuadrado los errores, se enfatiza el análisis en los valores medios y bajos.	Índice de acuerdo refinado (dt; Willmott et al., 2012)
(iii) Meta-objetivos basadas en el tiempo	Se aplica una función en diferentes subperiodos del periodo total y los resultados son combinados posteriormente en una meta función.	Reducir la variabilidad anual del desempeño del modelo permitiría tener un conjunto de parámetros estables en el tiempo.	Split KGE (Fowler et al., 2018); sqrt-split KGE.
(iv) Enfoque Multi-objetivo implícito	Combinación lineal de funciones a través de un ponderador que dé cuenta del peso de cada función individual en la meta función.	Cada métrica o índice entrega información de diferentes componentes de la calibración. Se considera que más información permitiría mejorar la inferencia de parámetros.	AOF (Beck et al., 2010); KGE+Log-NSE; sqrt-KGE+sqrt-NSE

ESTRATEGIA DE CALIBRACIÓN

Los parámetros del modelo hidrológico se calibran utilizando el algoritmo de optimización global “*Schuffled Complex Evolution*” (SCE-UA; Duan et al., 1992) implementado en el paquete “rtop” (Skøien et al., 2014) de R. El caudal simulado por el modelo GR4JCN se compara con las observaciones de caudal registradas en los controles fluviométricos de las cuencas en estudio en el periodo 1985/86-2004/05. Los 5 años previos se utilizan para el calentamiento del modelo (i.e., independizar los resultados de las condiciones iniciales), mientras que el periodo 2005/6-2014/5 se emplea para la validación de los parámetros calibrados en dos escenarios: (1) condiciones meteorológicas promedio (2005/6-2009/10), y (2) mega-sequía (2009/10-2014/15; Garreaud et al., 2017). Se implementan 12 funciones objetivo para calibrar el modelo, orientadas a ajustar de mejor forma algún estadístico de la serie simulada, las cuales se resumen en la Tabla 2.

METODOLOGÍA PARA LA EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DEL MODELO

Identificabilidad de parámetros

Para evaluar la identificabilidad de parámetros, se utilizan todas las cuencas calibradas que presenten

registros fluviométricos en al menos un 50% de los días del periodo de calibración. Con este criterio, el total de cuencas se reduce a 104 (i.e., 82%). Cabe mencionar que el filtro aplicado responde a la necesidad de contar con conjuntos de parámetros representativos en cada cuenca, los cuales no pueden ser asegurados cuando no se posee información para verificarlos.

Con el objetivo de homogeneizar la caracterización de la identificabilidad entre parámetros con distintos rangos y unidades, cada parámetro es normalizado como se muestra en la ecuación (1), donde θ corresponde al vector de parámetros calibrados y θ_{min} , θ_{max} los límites utilizados en SCE-UA (Tabla 1).

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \quad (1)$$

De este modo, para caracterizar la identificabilidad de cada parámetro θ^* del modelo (Id_{θ}), se evalúa la dispersión estadística de los N valores calibrados. Para ello, se utiliza la desviación estándar de los parámetros normalizados (σ_{θ^*}), la cual se expresa en términos del parámetro normalizado (θ_j^*) y el promedio de los N conjuntos de parámetros normalizados ($\bar{\theta}^*$) como se muestra en la ecuación 2.

$$Id_{\theta} = \sigma_{\theta^*} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N (\theta_j^* - \bar{\theta}^*)^2} \quad (2)$$

Cabe mencionar que N corresponde al número de sets de parámetros resultantes de realizar 12 calibraciones con funciones objetivo diferentes. Valores de identificabilidad (o desviación estándar) cercanos a 0 darán cuenta de una baja dispersión estadística de los parámetros en evaluación y, por lo tanto, alta identificabilidad. Por el contrario, valores elevados indican menor identificabilidad.

Consistencia hidrológica

La consistencia hidrológica se evalúa a través de ocho métricas de evaluación estadísticas (e.g., NSE, KGE, R^2 , Log-R) y 12 índices hidrológicos evaluados en base al sesgo de la simulación respecto al valor observado (e.g., Q1, Q50, Q99, T50, Qm). Cada uno de estos índices es aplicado a la serie de caudales medios diarios simulados a partir de los 12 conjuntos de parámetros calibrados. Así, por cada cuenca, se forman matrices de 12 filas (i.e., número de series simuladas con diferentes parámetros) por 20 columnas (i.e., número de criterios de evaluación aplicados a los resultados). Como se muestra en la ecuación (3), cada uno de los 20 indicadores es normalizado por su rango de variación, con el objetivo de homogeneizar el desempeño del modelo para valores entre 0 y 1, donde 1 está asociado al conjunto de parámetros que mejor representa el proceso evaluado por la métrica aplicada y 0 el peor.

$$\psi_{i,j}^* = \frac{\psi_{i,j} - \psi_{:,j}^{peor}}{\psi_{:,j}^{mejor} - \psi_{:,j}^{peor}} \quad (3)$$

$\psi_{i,j}$ corresponde al valor calculado con la métrica de desempeño (o índice hidrológico) j utilizado para evaluar la simulación generada a partir de los parámetros calibrados con la función objetivo i . La notación “ $:,j$ ”, en términos prácticos, hace alusión a una operación en todas las filas de la columna j . En el caso de $\psi_{:,j}^{mejor}$, la operación asociada corresponde a encontrar el mejor valor obtenido para el criterio de evaluación j (e.g., NSE máximo) entre una de las 12 series simuladas a partir de los conjuntos de parámetros obtenidos de las distintas funciones objetivo (e.g., KGE).

Con los valores por columna $j = 1, \dots, M$ normalizados entre 0 y 1, se calcula el promedio y desviación estándar por fila $i = 1, \dots, 12$. Tomando dichos estadígrafos, se aplica la ecuación (4), la cual define un vector ψ^{**} , con 12 elementos, equivalentes en términos prácticos a la diferencia entre el promedio (primer término del lado derecho) y la desviación estándar (segundo término al lado derecho) del rendimiento asociado a la simulación realizada con cada conjunto de parámetros.

$$\psi_i^{**} = \bar{\psi}_{i,:}^* - \sqrt{\frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (\psi_{i,j}^* - \bar{\psi}_{i,:}^*)^2} \quad (4)$$

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Identificabilidad de parámetros y atribución

Por construcción, podemos entender el índice de identificabilidad (Id_{θ}) como un porcentaje de variación del parámetro en el espacio asociado al mismo, por lo que definiremos un umbral de 5% para referirnos a parámetros identificables. En la Figura 6 se muestran las CDFs del índice de identificabilidad asociado a cada parámetro del modelo GR4JCN, donde se aprecia que los parámetros de nieve (CN1 y CN2) y del volumen del estanque de ruteo (X3) son los menos identificables, considerando que más del 70% de las cuencas tienen un índice de identificabilidad mayor a 0,1 o, en otras palabras, al cambiar la función objetivo de calibración varían en más de un 10% del rango del espacio de parámetros. Por el contrario, los parámetros X4 y X2, asociados al tiempo base del hidrograma unitario de rastreo y coeficiente de intercambio de agua con el estanque de ruteo respectivamente, presentan índices de identificabilidad menores al 5%, razón por la cual se consideran como más identificables. En el 20% de las cuencas el parámetro X1 (estanque de almacenamiento) se encuentra por debajo del 5%. De la Figura 6, se desprende que existe un porcentaje de cuencas que muestran buena identificabilidad del parámetro.

En el 20% de las cuencas el parámetro X1 (estanque de almacenamiento) se encuentra por debajo del 5%. De la Figura 6, se desprende que existe un porcentaje de cuencas que muestran buena identificabilidad del parámetro.

Bajo el supuesto de que la identificabilidad pudiese ser explicada por la climatología de las cuencas en estudio, en la Figura 7 se presenta un análisis según la

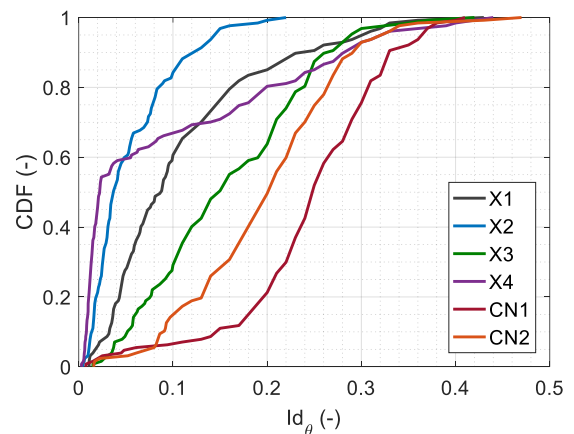


Figura 6. Función de probabilidad acumulada (CDF) del índice de identificabilidad (Id_{θ}) estimado para las cuencas con completitud mayor o igual al 50% en el periodo 1985-2004.

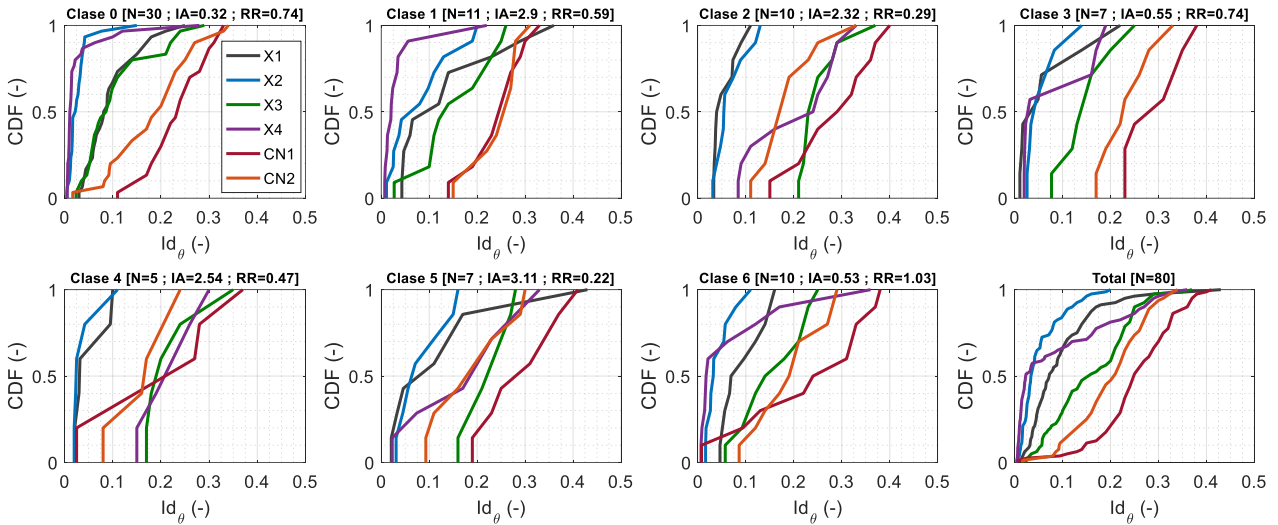


Figura 7. Función de probabilidad acumulada (CDF) del índice de identificabilidad (Id_{θ}) estimado para las cuencas con completitud mayor o igual al 50% en el periodo 1985-2004 y clasificadas por atributos meteorológicos en Vásquez et al. (2020).

clasificación por atributos climáticos realizada por Vásquez et al. (2020), la cual incluye 80 de las 104 cuencas utilizadas para el análisis de identificabilidad. El resultado ideal sería que, por cada clase, el índice de identificabilidad fuese constante (i.e., línea vertical) o que tuviese poca variación, ya que eso daría cuenta de la dependencia de la climatología. Los resultados muestran que, en algunos casos, las curvas se acercan a la condición anteriormente mencionada (e.g., X1-X2 en Clase 2 y Clase 6), pero en otros, se mantiene un valor similar sólo en un rango de la CDF (e.g., X2-X4 en Clase 0 para $CDF < 0,8$; X3 en Clase 4 para $CDF < 0,8$; X4 en Clase 6 para $CDF < 0,6$), o directamente se tiene una gran dispersión del valor de identificabilidad. Lo anterior nos permite pensar en que la climatología por sí sola no es capaz de explicar la identificabilidad, pero nos entrega ideas de que existen ciertas correlaciones. Para profundizar dicho aspecto, en la Figura 8 se correlacionan, utilizando el coeficiente de Spearman, los índices de identificabilidad de cada uno de los parámetros de las 104 cuencas analizadas respecto a algunos atributos físicos (e.g., pendiente media, elevación media), climáticos (e.g., temperatura media, precipitación media) e hidrológicos (e.g., índice de escorrentía). A su vez, los círculos que tienen un perímetro con mayor grosor de línea representan significancia estadística (i.e., $p\text{-value} < 5\%$). En la figura se observa que X2, X3 y X4 tienen una correlación significativa ($|\rho| \geq 0,5$) con algún atributo.

Los tres parámetros comparten una correlación negativa en cuanto a su identificabilidad respecto a la precipitación, escorrentía, coeficiente de escorrentía anual y fracción de bosque. En términos prácticos, a medida que aumenta, por ejemplo, la precipitación, disminuye el índice de identificabilidad, es decir, el parámetro es más identificable. Por el contrario, cuando aumenta el índice de aridez o la latitud de la cuenca de

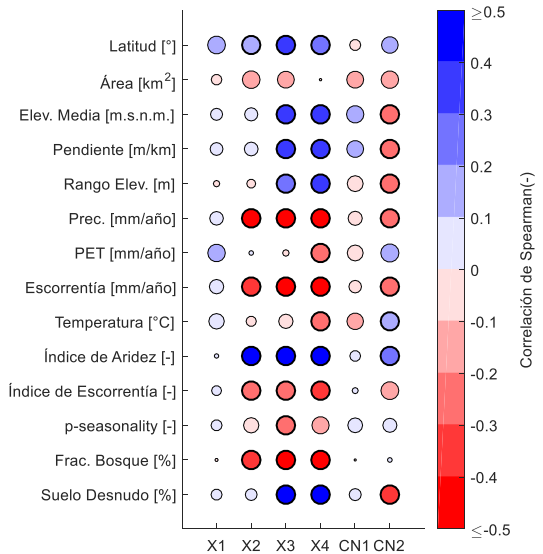


Figura 8. Coeficiente de correlación de Spearman de la identificabilidad individual de cada parámetro respecto a atributos físicos y climáticos. El tamaño de círculos indica la significancia estadística de la correlación (caracterizada mediante el $p\text{-value}$)

estudio, la identificabilidad de los parámetros X2, X3 y X4 disminuye (correlación positiva implica el aumento en el índice de identificabilidad). A su vez, el índice de identificabilidad de los parámetros X3 y X4 muestra una correlación positiva con la elevación media, pendiente, rango de elevación y fracción de suelo desnudo, lo cual da cuenta de una mayor identificabilidad de parámetros en cuencas pequeñas, con poco rango de elevación y baja pendiente. Este resultado nos lleva a preguntarnos sobre la estrategia de calibración y función objetivo más adecuadas para aplicar los modelos GR, y en particular el modelo GR4JCN, en cuencas ubicadas en la alta

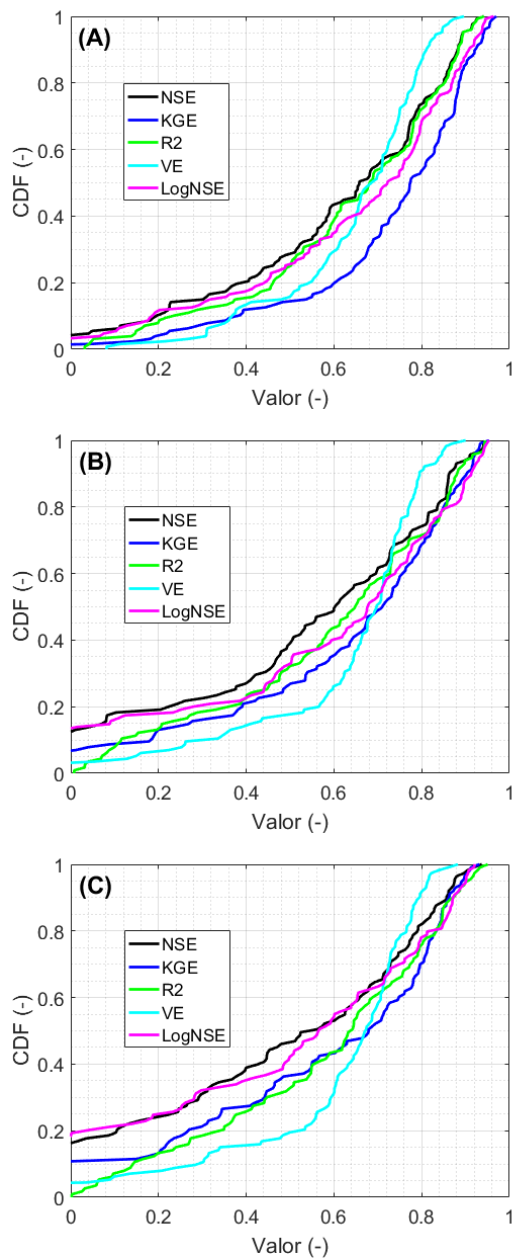


Figura 9. CDFs del NSE, KGE, R2, VE y LogNSE evaluados en el periodo de (A) Calibración, (B) Validación 1, y (C) Validación 2, para el conjunto de parámetros consistentes calibrados.

cordillera, las que, si bien tienen tamaños variables, en general presentan elevadas pendientes y rangos de elevación. Retomaremos esta pregunta una vez evaluados e identificados los conjuntos de parámetros consistentes asociados a cada cuenca.

Evaluación de parámetros consistentes

Para evaluar el conjunto de parámetros consistentes, se utilizan las 104 cuencas calibradas. En la Figura 9 se muestran los resultados obtenidos de la simulación con los parámetros consistentes asociados a cada cuenca

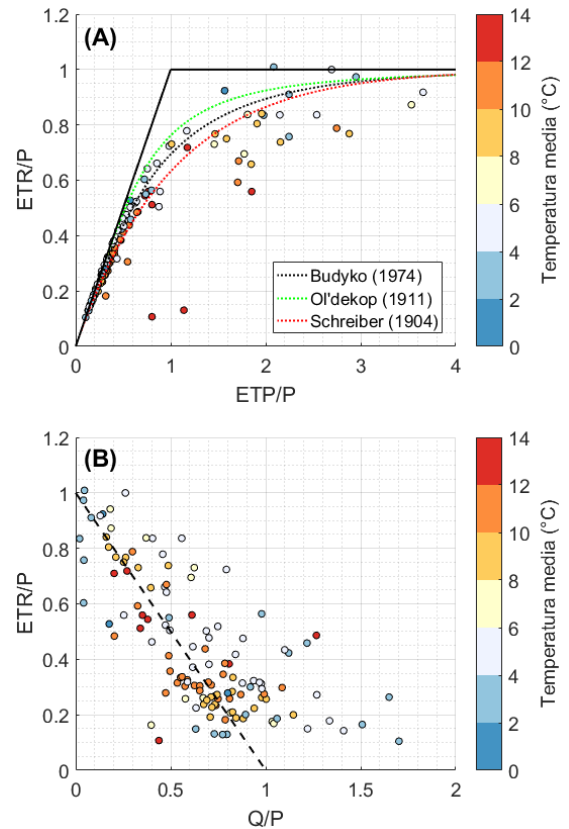


Figura 10. (A) Análisis de Budyko de las simulaciones con mayor consistencia hidrológica y (B) partición precipitación, evapotranspiración, escorrentía (P-ETR-Q) en el periodo 1985-2014.

(i.e., parámetros que maximizan la ec. 4) y el desempeño de éstos en los dos subperiodos de validación, donde se observa que los indicadores de eficiencia cambian al ser evaluados en periodos diferentes al de calibración. Por otro lado, en la Figura 10 se muestra un análisis de Budyko (A) y de partición precipitación, evapotranspiración y escorrentía (B) de los valores promedio en el periodo 1985-2015. En el panel A se observa que la mayor parte de las cuencas se encuentran en la sección limitada por la disponibilidad de energía ($ETP/P < 1$), ajustándose de manera razonable a las curvas teóricas de Budyko, Ol'dekop y Schreiber. A su vez, hay varios puntos que se encuentran distantes a las curvas, lo cual da cuenta de potenciales problemas con las forzantes del modelo o aportes al sistema adicionales a la precipitación (e.g., aporte glaciar). El último punto se puede complementar con el panel B, donde se aprecia que el supuesto de que, a largo plazo, la variación interanual de los almacenamientos en la cuenca es nulo (i.e., todo lo que ingresa al sistema sale), no se cumple a cabalidad. En otras palabras, el balance no se explica sólo por el aporte de la precipitación (entrada) y salida de escorrentía y evaporación (i.e., $P = ETR + Q + \eta$). Si bien las cuencas se encuentran en torno a la recta segmentada, que representa la ecuación $ETR/P = 1 - Q/P$, hay algunas que se escapan de ella, lo cual sugiere que

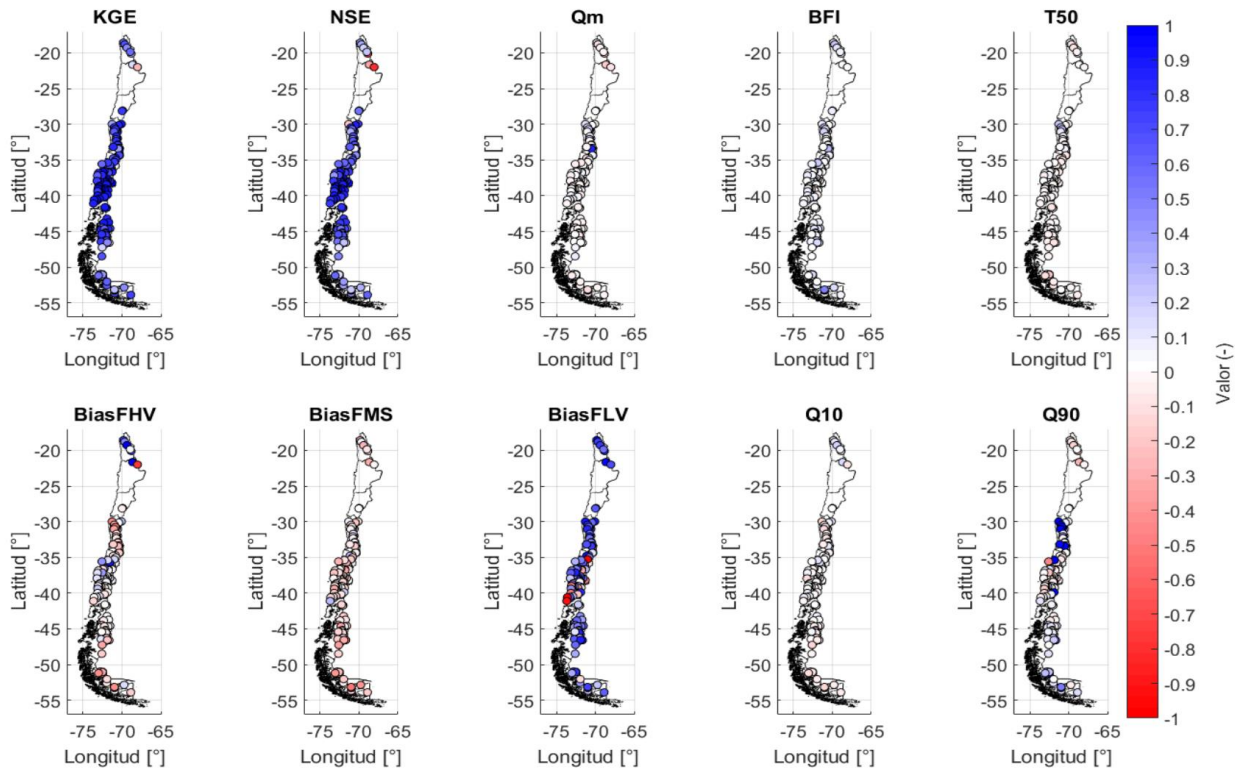


Figura 11. Desempeño de las simulaciones utilizando el conjunto de parámetros consistentes asociados a cada cuenca. En el caso del KGE y NSE, las tonalidades azules indican mejor rendimiento (i.e., $NSE/KGE = 1$ es óptimo), mientras que en el resto de los indicadores el color blanco indica el óptimo (i.e., sesgo igual a 0).

existen otros aportes que influyen en el balance hídrico de la cuenca y se suma a las aprensiones manifestadas al analizar la Figura 4, donde ya se preveía que la precipitación por sí sola no podía explicar la generación de escorrentía y existían sesgos asociados a su valor promedio a escala de cuenca.

La Figura 11 muestra el rendimiento, en términos espaciales, del conjunto de parámetros consistentes de las 127 cuencas. En el panel superior se observa que el KGE y NSE reportan, en su mayoría, resultados favorables en todo el dominio, con indicadores por sobre 0,6 (82% KGE y 58% NSE). En cuanto al caudal medio anual (Q_m), se tienen sesgos entre -23 – 86%, aunque en su mayoría los valores se encuentran en torno a $1,6 \pm 11,6\%$. El Índice de Flujo Base (BFI), calculado según lo indicado en el trabajo de Beck et al. (2016), no muestra grandes variaciones, al igual que el centro de masa del hidrograma de escorrentía diaria (T50), presentando valores en torno a $5,3 \pm 6,9\%$ y $-0,8 \pm 6,2\%$. Cabe mencionar que, para obtener el Q_m , BFI y T50, se calculó un valor de sesgo por año y luego se obtuvo el promedio en el periodo de análisis, considerando año válido cuando el número de días con registros de caudal fuese mayor a 320 días. En el panel inferior, se presentan algunos índices de sesgo derivados de la curva de duración (CD), definidos por Yilmaz et al. (2008), los cuales evalúan el sesgo de la CD simulada respecto a la observada en su segmento superior (BiasFHV), medio

(BiasFMS) e inferior (BiasFLV). A su vez, se muestra el sesgo asociado a los percentiles del 10 y 90% de la CD. De allí se desprende que el principal problema radica en las simulaciones de caudales bajos o flujos bases (i.e., $Q < Q_{85}$). Basta con observar los resultados del BiasFLV y Q90 para dar cuenta de ello. En los otros casos, las tonalidades son más cercanas al color blanco (óptimo), salvo en algunas cuencas ubicadas, principalmente en el Norte. Si bien podríamos esperar resultados similares, las diferencias entre el BFI (i.e., sesgo entre el volumen de flujo base del hidrograma simulado y observado) y el FLV (i.e., diferencia de volumen del segmento bajo de la curva de duración) condicionan sus resultados, ya que, por ejemplo, en el caso del BFI se pueden compensar ciertos sesgos de la simulación.

Para evaluar la transferibilidad de parámetros, se analizan los parámetros que reportan una mayor consistencia hidrológica de manera independiente por subperiodo de evaluación (i.e., calibración, validación 1 y validación 2). Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 12, donde, en el panel superior, se muestra el histograma de frecuencia absoluta de las funciones objetivo de calibración que reportan los parámetros consistentes en las 127 cuencas de estudio. De allí se desprende que las funciones multiobjetivo implícitas ($\text{Log-NSE} + \text{KGE}$ y $\text{sqrt-NSE} + \text{sqrt-KGE}$) y el Split KGE en raíz cuadrada (sqrt-Split KGE) son las funciones que más se repiten en los 3 subperiodos de análisis. En

términos espaciales (panel inferior), no se observan correlaciones significativas en ninguno de los tres subperiodos, pero sí se aprecia que las funciones objetivo seleccionadas cambian de un periodo a otro, lo cual da cuenta de los problemas que la transferencia de éstos podría ocasionar (i.e., potencialmente perdemos consistencia al usar parámetros calibrados en un periodo diferente al requerido). No obstante, si notamos los diamantes (funciones de meta-objetivos basadas en el

tiempo; Tabla 2) en las tres figuras del panel inferior, se observa que, en general, éstos no cambian o al menos se mantienen en dos subperiodos, es decir son más estables en el tiempo. Esto nos lleva a pensar que una posible combinación de funciones multiobjetivo implícitas y meta-objetivos basadas en tiempo permitiría obtener parámetros con mayor estabilidad temporal y, a su vez, consistencia hidrológica.

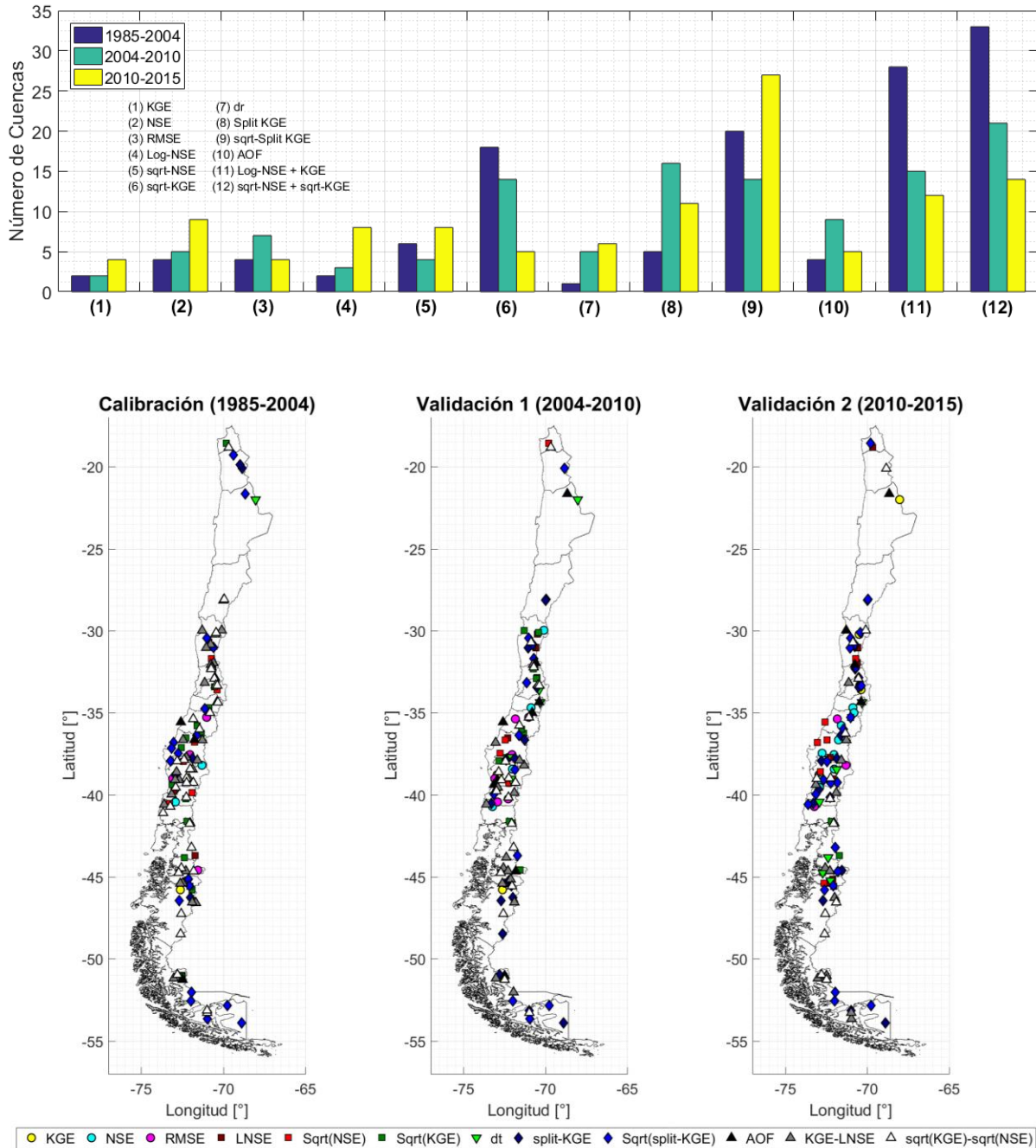


Figura 12. Conteo de funciones objetivo que entregan el conjunto de parámetros consistentes. Panel superior: histograma de funciones objetivo según el periodo de calibración y evaluación independiente de periodo de validación 1 y 2. Panel inferior: Distribución espacial de las funciones objetivo seleccionadas por periodo.

CONCLUSIONES

Respecto a los objetivos dispuestos inicialmente, se puede concluir lo siguiente:

- La función objetivo condiciona el valor de los parámetros óptimos calibrados y, por lo tanto, su identificabilidad, existiendo diferencias de hasta un 50% del rango de variación del espacio de parámetros.
- Los coeficientes de correlación entre identificabilidad y atributos de cuencas ($|\rho| \geq 0,5$) demuestran que la primera puede estar fuertemente relacionada con descriptores físicos, climáticos e hidrológicos.
- El conjunto de parámetros seleccionado como consistentes reporta buenos resultados en términos de condiciones promedio anuales (e.g., Qm, T50, BFI), flujos altos (e.g., BiasFHV, Q10) y pendiente media de la curva de duración (i.e., BiasFMS), pero muestran sesgos mayores a $\pm 30\%$ en la representación de caudales bajos (e.g., BiasFLV, Q90).

En términos generales, se debe considerar que la influencia o importancia de los parámetros pocos identificables en la respuesta del modelo estará condicionada a la sensibilidad del parámetro en cuestión. Dado lo anterior, es necesario caracterizar dicha sensibilidad a modo de poder intersectar la información obtenida del estudio del problema de identificabilidad de parámetros por la función objetivo de calibración y la sensibilidad intrínseca del parámetro. Respecto a las simulaciones con el conjunto de parámetros consistentes, se observa que existen problemas en la modelación de los caudales bajos o flujos base, lo cual puede estar condicionado por errores en la medición de caudal (i.e., errores instrumentales). En base a lo anterior, resulta necesario analizar la incertidumbre asociada a las observaciones y trabajar en una estrategia que permita agregar dicha incertidumbre en el proceso de calibración de los modelos hidrológicos. Adicionalmente, se propone adoptar funciones objetivo de calibración que combinen características de análisis meta-objetivos basados en el tiempo y búsqueda multi-objetivo implícitos, a modo de poder asegurar la estabilidad temporal de parámetros y la consistencia hidrológica. Finalmente, se concluye que los modelos conceptuales precipitación-escorrentía GR4J y el módulo de acumulación/derretimiento nival CemaNeige logran representar la hidrología de las cuencas de Chile continental con gran desempeño respecto a indicadores estadísticos e índices hidrológicos. De este modo, queda propuesto como trabajo futuro evaluar alternativas de regionalización de parámetros para construir modelos consistentes de cuencas controladas y no controladas con el fin de cuantificar la oferta natural del recurso hídrico y, así, disponer de una herramienta de código abierto y

gratuita para la gestión y el estudio de los recursos hídricos en Chile.

AGRADECIMIENTOS. Los autores agradecen el aporte de Diego Hernández y Tomás Gómez en la corrección por subcaptación del producto CR2met, y a Nicolás Vásquez por facilitar resultados de sus estudios de clasificación de cuencas y contribuir con ideas para el desarrollo del trabajo. EMC agradece el apoyo, los consejos, las conversaciones filosóficas, y las enseñanzas de sus mentores, guías y, a estas alturas, familia hidrológica: Ximena Vargas y Pablo Mendoza.

REFERENCIAS

- Addor, N., Rössler, O., Köplin, N., Huss, M., Weingartner, R., Seibert, J., 2014. Robust changes and sources of uncertainty in the projected hydrological regimes of Swiss catchments. *Water Resour. Res.* 50, 7541–7562. <https://doi.org/10.1002/2014WR015549>
- Alvarez-Garretón, C., Mendoza, P.A., Pablo Boisier, J., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., Ayala, A., 2018. The CAMELS-CL dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies-Chile dataset. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 5817–5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- Alvarez-Garretón, C., Ryu, D., Western, A.W., Crow, W.T., Robertson, D.E., 2014. The impacts of assimilating satellite soil moisture into a rainfall-runoff model in a semi-arid catchment. *J. Hydrol.* 519, 2763–2774. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.07.041>
- Beck, H.E., van Dijk, A.I.J.M., de Roo, A., Miralles, D.G., McVicar, T.R., Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., 2016. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resour. Res.* <https://doi.org/10.1002/2015WR018247>
- Beck, H.E., van Dijk, A.I.J.M., de Roo, A., Miralles, D.G., McVicar, T.R., Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., 2010. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resour. Res.* 52, 3599–3622. <https://doi.org/10.1002/2015WR018247>. Received
- Bergstrom, S., 1992. The HBV model-its structure and applications, in: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.
- Beven, K., Freer, J., 2001. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *J. Hydrol.* 249, 11–29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
- Chegwidden, O.S., Nijssen, B., Rupp, D.E., Arnold, J.R., Clark, M.P., Hamman, J.J., Kao, S.C., Mao, Y., Mizukami, N., Mote, P.W., Pan, M., Pytlak, E., Xiao, M., 2019. How Do Modeling Decisions Affect the Spread Among Hydrologic Climate Change Projections? Exploring a Large Ensemble of Simulations Across a Diversity of Hydroclimates. *Earth's Futur.* 7, 623–637. <https://doi.org/10.1029/2018EF001047>
- Clark, M.P., Kavetski, D., 2010. Ancient numerical daemons of conceptual hydrological modeling: 1. Fidelity and efficiency of time stepping schemes. *Water Resour. Res.* 46. <https://doi.org/10.1029/2009WR008894>
- Coron, L., Delaigue, O., Thirel, G., Perrin, C., Michel, C., 2020. airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling. R package version 1.4.3.65. <https://doi.org/doi:10.15454/EX11NA>
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package.

- Environ. Model. Softw. 94, 166–171. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002>
- DeWalle, D.R., Rango, A., 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press.
- DGA, 2019. Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de la parte sur de la Macrozona Austral e Isla de Pascua, SIT N° 444.
- DGA, 2017. Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Realizado por: Universidad de Chile & Pontificia Universidad Católica de Chile.
- DGA, 2016. Nuestra Agua, in: Atlas Del Agua Chile 2016. p. 64.
- Driessen, T.L.A., Hurkmans, R.T.W.L., Terink, W., Hazenberg, P., Torfs, P.J.J.F., Uijlenhoet, R., 2010. The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 651–665. <https://doi.org/10.5194/hess-14-651-2010>
- Duan, Q., Gupta, V., 1992. Effective and Efficient Global Optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.* 28, 1015–1031.
- Emerton, R., Zsoter, E., Arnal, L., Cloke, H.L., Muraro, D., Prudhomme, C., Stephens, E.M., Salamon, P., Pappenberger, F., 2018. Developing a global operational seasonal hydro-meteorological forecasting system: GloFAS-Seasonal v1.0. *Geosci. Model Dev.* 11, 3327–3346. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-3327-2018>
- Fowler, K., Peel, M., Western, A., Zhang, L., 2018. Improved Rainfall-Runoff Calibration for Drying Climate: Choice of Objective Function. *Water Resour. Res.* 54, 3392–3408. <https://doi.org/10.1029/2017WR022466>
- Garreaud, R., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J.P., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., Zambrano-Bigiarini, M., 2017. The 2010–2015 mega drought in Central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 1–37. <https://doi.org/10.5194/hess-2017-191>
- Givati, A., Thirel, G., Rosenfeld, D., Paz, D., 2019. Climate change impacts on streamflow at the upper Jordan River based on an ensemble of regional climate models. *J. Hydrol. Reg. Stud.* 21, 92–109. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.12.004>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *J. Hydrol.* 377, 80–91.
- Harrigan, S., Prudhomme, C., Parry, S., Smith, K., Tanguy, M., 2018. Benchmarking ensemble streamflow prediction skill in the UK. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 2023–2039. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2023-2018>
- Hrachowitz, M., Clark, M.P., 2017. HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 3953–3973. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3953-2017>
- Hublart, P., Ruelland, D., García De Cortázar Aauri, I., Ibacache, A., 2015. Reliability of a conceptual hydrological model in a semi-arid Andean catchment facing water-use changes. *Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci.* 371, 203–209. <https://doi.org/10.5194/piahs-371-203-2015>
- Kavetski, D., Kuczera, G., Franks, S.W., 2006. Calibration of conceptual hydrological models revisited: 2. Improving optimisation and analysis. *J. Hydrol.* 320, 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.07.013>
- L'hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y., Etchevers, P., 2005. Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps / Relation entre phase de précipitation et température de l'air: comparaison entre les Andes Boliviennes et les Alpes Suisses. *Hydrol. Sci. J.* 50. <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.989>
- Liu, Z., Wang, Y., Xu, Z., Duan, Q., 2017. Conceptual Hydrological Models. *Handb. Hydrometeorol. Ensemble Forecast.* 1–23. https://doi.org/10.1007/978-3-642-40457-3_22-1
- Nash, J.E., Sutcliffe, J. V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Newman, A.J., Clark, M.P., Sampson, K., Wood, A., Hay, L.E., Bock, A., Viger, R.J., Blodgett, D., Brekke, L., Arnold, J.R., Hopson, T., Duan, Q., 2015. Development of a large-sample watershed-scale hydrometeorological data set for the contiguous USA: Data set characteristics and assessment of regional variability in hydrologic model performance. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 209–223. <https://doi.org/10.5194/hess-19-209-2015>
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? *J. Hydrol.* 303, 290–306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>
- Ouyang, S., Puhlmann, H., Wang, S., von Wilpert, K., Sun, O.J., 2014. Parameter uncertainty and identifiability of a conceptual semi-distributed model to simulate hydrological processes in a small headwater catchment in Northwest China. *Ecol. Process.* 3, 1–17. <https://doi.org/10.1186/s13717-014-0014-9>
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* 279, 275–289. [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Pool, S., Vis, M.J.P., Knight, R.R., Seibert, J., 2017. Streamflow characteristics from modeled runoff time series - Importance of calibration criteria selection. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 5443–5457. <https://doi.org/10.5194/hess-21-5443-2017>
- Prudhomme, C., Hannaford, J., Harrigan, S., Boorman, D., Knight, J., Bell, V., Jackson, C., Svensson, C., Parry, S., Bachiller-Jareño, N., Davies, H., Davis, R., Mackay, J., McKenzie, A., Rudd, A., Smith, K., Bloomfield, J., Ward, R., Jenkins, A., 2017. Hydrological Outlook UK: an operational streamflow and groundwater level forecasting system at monthly to seasonal time scales. *Hydrol. Sci. J.* 62, 2753–2768. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1395032>
- Qu, Y., Duffy, C.J., 2007. A semidiscrete finite volume formulation for multiprocess watershed simulation. *Water Resour. Res.* 43, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006WR005752>
- Rakovec, O., Weerts, A.H., Sumihar, J., Uijlenhoet, R., 2015. Operational aspects of asynchronous filtering for flood forecasting. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2911–2924. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2911-2015>
- Sköien, J.O., Blöschl, G., Laaha, G., Pebesma, E., Parajka, J., Viglione, A., 2014. Rtop: An R package for interpolation of data with a variable spatial support, with an example from river networks. *Comput. Geosci.* 67, 180–190. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.02.009>
- Sorooshian, S., Gupta, V.K., 1986. Improving the Reliability of Compartmental Models: Case of Conceptual Hydrologic Rainfall-Runoff Models.
- Thober, S., Kumar, R., Sheffield, J., Mai, J., Schäfer, D., Samaniego, L., 2015. Seasonal soil moisture drought prediction over Europe using the North American Multi-Model Ensemble (NMME). *J. Hydrometeorol.* 16, 2329–2344. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0053.1>
- Thyer, M., Renard, B., Kavetski, D., Kuczera, G., Franks, S.W., Srikanthan, S., 2009. Critical evaluation of parameter consistency and predictive uncertainty in hydrological modeling: A case study using Bayesian total error analysis.

- Water Resour. Res. 45.
<https://doi.org/10.1029/2008WR006825>
- Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2014a. "As simple as possible but not simpler": What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 - Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *J. Hydrol.* 517, 1166–1175. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.059>
- Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2014b. 'As simple as possible but not simpler': What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2 – Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments. *J. Hydrol.* 517, 1176–1187. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.058>
- Valéry, A., Andréassian, V., Perrin, C., 2010. Regionalization of precipitation and air temperature over high-altitude catchments – learning from outliers. *Hydrol. Sci. J.* 55, 928–940. <https://doi.org/10.1080/02626667.2010.504676>
- Vásquez, N., Mendoza, P.A., Vargas, X., 2020. Explorando la relación entre similitud hidrológica, climática y fisiográfica mediante clasificación de cuencas. *Rutas Hidrológicas*. (Ed) X. Vargas
- Wanders, N., Thober, S., Kumar, R., Pan, M., Sheffield, J., Samaniego, L., Wood, E.F., 2019. Development and evaluation of a pan-European multimodel seasonal hydrological forecasting system. *J. Hydrometeorol.* 20, 99–115. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-18-0040.1>
- Westerberg, I.K., Guerrero, J.L., Younger, P.M., Beven, K.J., Seibert, J., Halldin, S., Freer, J.E., Xu, C.Y., 2011. Calibration of hydrological models using flow-duration curves. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 2205–2227. <https://doi.org/10.5194/hess-15-2205-2011>
- Wigmosta, M.S., Vail, L.W., Lettenmaier, D.P., 1994. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.* 30, 1665–1679. <https://doi.org/10.1029/94WR00436>
- Willmott, C.J., Robeson, S.M., Matsuura, K., 2012. A refined index of model performance. *Int. J. Climatol.* 32, 2088–2094. <https://doi.org/10.1002/joc.2419>
- Yilmaz, K.K., Gupta, H. V, Wagener, T., 2008. A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resour. Res.* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>
- Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H.J., Galleguillos, M., Estades, C., Biging, G.S., Radke, J.D., Gong, P., 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sens. Environ.* 183, 170–185. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.05.016>

USO DEL MODELO QDM MODIFICADO EN UNA CUENCA CON ESCASA INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA EN EL SUR DE CHILE

Yerel Morales¹

(1) Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile

Contacto autor principal: yerel.morales@uv.cl

RESUMEN. El análisis sobre la disponibilidad de recursos hídricos es una constante en la actualidad y para dar respuesta a las preguntas asociadas a ello, la modelación hidrológica es una herramienta de gran utilidad. Hoy en día existe una gran variedad de modelos hidrológicos, cada vez más detallados y específicos, pero ¿qué pasa cuando la información disponible es escasa o el tiempo de puesta en marcha es acotado? En el presente artículo se describe el modelo QMD Modificado, un modelo agregado, conceptual y que representa el proceso precipitación-escorrentía a nivel diario, el cual se utilizó para simular los caudales de la cuenca del río Lirquén en Cerro El Padre utilizando 2 años de calibración y una validación que comprende 10 años consecutivos, entregando resultados de NS en torno a los 0.7 tanto para calibración como para validación. A partir de lo anterior se concluye que el modelo QMD es una alternativa viable en cuencas con morfología regular.

INTRODUCCIÓN

A través del tiempo se han destinado grandes esfuerzos en lograr entender el ciclo hidrológico y poder modelarlo, con el fin de conocer a lo largo del tiempo la variabilidad del recurso hídrico y junto con ello su disponibilidad y/o eventos extremos. A esto se le suman los cambios que se han producido a nivel global y que afectan de manera importante las forzantes climáticas que influyen directamente en este ciclo, como lo son precipitación, temperaturas y evapotranspiración, entre otros.

Los inicios de la modelación hidrológica datan hacia fines de la década de los 60s, de la mano con mayor disponibilidad de computadores digitales, donde muchos de los proyectos de doctorados en universidades internacionales (USA, Reino Unido, entre otros) en el área de la hidrología apuntaban al desarrollo de alternativas conceptuales que permitieran caracterizar el problema de precipitación-escorrentía. Ejemplo de estos modelos son Stanford Watershed Model y programa de simulación en Fortran (HSPF) (Beven, 2019). Por su parte Chile no se quedaba atrás en este tipo de investigaciones, así lo demuestra el trabajo realizado por Ernesto Brown, Patricio Ferrer y Luis Ayala en el año 1973, donde como resultado se genera un modelo hidrológico mensual (MSH) en lenguaje Fortran que permitía obtener información mensual de la escorrentía total de una cuenca.

Conforme avanzó el tiempo, se desarrollaron una gran cantidad de modelos hidrológicos, los que pueden ser clasificados de acuerdo a su forma, aleatoriedad o su variabilidad espacio-temporal. En función de lo antes mencionado, existen diversas clasificaciones y a su vez una amplia gama de modelos que responden a estas características, por lo cual la selección de estas herramientas depende en gran medida de la información con la que se cuente para implementarlos

Actualmente existen diversos trabajos en los cuales se han implementado modelos tales como HEC-HMS (USACE, 2000), WEAP (SEI, 1988), VIC (Liang et al., 1994), entre otros. Cabe destacar que todos ellos requieren de una gran cantidad de información meteorológica, así como también información característica de las zonas de estudio en términos geomorfológicos, lo cual responde a su conceptualización, ya que corresponden a modelos semidistribuidos o distribuidos.

La pregunta es qué sucede cuando el acceso a la información de registros “in situ” es limitado o cuando los datos de productos grillados, como CR2Met, presentan una incertidumbre importante. Es en estas instancias donde aparecen como alternativas los modelos agregados, que requieren una cantidad menor de información para llevar a cabo el proceso de modelación de una determinada cuenca. Ejemplos de ellos son el modelo MHM, el modelo QMD o su versión modificada, los que se describirán en detalle más adelante.

El objetivo del presente trabajo es mostrar el desempeño de un modelo agregado a escala diaria, como QMD modificado, el cual fue calibrado el año 2009 con información de la década de los 90s y evaluar con información actualizada de las mismas estaciones, dado que hasta la fecha la disponibilidad de información medida “in situ” no ha variado.

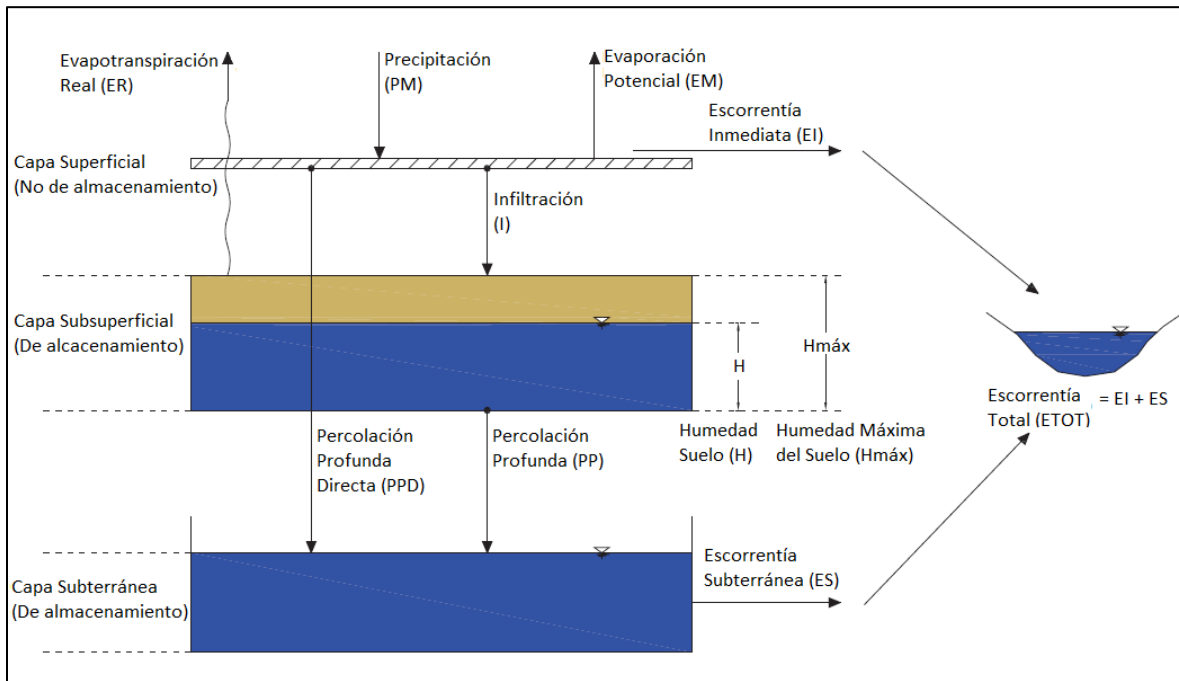


Figura 3. Modelo conceptual del MHM (adaptado de Ferrer et al. 1973)

DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS

El modelo hidrológico mensual MHM fue propuesto por Ferrer et al. (1973), es de carácter pluvial y utiliza dos estanques para caracterizar los procesos que suceden bajo la superficie y entregar información de escorrentía superficial y subterránea (ver Figura 1). Para el análisis de la escorrentía subterránea considera procesos de infiltración y percolación profunda, además de variaciones de humedad del suelo, lo que finalmente se traduce en una escorrentía subterránea, que sumada a la escorrentía inmediata, general la escorrentía total. Es un modelo agregado que considera como datos de entrada únicamente precipitación, evapotranspiración y área de la cuenca, lo cual disminuye en gran medida el tiempo requerido para analizar información disponible. Consta de 10 parámetros ajustables relacionados con los procesos al interior de la cuenca, ya sean superficiales o subterráneos y 2 variables de inicialización.

En el año 1995 Kuhlmann y Stöwhas toman como base MHM y lo llevan a escala diaria, lo cual tiene por resultado el modelo QMD, un modelo conceptual que consta de 11 parámetros ajustables y 2 variables de inicialización. Al igual que su símil mensual, contempla una escorrentía total está compuesta por flujo superficial y subterráneo, al que se le suma un flujo subsuperficial, contemplando procesos de evapotranspiración, infiltración y percolación profunda. Dado que es un modelo agregado los procesos son evaluados por unidad de área, generando resultados globales tan solo al final de la simulación, cuando se presenta la escorrentía superficial estimada.

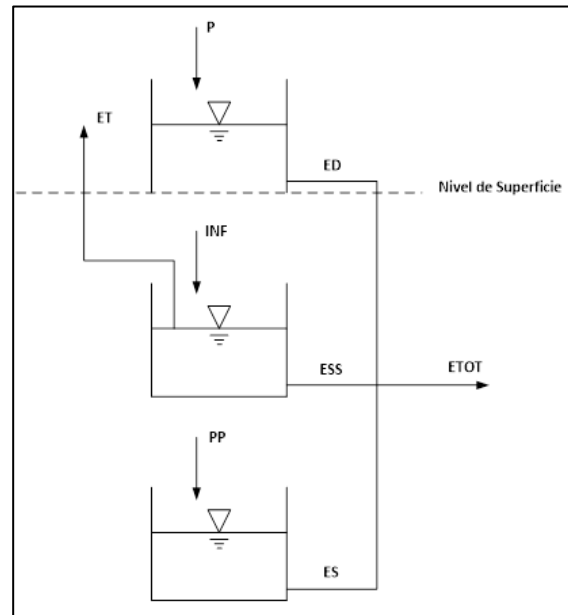


Figura 4. Esquema conceptual modelo QMD.

Posteriormente se le realizan modificaciones al proceso de infiltración Morales (2009), adoptando el método de Green Ampt con el fin de mejorar el comportamiento del modelo en los caudales bajos, incorporando 3 parámetros más al modelo original (14 parámetros de calibración).

Este modelo cuenta además con dos subrutinas que permiten hacer una búsqueda univariada (BUSCA) y evaluar el desempeño del modelo (SIMUL) a través de 3 funciones objetivo distintas, las cuales se presentan en las ecuaciones (1), (2) y (3).

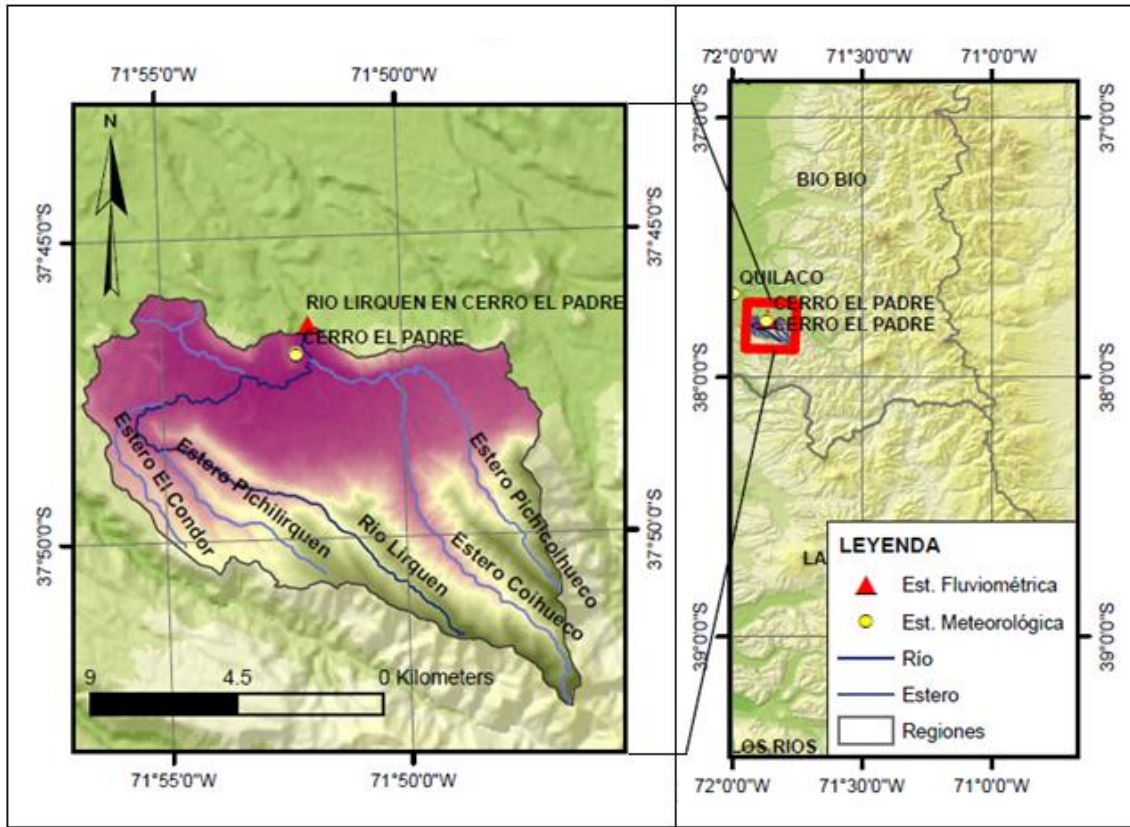


Figura 5. Zona de estudio, cuenca Río Lirquén en Cerro El Padre.

$$FOB = \sum \frac{|ETOT_{(i,j)} - QDIA_{(i,j)}|}{DIAQ} \quad (1)$$

$$FOB = \sum \frac{|ETOT_{(i,j)} - QDIA_{(i,j)}|}{DIAQ} \quad (2)$$

$$FOB = \sum \frac{|\ln[ETOT_{(i,j)}] - \ln[QDIA_{(i,j)}]|}{DIAQ} \quad (3)$$

Donde:

ETOT_(i,j): Caudal diario simulado.

QDIA_(i,j): Caudal diario observado.

DIAQ : Cantidad de días del periodo simulado.

DESCRIPCIÓN ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio corresponde a la cuenca del Río Lirquén en Cerro El Padre, perteneciente a la Región del Biobío, Chile. El área aportante alcanza los 104,07 Km², con una elevación mínima de 319 msnm y una elevación máxima de 1426 msnm. Se encuentra controlada por la estación fluviométrica del mismo nombre, vigente desde el año 1942. La estación se ubica a 37°46'32" latitud Sur y 71°51'46" de longitud Sur (ver Figura 2).

En términos de uso de suelos, es una zona cubierta principalmente por bosque nativo y plantaciones forestales, las cuales cubren aproximadamente un 85% del área total.

Tabla 2: Estaciones meteorológicas y fluviométricas vigentes con información disponible para la modelación.

Código	Nombre	Variable Interés	Cuenca	Altura	Coordenadas	
				[msnm]	Lat. S	Lon. W
08317003-4	Cerro El Padre	Pp	Río Lirquén en cerro El Padre	346	37°46'47"	71°51'59"
08318002-1	Quilaco	E	Río Lirquén en cerro El Padre	231	37°41'06"	72°00'21"
08317002-6	Río Lirquén en cerro El Padre	Q	Río Lirquén en cerro El Padre	340	37°46'32"	71°51'46"

MATERIALES Y MÉTODO

Los datos de precipitación (Pp), evaporación (E) que se utilizarán para llevar a cabo las simulaciones, corresponden a información de las estaciones de la Dirección General de Aguas (DGA), así como también los datos de caudales (Q) para determinar el nivel de ajuste del modelo respecto a los datos registrados. El detalle de cada una de ellas se presenta en la Tabla 1. En Morales (2009) se utilizó para la calibración el criterio de ajuste 2 de la subrutina BUSCA del modelo QMD Modificado (ver ecuación 2), error cuadrático medio (RMS) y error cuadrático medio normalizado. En la actualidad, criterios de bondad de ajuste ampliamente utilizados en modelación hidrológica corresponde a Nash-Sutcliffe (NS), Nash-Sutcliffe logarítmico (NS-Log), Porcentaje de sesgo (PBIAS) y el coeficiente R2, criterios que serán incorporados en el presente trabajo

RESULTADOS

Como se mencionó en un principio, el proceso de calibración realizado en el año 2009 fue con información de la década de los 90s, específicamente en los años 1992 y 1993. Los resultados obtenidos en ese entonces se resumen en la Tabla 2, la cual incorpora también los nuevos indicadores de bondad de ajuste considerados. Las series de tiempo de caudales modelados y simulados del periodo de análisis se presentan en la Figura 4.

Tabla 3: Indicadores obtenidos en el proceso de calibración

Criterio	Valor
FOB	0,21
RMS	5,85
RMS_normalizado	0,06
NS	0,76
NS-Log	0,91
PBIAS	20,21
R ²	0,81

Al observar los indicadores de bondad de ajuste se consideran dentro del rango muy bueno, en el caso de NS y NSE, mientras que PBIAS está en un rango satisfactorio, según lo establecido en la literatura para modelación hidrológica (Moriasi, 2007; Molnar, 2011). Lo anterior coincide con el comportamiento de la serie temporal de caudales modelada, la cual representa adecuadamente la variabilidad de los caudales registrada en la estación, donde las principales deficiencias se observan en el ajuste logrado para los caudales peaks, lo que se ve reflejado en los valores de NS y PBIAS, donde este último muestra una clara subestimación de los flujos. Aun así, el valor de NS se encuentra en el rango muy bueno, lo cual tiene relación con que el modelo realiza una buena estimación de los caudales medios y bajos, por lo que se obtiene un buen indicador en

términos numéricos, pero el contrastar los valores de manera gráfica, permite identificar donde se presentan las deficiencias del mismo.

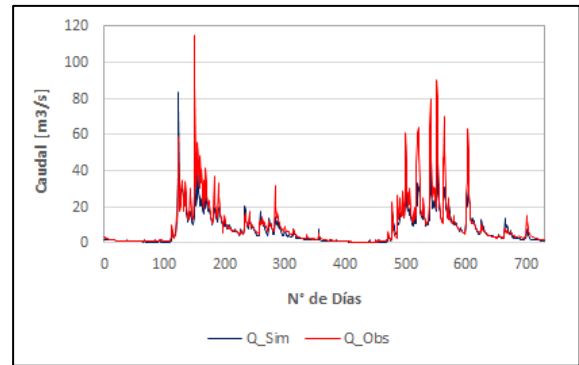


Figura 6.- Caudales observados y simulados proceso calibración.

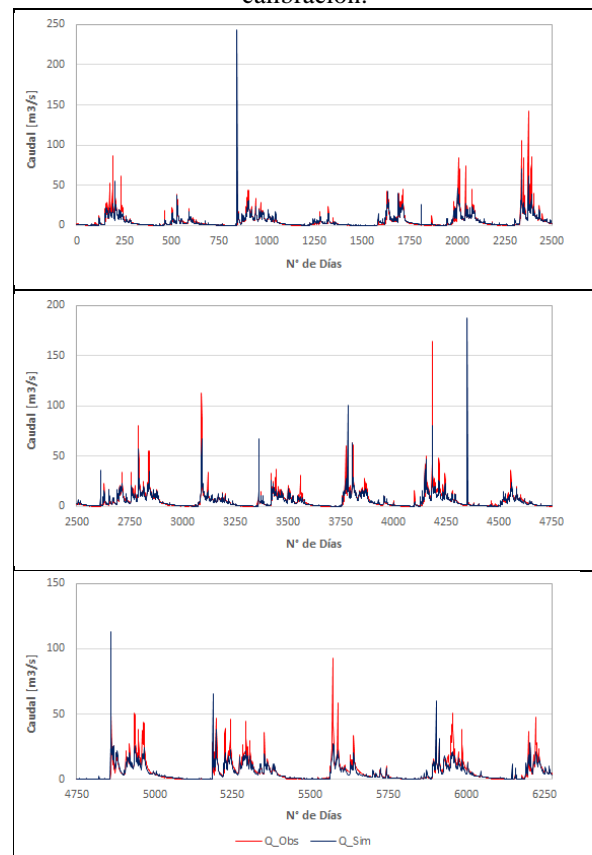


Figura 7. Caudales observados y simulados periodo de validación.

El proceso de evaluación con información actualizada se llevará a cabo con datos comprendidos entre los años 1995 y 2014. La estadística en este periodo se encuentra completa, sin necesidad de realizar procesos de relleno de información. Los resultados se presentan en la Figura 5.

Los resultados de los indicadores de bondad de ajuste correspondientes al periodo de validación se presentan en la Tabla 3. Según se observa, los resultados obtenidos con la información actualizada, sin considerar un nuevo

proceso de calibración, muestran que el modelo continúa representando de manera adecuada el comportamiento histórico de la cuenca y que la principal deficiencia está en la simulación de los valores peaks, pero esto también se traslada a los caudales bajos, lo cual se ve reflejado en una leve disminución del valor de NS logarítmico.

Tabla 4: Indicadores obtenidos en el proceso de validación

Criterio	Valor
FOB	0,67
RMS	2,49
RMS_normalizado	0,01
NS	0,71
NS-Log	0,86
PBIAS	12,23
R ²	0,63

En términos generales, considerando que el periodo de evaluación contempla una extensión de 10 años, se considera que el valor de PBIAS obtenido indica que existe una buena aproximación del volumen de escorrentía directa.

Analizando en detalle la serie de tiempo que se muestra en la Figura 5, se observa que a pesar de una notoria subestimación en la representación de los valores peaks, destaca una representación muy adecuada a lo largo del tiempo de la curva de recesión del hidrograma en los diferentes eventos de incremento de caudal o crecidas, lo cual da cuenta de adecuados procesos de simulación de infiltración y modelación del estanque correspondiente a las primeras capas de suelo, el cual involucra escorrentía subsuperficial y aporte a la percolación profunda. Por otra parte, al enfocarse en los años asociados a la megasequía (Garreaud, 2017) 2010-2014, se ve que existe una constante subestimación de los valores peaks, lo que sugiere la necesidad de un ajuste de los parámetros que sea más representativo de los procesos que se desarrollan en la cuenca ante años consecutivos de bajas precipitaciones. Esto a raíz de que los años utilizados para calibrar el modelo corresponden a años catalogados en el rango normales a húmedos, en términos de precipitación y caudal, por lo que la representación de condiciones de sequía se dificulta al no haber sido incorporadas en el periodo de calibración. La tendencia a la subestimación del modelo queda en evidencia de manera más clara en la Figura 6, donde es posible observar que la pendiente de la recta es menor a la unidad y además el coeficiente de correlación tiene un valor de 0,63; cabe destacar que esta tendencia es más marcada en los caudales superiores a los 40 [m³/s] aproximadamente y la mayor dispersión se presenta por sobre los 60 [m³/s]. En la serie de tiempo se observan 2 peaks que no coinciden con los valores observados de caudal, por lo que se considera que pueden ser posibles errores de medición, ya sea en precipitación o caudal.

DISCUSIÓN

El modelo QMD modificado presenta buenos resultados en la simulación para cuencas de morfología regular, es decir, con índices de compacidad menores a 1,5 (André, 2009). Los mejores desempeños se concentran en los caudales base y medios, presentando deficiencias en los valores peaks. A pesar de ello, los indicadores de desempeño se encuentran en el rango bueno para NS, muy bueno en el caso de NSE y para el caso de PBIAS en un rango bueno, donde la estimación no supera el 15% de variación respecto al volumen real de agua en un periodo de 10 años.

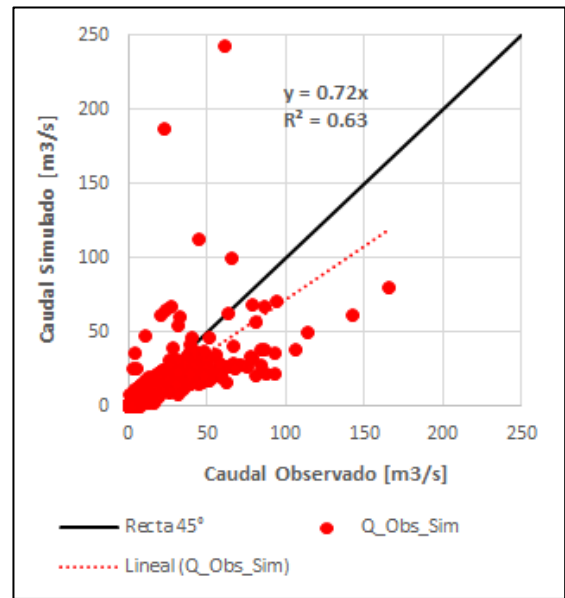


Figura 8: Correlación caudales observados y simulados – periodo de validación.

En estudios realizados con anterioridad (Morales, 2009) se observó que para cuencas con valores de coeficiente de compacidad mayores a 1,5, como es el caso del Estero Upeo, el modelo no presenta un desempeño adecuado, presentando deficiencias importantes tanto para caudales base como para caudales peaks, por lo que no se recomienda el uso de este modelo en cuencas con esas características.

Al observar en detalle los resultados obtenidos en el periodo inserto en la megasequía, se observó que existe una tendencia a la subestimación constante de los caudales peaks, ante escenarios de bajas precipitaciones prolongadas, pero los caudales medios y base siguen siendo representados de manera adecuada. Esto da pie para analizar la posibilidad de que los procesos hidrológicos que se generan en la cuenca ante escenarios de sequía no estén representados de buena forma, ya que como se mencionó anteriormente, condiciones de sequía no fueron abordadas en el proceso de calibración. Por lo antes mencionado, se considera adecuado realizar una revisión de los parámetros de calibración considerando en el proceso un conjunto de años que contemple

condiciones secas, normales y húmedas, así como también eventos consecutivos de bajas precipitaciones y verificar cómo cambian los valores de dichos parámetros, de manera tal de generar un modelo representativo de la cuenca a lo largo del tiempo con parámetros que tengan un mayor rango de validez.

CONCLUSIONES

Si bien en la actualidad la tendencia es al uso de modelos semi-distribuidos o distribuidos, que permitan captar en la modelación la heterogeneidad de la cuenca, el modelo QMD modificado se presenta como una alternativa viable para la simulación de caudales a nivel diario en cuencas que presentan un bajo nivel de información meteorológica, ya que los únicos datos que se requieren son precipitación, evaporación y caudales registrados. Esto es relevante, ya que aplicar modelos que requieren una mayor cantidad de información, si bien es posible estimarla a través de relaciones presentes en la literatura, es necesario tener en cuenta la incertidumbre que se genera en los resultados al incorporar estos procesos.

Por otra parte, QMD Modificado ha dado cuenta de que puede obtener resultados adecuados a través de periodos cortos de calibración (alrededor de 2 años). Esto hace que tenga una ventaja comparativa ante otros modelos disponibles en la actualidad, la cual tiene relación con un menor tiempo necesario para su puesta en marcha, en relación a los periodos de calibración y procesamiento de la información de entrada.

Finalmente, por lo antes mencionado es posible considerarlo como una alternativa viable cuando existen periodos cortos de información o tiempos de modelación acotados, siempre teniendo en cuenta las características recomendadas respecto a la forma de las cuencas y también su tendencia a la subestimación y mayor dispersión en los caudales peaks.

REFERENCIAS

- André, M. (2009). "Similitud Hidrológica y Transferencia de Información Fluviométrica en Cuencas de la Zona Central de Chile". Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Valparaíso. UTFSM.
- Beven, K. (2019). How to make advances in hydrological modelling. *Hydrology Research*. doi:10.2166/nh.2019.134.
- Ferrer, P., Brown, E., Ayala, L. (1973). "Simulación de gastos mensuales en una cuenca pluvial". II Coloquio Nacional de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica. Santiago. Agosto. Departamento de Obras Hidráulicas, Universidad Católica de Chile.
- Garreaud, R., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J., Christie, D., Galleguillos, M., LeQuesne, C., McPhee, J., Zambrano-Bigiarini, M. (2017): "The 2010-2015 mega drought in Central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation". *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/hess-2017-191, 2017.
- Kuhlmann, J. (1995). "Modelo para la estimación de caudales medios diarios en cuencas pluviales". Memoria para optar a título de Ingeniero Civil. Valparaíso. UTFSM.

Moriasi, D., Arnold, J., Van Liew, M., Bingner, R., Harmel, R., Veith, T. (2007). "Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations" American Society of Agricultural and Biological Engineers.

Morales, Y. (2009). "Análisis comparativo de modelos de estimación de caudales medios diarios en cuencas pluviales". Memoria para optar a título de Ingeniero Civil. Valparaíso. UTFSM.

Molnar, P. (2011). "Calibration, Watershed Modelling, SS 2011" Institute of Environmental Engineering, Chair of Hydrology and Water Resources Management, ETH Zürich, Switzerland.

CONSIDERACIONES METODOLÓGICAS PARA LA MODELACIÓN SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEA INTEGRADA APLICADA A PLANES DE GESTIÓN HÍDRICA EN CHILE

Pedro Sanzana¹, Angelica Moncada², Sebastián Vicuña^{3,4}, David Purkey², Francisco Suárez^{1,3,7}, José-Francisco Muñoz¹, Jorge Gironás^{3,5,6}

(1) DICTUC, Chile; (2) SEI Latinoamérica; (3) DHIA-UC, Chile; (4) Centro Cambio Climático UC; (5) CEDEUS; (6) CIGIDEN; (7) CEGA

Contacto autor principal: psanzana@uc.cl

RESUMEN. Actualmente, la gestión del agua y su escasez han llegado a preocupar a diferentes sectores en muchas sociedades. En forma generalizada, existe un entusiasmo sobre el uso sostenible de los recursos, lo que implícitamente requiere de la gestión integrada de la cuenca, incorporando los recursos superficiales y subterráneos. La generación y definición de la herramienta de modelación hidrológica es un elemento clave en el desarrollo de un plan de cuenca. El presente artículo resume la experiencia reciente en distintos proyectos de investigación, planes de adaptación y planes de cuenca, y propone consideraciones metodológicas para la modelación integrada dentro de planes de gestión hídrica.

INTRODUCCIÓN

Actualmente, la gestión del agua y su escasez son motivo de preocupación en diferentes sectores de la sociedad (Kadi et al., 2014; Snellen & Schrevel, 2004). En forma generalizada existe un entusiasmo sobre el uso sustentable de los recursos, lo que implícitamente requiere de la gestión integrada de los recursos superficiales y subterráneos. El valor estratégico de los recursos hídricos a nivel mundial comenzó a reportarse en la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Agua (OMS, 1977), y posteriormente en conferencias como la Conferencia Internacional sobre el Agua realizada en Dublín, Irlanda (1992) y la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo realizada en Río de Janeiro, Brasil (1992). Diferentes guías y lineamientos han sido sugeridos para la planificación de recursos hídricos (EPA, 2020) (Figura 1) y la discusión sobre elementos de modelación y requerimientos como insumos de estos planes (Shoemaker, Dai, Koenig, & Hantush, 2005).

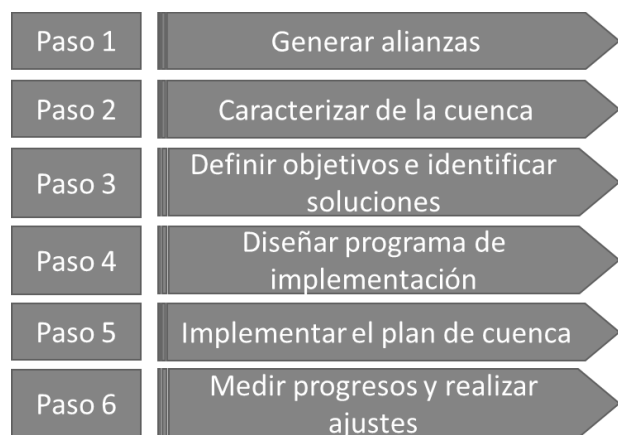


Figura 9. Pasos requeridos en el proceso de un Plan de Cuenca (EPA, 2020)

Según la EPA (2020), la generación y definición de la herramienta de modelación hidrológica en el proceso de

un Plan de Cuenca se lleva a cabo en el Paso 2: Caracterizar la Cuenca. Según varios autores (EPA, 2020; Middlemis, Merrick, Ross, & Rozlapa, 2002; Servicio de Evaluación Ambiental (SEA), 2012; Shoemaker et al., 2005), el tiempo requerido para la implementación de un modelo complejo es mayor a seis meses, plazo que sólo se podría dedicar a la implementación, sin considerar la elaboración de escenarios y otras actividades. Por lo tanto, no se recomienda subestimar plazos internacionalmente reconocidos en la elaboración de este tipo de herramientas ya que podrían perjudicar el producto final e insumo base de dicho plan. En general, el desarrollo completo de un Plan de Cuenca, que incluya participación de actores clave, difusión y planificación participativa de medidas toma aproximadamente dos años (Nottawasaga Valley Conservation Authority [NVCA], 2019). En este periodo es fundamental la construcción, calibración, validación y uso de un modelo superficial-subterráneo acoplado para representar integradamente el comportamiento de los recursos hídricos.

A nivel nacional, en Chile, algunos estudios que utilizan modelos superficiales-subterráneos acoplados en forma explícita se han implementado para el acuífero de Copiapó, Región de Atacama (Hunter, Gironás, Bolster, & Karavitis, 2015; Sanzana et al., 2019), y para un subsector del acuífero del Mapocho Alto, Región Metropolitana (Sanzana et al., 2019). En ambos casos se acoplaron los modelos WEAP (Yates, Sieber, Purkey, & Huber-Lee, 2005) y MODFLOW (Harbaugh, 2005). Por otra parte, la Dirección General de Aguas (DGA), se encuentra desarrollando la iniciativa del Plan Nacional de Recursos Hídricos, cuyo objetivo es elaborar e implementar un instrumento estratégico de planificación de carácter indicativo que oriente y coordine las políticas relacionadas con el agua. De manera complementaria a esta iniciativa, la DGA está desarrollando el Plan Estratégico de Cuencas en todas las hoyas hidrográficas de los ríos de Chile. Cada plan considera la modelación

integrada de aguas superficiales y subterráneas como herramienta base.

Este artículo reporta la experiencia acumulada durante el desarrollo de los Planes Estratégicos de Cuencas, así como la de los autores, quienes han trabajado en una serie de proyectos relacionados con la modelación integrada de aguas superficiales y subterráneas, tales como el proyecto MAPA (proyecto IDRC 107081-001 desarrollado por CCG-UC) y el proyecto desarrollado por DICTUC-SEI (DGA, 2019a), entre otros. Para este propósito, se recopiló los antecedentes relacionados con la modelación y estudios hidrológicos e hidrogeológicos desarrollados por instituciones públicas y privadas. Estos antecedentes se analizaron detalladamente, identificándose las metodologías utilizadas para modelar la demanda, especialmente la agrícola, embalses, canales, acuíferos y su interacción con el agua superficial y el suelo. De este análisis se logró definir una estrategia por modelo para lograr acoplar las herramientas WEAP-MODFLOW. Adicionalmente, se identificaron brechas y falencias a ser mejoradas en la integración superficial-subterránea en las cuencas que son parte del estudio.

MODELO WEAP

El modelo Water Evaluation And Planning (WEAP) es una herramienta computacional para la planificación de los recursos hídricos, desarrollada en 1988 como iniciativa del Stockholm Environment Institute (SEI) (SEI, 2018). Esta herramienta de planificación busca ser flexible, integral y transparente en la evaluación de la sostenibilidad de los patrones de demanda y suministro de agua, y explorar escenarios alternativos de largo alcance.

WEAP apoya la planificación de recursos hídricos realizando el balance de oferta de agua (generada a través de módulos físicos de tipo hidrológico a escala de subcuenca) con la demanda de agua (caracterizada por un sistema de distribución de variabilidad espacial y temporal con diferencias en las prioridades de demanda y oferta) (Centro de Cambio Global-Universidad Católica de Chile & SEI, 2009).

Una serie de artículos describen el modelo WEAP (Purkey et al., 2008; Yates, Purkey, Sieber, Huber-Lee, & Galbraith, 2005; Yates, Sieber, et al., 2005), mientras que su página web <http://www.weap21.org/> reporta una descripción detallada de sus características, publicaciones asociadas, su integración con otros software y otros recursos.

MODELO MODFLOW

MODFLOW es un modelo tridimensional de aguas subterráneas, basado en diferencias o volúmenes finitos, creado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Este modelo permite estimar la variación espaciotemporal del nivel freático en un acuífero, incorporando extracciones puntuales, drenes y la

interacción río-acuífero. Este modelo de base física ha sido ampliamente utilizado para la gestión del recurso subterráneo.

Con la integración de aguas superficiales y subterráneas es posible estudiar cómo los cambios en los niveles locales del acuífero afectan el sistema general (e.g., interacciones entre aguas superficiales y subterráneas, problemas de bombeo debido a la extracción, recarga lateral de agua subterránea) y viceversa (e.g., infiltración y extracción). Por lo general, la recarga de un modelo de aguas subterráneas proviene de la aplicación independiente de un modelo hidrológico de superficie no vinculado en forma explícita. Por lo tanto, en la mayoría de los casos no se tienen en cuenta los mecanismos de interacción y retroalimentación entre los sistemas para cada paso de tiempo.

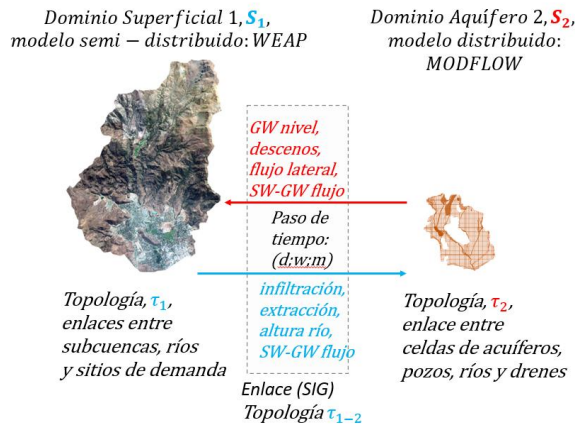
Los procesos hidrológicos en cuencas con una importante interacción río-acuífero, o donde hay una fuerte dependencia del recurso subterráneo, deben ser representados mediante una integración dinámica de los modelos hidrológicos superficiales y de aguas subterráneas. Esto es particularmente importante en el modelamiento de áreas donde el nivel freático está por sobre el nivel del lecho del río, lo que implica la potencial extracción de agua subterránea y su reincorporación en el sistema superficial. Existen diversas experiencias internacionales de acople de MODFLOW con modelos superficiales, tales como URBS-MODFLOW (Delliou, Rodriguez, & Andrieu, 2009), MIKE 11-MODFLOW (Graham, D.N., Chmakov, S., Sapozhnikov, A., Gregersen, n.d.), SWAT-MODFLOW (Hadded et al., 2013; Kim, Chung, Won, & Arnold, 2008), SWMM-MODFLOW (Yergeau, 2010). Por otro lado, otros estudios han aplicado un modelo acoplado WEAP-MODFLOW para proponer las mejores estrategias de gestión a escala de subcuenca (Droubi et al., 2008; Hadded et al., 2013; Sanzana et al., 2018).

MODELANDO EL AGUA SUBTERRÁNEA CON ACOPLE A MODFLOW EN WEAP

El acople de WEAP con MODFLOW se recomienda para casos donde los métodos disponibles en WEAP, para representar el agua subterránea y sus interacciones, no permiten reproducir la complejidad deseada, o en casos donde hay disponibilidad de información suficiente como para desarrollar un modelo MODFLOW (Sieber, Swartz, & Huber-Lee, 2005). De hecho, los modelos de agua subterránea en MODFLOW y WEAP son muy diferentes. Mientras que un nodo de agua subterránea WEAP se representa como un gran "cubo" sin parámetros para caracterizar los flujos internos, MODFLOW representa el agua subterránea como una red multicapa de celdas independientes, cada una con sus propios parámetros de flujo y ecuaciones que se utilizan para modelar flujos entre celdas y, a través, de los límites del acuífero (SEI, 2016).

Figura 10. Topología entre modelos WEAP-MODFLOW y flujos de intercambio para cada paso de tiempo (adaptado a partir de Sanzana et al, 2019)

La Figura 10 presenta un esquema del acople de los modelos a uno operacional WEAP-MODFLOW. Cuando se vinculan correctamente, los datos y los resultados fluyen en ambas direcciones entre WEAP y MODFLOW para cada paso de tiempo. Por un lado, la infiltración de agua subterránea (recarga), las extracciones (bombeo), el nivel del agua en tramos de un río y la escorrentía de aguas superficiales son resultados de WEAP que se transfieren como datos de entrada a MODFLOW. Por otro lado, MODFLOW entrega a WEAP la forma de niveles (y variaciones) de aguas subterráneas, los flujos laterales entre acuíferos, y las interacciones entre aguas superficiales y subterráneas.



La Figura 11 muestra un esquema general de acoplamiento entre un modelo WEAP y un modelo MODFLOW detallando los procesos e interacciones que se representan. Las cuencas de cabecera y cuencas laterales recargan el acuífero (R_c y R_L respectivamente) en las zonas de recarga de cabecera ($Z_{rec.cab}$) y laterales ($Z_{rec.lat}$). Adicionalmente, el acuífero puede ser recargado por infiltraciones de la precipitación (R_p), las que pueden ocurrir en un área superficial coincidente, o no, con la extensión total del acuífero. En la Figura 3, la zona de recarga corresponde a la zona verde.

En la riberas de los ríos se encuentran localizadas las zonas de irrigación ($Z_{riego/humedad}$), las cuales extraen un caudal de fuentes de agua superficial (Q_{er}) y de pozos cercanos (W_r). Adicionalmente, en las zonas de riego se dan los procesos de Evapotranspiración (E_{tr}) e Infiltración al acuífero (R_i).

Otras demandas que también pueden tener las dos fuentes de abastecimiento son las urbanas (Z_{urb}) y minera (D_{minera}). Las zonas urbanas en este caso pueden extraer un caudal del río (Q_u) y de pozos cercanos (W_u), mientras que la demanda minera extrae un caudal de pozos cercanos (W_m), según lo representado en la Figura 3.

Por otro lado, las demandas pueden retornar un caudal al río y/o acuífero (R_v), el cual sirve de recarga al agua subterránea. Las aguas subterráneas y superficiales pueden estar hidráulicamente conectadas, por lo que el río puede recargar al acuífero por infiltración (R_{inf}), mientras que el acuífero puede generar afloramientos (D).

Un modelo de estas características se considera calibrado cuando el registro de caudales obtenido de estaciones fluviométricas (Q_{obs}) es similar a los caudales simulados en WEAP, y el nivel de agua subterránea (H_{obs}) registrado en los pozos de observación (W_o) es similar a los niveles simulados en MODFLOW.

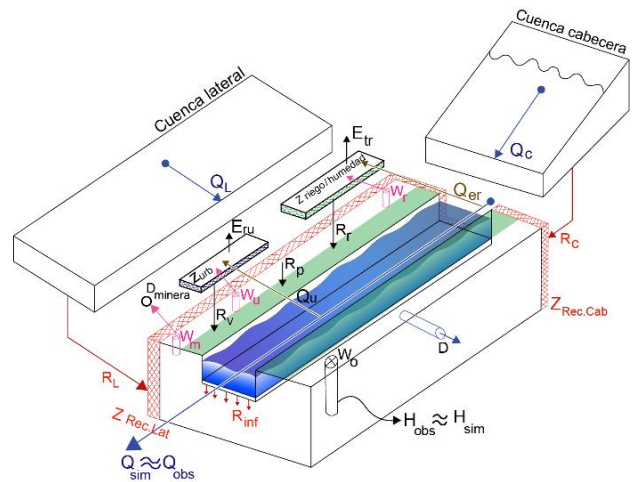


Figura 11. Esquema de acoplamiento WEAP – MODFLOW.

METODOLOGÍA DE ACOPLE PROPUESTA

Teniendo claros los métodos para modelar la hidrología, el agua subterránea, la demanda y la infraestructura de captación y distribución usados en WEAP y MODFLOW, es posible definir la metodología a seguir para acoplar los modelos para cada cuenca. Esta metodología se resume en la Figura 12. A continuación, se describen los pasos a seguir de forma general.

A. Preparar MODFLOW en forma nativa

En primer lugar, los modelos MODFLOW desarrollados en plataformas comerciales (GroundwaterVistas, VisualModflow, etc.) se preparan para correr MODFLOW en forma nativa (Figura 5). Actualmente, la integración de WEAP con MODFLOW paso a paso permite la utilización de las siguientes versiones: MODFLOW 2000, MODFLOW 2005 y MODFLOW NWT. La información técnica en detalle relacionada con los paquetes usados, permitidos y no permitidos en WEAP debe revisarse en weap21.org.

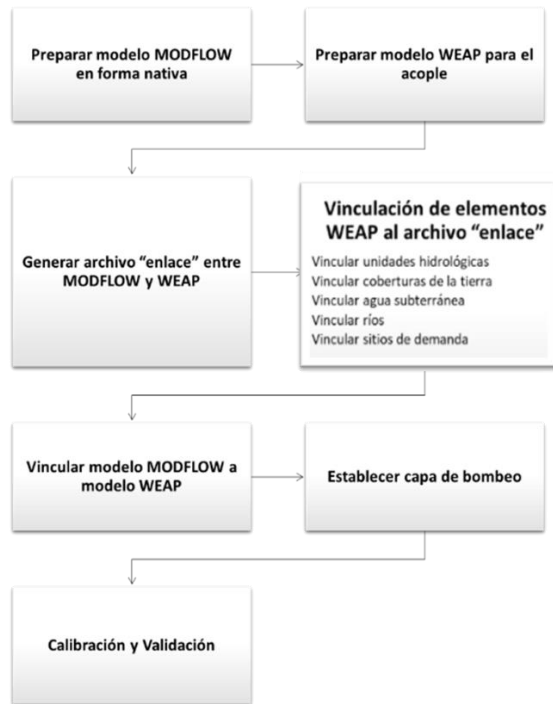


Figura 12. Metodología de acople WEAP-MODFLOW

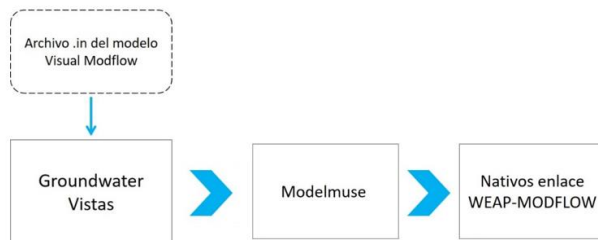


Figura 13. Ejemplo de pasos para generación archivos nativos MODFLOW para acople

B. Preparar WEAP para el acople

Una vez se tenga el modelo MODFLOW en forma nativa se debe crear la carpeta “MODFLOW” dentro del subdirectorio del área del modelo WEAP y se copian en ella los archivos de entrada del modelo MODFLOW (el archivo de nombre de MODFLOW y todos los demás archivos de paquete). No se debe incluir ningún archivo de resultados de MODFLOW.

C. Generar archivo “enlace” entre MODFLOW y WEAP

Esta etapa corresponde al paso clave de vinculación espacial entre los elementos superficiales y subterráneos. El enlace entre el modelo MODFLOW y WEAP se establece mediante un archivo en formato *.shp que relaciona cada una de las celdas del modelo MODFLOW con los elementos en WEAP (agua subterránea, sitios de demanda, unidades hidrológicas y ríos).

La tabla de atributos del archivo debe tener los siguientes campos: número de fila, número de columna, nodos de agua subterránea, unidades hidrológicas, coberturas de

suelo, sitios de demanda y ríos. El archivo puede tener múltiples columnas representando tantos sitios de demanda como se requiera vincular a la misma celda MODFLOW. Para el resto de los elementos sólo es posible asociar una única celda. Los nombres de las columnas son a discreción del usuario.

D. Vinculación de elementos WEAP al archivo “enlace”

Una vez que se tiene el archivo con la estructura de la tabla de atributos, se debe vincular cada uno de los elementos WEAP a las celdas del modelo MODFLOW que corresponda; esto se hace agregando el nombre exacto del elemento en WEAP en las correspondientes celdas y columnas. Los elementos que pueden vincularse son las unidades hidrológicas con su respectivo uso del suelo, ríos y derivaciones, sitios de demanda, y agua subterránea.

En general, las demandas de agua potable (ciudades), minería e industria en la cuenca en estudio se representan usando el elemento “sitios de demanda”. En cuanto a la demanda de riego, algunos modelos la representan usando un “sitio de demanda” o una “unidad hidrológica”, habiendo lugar para infiltraciones al acuífero debido a la irrigación en el segundo caso. El suministro de las demandas proviene de aguas superficiales y, en algunos casos, de pozos localizados en un acuífero representado en WEAP como un elemento “agua subterránea”.

Los ríos pueden ser alimentados por manantiales y por la escorrentía superficial de la cuenca, pudiendo a su vez estar conectados hidráulicamente al agua subterránea. Adicionalmente, en algunos casos la unidad hidrológica puede estar caracterizada en WEAP incluyendo las coberturas del suelo (bosque, pastizal, cultivos).

Los flujos de retorno del sitio de demanda y la infiltración de la cuenca generados por WEAP se convierten en recarga en formato MODFLOW. Ésta se agrega sólo en las celdas vinculadas a los sitios de demanda o unidades hidrológicas en la misma proporción a todas las celdas vinculadas para realizar la extracción de agua subterránea. En el caso que se quiera representar una infiltración a celdas diferentes de donde se hace la extracción, es necesario agregar una demanda ficticia.

En la Figura 14 se muestra un ejemplo. El sitio de demanda denominado “Demanda Real” representa la demanda original previamente agregada en WEAP y debe estar conectado en el archivo “enlace” a las celdas mostradas en azul (celdas que representan la localización de pozos). El sitio de demanda nombrado “Demanda Ficticia” es la nueva demanda que debe ser agregada en WEAP para poder representar la infiltración a celdas diferentes y debe estar conectado en el archivo “enlace” a las celdas mostradas en verde (celdas que representan el área de infiltración).

La demanda real puede tener varias conducciones y varios flujos de retorno. En caso de que tenga varios

flujos de retorno se debe agregar el “Máximo Volumen de Caudal” en la conducción desde la demanda real a la demanda ficticia teniendo en cuenta la expresión:

$$“PrevTSValue(Sitios\ de\ Demanda\[nombre\ Demanda\ Real]:Nodo\ de\ salida\ total[m3])*Recursos\ y\ Suministro\ Flujos\ de\ Retorno\ de\ [nombre\ Demanda\ Real]a\ [nombre\ elemento\ de\ Agua\ Subterránea]:Enrutamiento\ del\ Flujos\ de\ Retorno.[\% \textit{porción}]/100”$$

En esta expresión la unidad de la variable deber ser cambiada según el paso de tiempo del modelo. Por ejemplo, en un modelo mensual debe fijarse como m³/mes. Lo anterior, no es necesario si la “Demanda Real” sólo tiene el flujo de retorno a un elemento de agua subterránea. Es importante que: i) la prioridad de la “Demanda Ficticia” sea menor que la de la “Demanda Real”, ii) la “Demanda Ficticia” tenga una demanda mensual superior en todos los pasos de tiempo al flujo de retorno (por lo tanto, se recomienda un valor significativamente alto, como por ejemplo 1 Billón de m³, y iii) la “Demanda Ficticia” debe tener consumo igual a 0%.

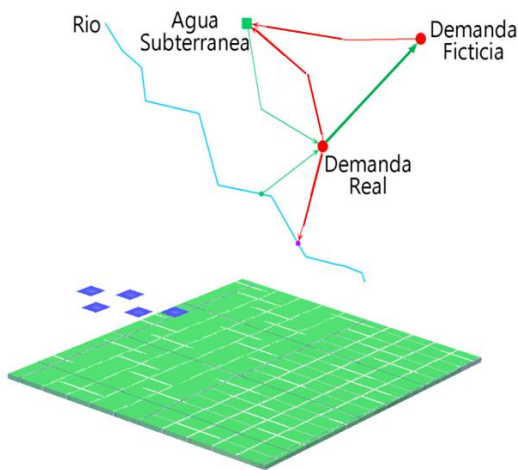


Figura 14. Esquema “Demanda Ficticia”.

Según el esquema de la Figura 6, aunque la demanda de la “Demanda Ficticia” sea 1 Billón de m³, WEAP la abastecerá sólo con el agua no consumida por la “Demanda Real”. En este caso, asumiendo que la “Demanda Real” fue abastecida en un 100% y usando los datos de la figura, se tiene que el retorno al acuífero sería de:

$$“3000\ m^3/mes\ (suministro)\ * 20\% (100\% -consumo)\ * 60\% (enrutamiento\ del\ flujo\ de\ retorno\ de\ “Demanda\ Real”\ a\ “Agua\ Subterránea”) = 360\ m^3/mes”$$

Este resultado es el mismo sin la implementación de la “Demanda Ficticia”, pero debido a que se quiere modelar una infiltración a celdas diferentes en MODFLOW comparadas con las celdas de donde se realiza la extracción (bombeo), es necesario utilizar este esquema.

Se debe tener en cuenta que en WEAP, la esquemática pudo no estar representada según la ubicación espacial real de los elementos, lo que puede dificultar la vinculación de las celdas del archivo “enlace” a los elementos en WEAP. Por lo tanto, se debe corroborar la localización de los elementos agregados a WEAP antes de la asignación de celdas usando la cartografía disponible. La edición del archivo “enlace” se realiza en un SIG.

Adicionalmente, es necesario revisar los datos ingresados previamente en WEAP en las variables que tienen influencia entre la interacción de aguas superficiales y subterráneas.

La Tabla 5 muestra la lista de variables que pueden estar en WEAP en los modelos desarrollados y algunas consideraciones que deben ser tenidas en cuenta.

Tabla 5. Variables de los elementos agua subterránea en WEAP.

Elemento/ Variable/ Unidad	Consideraciones
Río Afluente de Aguas Subterráneas Millón m ³	Esta variable se desactiva cuando existe el acople WEAP-MODFLOW. En caso de que el modelo MODFLOW implementado no tenga el paquete River (RIV) o Drain (DRN) representando las celdas de los ríos en el área de modelación, se propone la siguiente solución alternativa: incluir explícitamente la serie de afluentes al río (afloramiento) en WEAP con sitios de demanda. Se agregan demandas “ficticias” con un consumo =0% y vínculos de conducción del acuífero al sitio de demanda y flujos de retorno al río.
Río Efluente de Agua Subterránea %	Esta variable se desactiva cuando existe el acople WEAP-MODFLOW. En caso de que el modelo MODFLOW implementado no tenga el paquete River (RIV) representando las celdas de los ríos en el área de modelación, se propone la siguiente solución alternativa: Incluir explícitamente la serie de efluente del río (infiltración) en WEAP con sitios de demanda. Se agregan demandas “ficticias” con un consumo = 0% y vínculos de conducción desde el río al sitio de demanda y flujos de retorno al acuífero.
Agua Subterránea Capacidad de Almacenamiento. Millón m ³	Dejar vacía. Eliminar los datos existentes.
Agua Subterránea Almacenamiento Inicial Millón m ³	Dejar vacía. Eliminar los datos existentes.
Agua Subterránea Recarga Natural Millón m ³	Dejar vacía. Eliminar los datos existentes.
Agua Subterránea Máxima Extracción. Millón m ³	Sirve para definir tasas máximas de extracción del acuífero. Fijar restricciones según reglas de operación.

Elemento/ Variable/ Unidad	Consideraciones
Embalses Pérdida de Aguas Subterráneas. Millón m ³	Dejar vacía. Eliminar los datos existentes. Es posible modelarla con sitios de demanda agregando una demanda “ficticia” con consumo=0% y un vínculo de conducción desde el embalse al sitio de demanda y flujo de retorno al acuífero.
Conducciones Pérdida de Aguas Subterráneas. %	Se puede incluir explícitamente en WEAP con sitios de demanda agregando una demanda “ficticia” cuya demanda son las pérdidas de aguas subterráneas en la conducción, con un consumo =0% y vínculo de conducción desde el sitio de demanda y flujos de retorno al acuífero. Una vez que se agrega la demanda se debe dejar en blanco.
Conducciones Suministro de Preferencia.	Útil para controlar el orden en que WEAP extrae agua de las fuentes disponibles (ríos, agua subterránea) para satisfacer la demanda.
Escorrentía e Infiltración Flujo de Agua Subterránea dentro del Agua Subterránea Millón m ³	Se debe eliminar el vínculo entre elementos de agua subterránea. Esto se modela en MODFLOW directamente.
Flujos de Retorno Enrutamiento del Flujos de Retorno. % porción	Define el porcentaje del flujo que va a las diferentes fuentes donde se realizan los retornos (ríos, agua subterránea, plantas de tratamiento de aguas)
Flujos de Retorno Pérdida de Aguas Subterráneas. %	En caso de existir pérdidas por infiltraciones en la infraestructura se debe agregar el porcentaje.
Flujos de Retorno Ganancia de aguas subterráneas Millón m ³	En caso de existir ganancia por filtraciones en la infraestructura se debe agregar el volumen.
Sitios de demanda Consumo %	Fija el porcentaje de la demanda bruta que fluirá por el vínculo flujo de retorno (desde el sitio de demanda hacia el río o agua subterránea), o conducción (cuando el sitio de demanda está conectado a otra demanda o a una planta de tratamiento de aguas).
Sitio de demanda/Unidad hidrológica con áreas irrigadas Prioridad de la Demanda	Determina el orden en que WEAP suministra agua a las demandas. En caso de incluir demandas “ficticias” para modelar otros procesos se debe fijar en 1 la prioridad de estas demandas. Utilizar valores superiores para el resto de las demandas.
Unidad hidrológica (método de la humedad del suelo) Dirección Preferencial del Flujo	Útil para controlar el flujo del primer tanque hacia el segundo tanque. 0=100% horizontal 1=100% vertical

En general, se debe identificar el área espacial que representa la unidad hidrológica, la cobertura del suelo, el río y el acuífero con su superposición a las entidades con el archivo “enlace”. En el atributo del archivo “enlace” que representa el elemento a vincular, se debe agregar el nombre exacto en WEAP.

La Figura 15 muestra la vinculación de una unidad hidrológica cuyo nombre es “Catchment” en WEAP. Se debe identificar el área espacial que representa la unidad hidrológica (Figura 15a) y su superposición con el

archivo “enlace” (Figura 15b). En el atributo “CATCHMENT” se debe agregar el nombre exacto de la unidad hidrológica en las celdas que corresponda según la superposición, en este caso “Catchment” (Figura 15c).

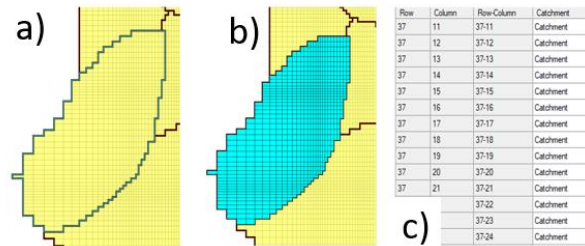


Figura 15. Vinculación de celdas en el archivo “enlace” de una unidad hidrológica.

Para el caso de los ríos, se recomienda el uso del paquete River (RIV) de MODFLOW. Una vez identificadas las celdas de los ríos incluidos en MODFLOW se vinculan los ríos agregados en WEAP, por tramos con su respectiva curva de descarga (que posteriormente permite estimar y actualizar la altura, “stage”, en cada paso de tiempo). De la misma manera, para el caso de los drenes se debe usar el paquete Drain (DRN) para identificar la localización de los afloramientos. En este caso, se debe agregar un río adicional en WEAP y asociar la respectiva celda del archivo “enlace”. El nombre exacto del tramo del río se debe agregar asignando el nombre:

“[nombre del río],[nombre del tramo]”

No se debe agregar espacio después de la coma que separa el nombre del río con el nombre del tramo. Por otra parte, se sugiere usar las herramientas WEAP “adivinar enlaces de puntos de río” y/o “adivinar enlaces de puntos de dren” para vincular en el archivo “enlace” los tramos de ríos y derivaciones que corresponda. Antes de usarla, se debe modificar el trazado de los ríos y derivaciones a unir en WEAP para que se solapen lo mejor posible a las celdas del paquete río (RIV) y/o dren (DRN). Se debe tener cuidado a la hora de usar los nombres de los tramos automáticamente generados por WEAP, esto debido a que los nombres de los tramos cambian según el idioma definido en WEAP. El modelo WEAP debe correrse en el idioma en que los tramos fueron generados.

Una vez se vinculen los tramos de río que corresponda, se debe agregar en WEAP la curva de descarga que relaciona el nivel de agua en el río/derivación y el caudal. Se debe ingresar la información en la pestaña “Físico” en “Recursos y suministro/río/tramo”.

En cuanto a los sitios de demanda, la vinculación de las celdas a cada sitio no corresponde exactamente a la espacialización de la misma, es decir, a un sitio de demanda que representa el agua demandada por una

ciudad no se le deben asociar las celdas donde se localiza el área urbana.

Una opción es vincular el sitio de demanda a las mismas celdas del nodo de agua subterránea del cual se realiza la extracción. Así entonces, el agua bombeada se distribuye uniformemente en todas las celdas conectadas al nodo de agua subterránea. De la misma manera, las descargas de agua (agua no consumida en el nodo) se distribuyen en las mismas celdas donde se realiza la extracción. Si las áreas de las celdas no son uniformes, entonces el agua se extenderá proporcionalmente al área. Otra opción es vincular los sitios a subconjuntos de celdas MODFLOW. En este caso, el bombeo del sitio de demanda se distribuirá de manera uniforme sólo sobre las celdas vinculadas a ese sitio de demanda (e.g., en el área donde se localizan los pozos), y el flujo de retorno sólo irá a esas celdas vinculadas. En el caso en que el sitio de demanda tenga divisiones en WEAP, se puede agregar el nombre de la subdivisión en la columna correspondiente de la siguiente manera:

“[Nombre del sitio de demanda]/[Nombre de la división]”

La vinculación se debe realizar al menor nivel de cada elemento en WEAP.

E. Vincular modelo MODFLOW a modelo WEAP

Una vez generado el archivo “enlace” y vinculados los elementos WEAP, este archivo se debe agregar al subdirectorio del área WEAP para luego ser cargado al modelo WEAP como una capa vectorial en el esquema. Posteriormente, en la vista esquema se selecciona “Nexo con MODFLOW (flujo Agua Subterránea)” en el menú “Avanzado”. Luego, en la ventana emergente se selecciona la casilla de la opción “Enlace a MODFLOW”. Se debe seleccionar la versión a usar de MODFLOW y vincular el archivo “Nombre”. Si el archivo “Nombre” y sus paquetes son cargados exitosamente en WEAP, se mostrará en una ventana información acerca del modelo MODFLOW.

Se debe seleccionar la casilla en la parte inferior “Guardar cada archivo de entrada y salida MODFLOW creado” para que los resultados puedan ser visualizados en WEAP. Los archivos también pueden ser usados fuera de WEAP para explorar los resultados de MODFLOW en más detalle.

F. Establecer capa de bombeo

Las extracciones se pueden manejar como bombeo en el archivo de pozos o como recarga negativa en el archivo de recarga. La capa desde donde se bombea se especifica en la vista de datos. Tal como se indica en el manual de WEAP, se puede especificar $layer = 255$ para que en una celda se extraiga agua distribuida equitativamente en todos los estratos hidrogeológicos del acuífero representados como “layer” en cada celda de MODFLOW. Para que las extracciones se manejen como recarga negativa se debe especificar $layer = 0$, por lo que sólo se extraerá en la primera capa. Para todas las

celdas con capa de bombeo > 0 , WEAP agregará celdas al archivo de pozos si aún no están allí. En el caso de que el modelo MODFLOW utilice más de una capa para definir acuíferos se puede usar la función *PumpLayer* para especificar las fracciones bombeadas desde diferentes capas. También es posible especificar fracciones que varían según el escenario y el tiempo. Este aspecto es uno de los más relevantes, ya que la operación de los pozos (capa *well* en MODFLOW) pasa a ser completamente operada por WEAP. Esto implica una representación más realista, dado que se opera según variables como cantidad de población o cantidad de hectáreas en zonas de riego según un orden de prioridad (e.g., zonas de riego se alimentan desde la zona superficial, en caso de que no quede satisfecho el requerimiento superficial se operan los pozos hasta un límite de operación que debe ser obtenido en terreno).

G. Desafíos Pendientes

Dentro de los principales desafíos que presenta la herramienta WEAP-MODFLOW se puede mencionar:

- Dificultad para representar en forma explícita la forma de operar de los canales considerando variación del valor de la acción de repartición de agua, que varía año a año según las condiciones hidrológicas (sequía o abundancia). Actualmente, de forma indirecta, se puede representar el funcionamiento de los canales con desmarques, pero es un problema que ha sido reportado en proyectos a nivel nacional (DGA, 2017).
- Falta de operar los paquetes de evaporación desde el acuífero (ETS, ETV de MODFLOW). Falta de hacer variar en el tiempo la condición de altura constante (paquetes CHB o GHB de MODFLOW).
- Falta de incluir modelar flujos con densidad variable, como es el caso de cuencas costeras con intrusión salina o cuencas altiplánicas con presencia de salares.
- Falta de incluir infiltración desde canales hacia el acuífero, de la misma forma que los ríos naturales hoy utilizan el paquete RIVER.

También existen otro tipo de desafíos pendientes en el mejoramiento de la interfaz de programación, API. Sin embargo, todos los desafíos pendientes mencionados anteriormente no son limitantes para considerar el uso de la herramienta WEAP-MODFLOW como una herramienta robusta para el desarrollo de Planes de Cuenca. Se debe tener en cuenta que no existe ninguna Interfaz Gráfica de Usuario (GIU en inglés), junto con considerar que ningún programa de simulación provee soluciones para todos los casos de aplicaciones posibles (pethomepage.org).

Por último, el uso de librerías como *flopy* (<https://pypi.org/project/flopy/>) permite subsanar en forma íntegra los requerimientos de análisis ambientales como los Criterios de Sustentabilidad de Acuíferos de la DARH-DGA.

H. Calibración y Validación

Una vez que WEAP y MODFLOW están dinámicamente acoplados, se ejecuta el modelo. En cada paso de tiempo WEAP hará una pausa para cargar información desagregada en celdas desde MODFLOW (bombeo, recarga de agua subterránea y nivel del río), ejecutar MODFLOW durante un período de estrés/paso de tiempo, y luego recuperar resultados (nivel de agua subterránea y flujos entre agua superficial y agua subterránea, paquetes RIV y DRN) desde los archivos de salida MODFLOW. El nivel de agua subterránea y otros resultados de MODFLOW pueden superponerse en el mapa o mostrarse como una superficie tridimensional. En la vista de resultados se pueden explorar ingresando a Suministro y recursos \ Agua subterránea \ MODFLOW.

Teniendo en cuenta información de las estaciones fluviométricas y niveles de pozos de monitoreo, se comparan los valores simulados y observados incluyendo criterios de calibración superficial y subterránea según el histograma de residuos, e identificando los estadígrafos de Nash-Sutcliffe (N-S) y Kling-Gupta (RKG) para evaluar la bondad de ajuste del modelo. El proceso de calibración y validación debieran ser dos pasos separados. La extensión de la estadística del proceso de calibración debería considerar un periodo que contenga eventos de sequía y crecidas que permitan recargar el sistema completo, idealmente deberían considerarse al menos 30 años. de WEAP se calibra considerando los parámetros más sensibles presentados en la Tabla 6. Además, durante el proceso de calibración se recomienda verificar parámetros como permeabilidad, almacenamiento, tasas de bombeo y recarga para los modelos de aguas subterráneas. El proceso de validación debería ser un paso a parte del proceso de calibración y considerar estadística distinta.

Tabla 6. Parámetros comunes a calibrar en WEAP y sensibilidad asociada para estimación de recargas subterráneas.

Parámetro	Descripción	Sensibilidad para estimar recargas subterráneas
Capacidad de almacenamiento del suelo	Capacidad de retención de agua de la primera capa de suelo	Sensible
Capacidad de Zona Profunda	Capacidad de retención de agua de la capa de suelo profunda	No Corresponde*
Conductividad Zona Profunda	Conductividad hidráulica de la capa de suelo profunda	No Corresponde*
Conductividad en Zona de Raíces	Conductividad hidráulica de la primera capa de suelo	Sensible
Temperatura Deshielo	Temperatura umbral para el derretimiento de la nieve	Poco Sensible
Temperatura de Congelamiento	Temperatura umbral para la acumulación de la nieve	Poco Sensible

Parámetro	Descripción	Sensibilidad para estimar recargas subterráneas
Factor de corrección de gradientes de precipitación	Factor que multiplica a los gradientes de precipitación observados en la zona del valle, y que permite generar las series de precipitación en altura donde no existen estaciones.	Sensible
Gradiente de Temperatura invierno-otoño	Variación de la temperatura respecto de la altitud	Sensible
Gradiente de Temperatura primavera	Variación de la temperatura respecto de la altitud	Sensible
Gradiente de Temperatura verano	Variación de la temperatura respecto de la altitud	Sensible
Factor de resistencia de escorrentía	Relacionado con la superficie del suelo, controla la magnitud de la escorrentía directa	Sensible
Dirección preferente de flujo	Factor que divide el flujo que va desde la primera capa de suelo hacia la profunda	Sensible

* Parámetro desaparece al vincular WEAP y MODFLOW.

Fuente: DOH-ARRAU, 2017; Quezada Prado, 2010; Sanzana et al., 2018a; Sanzana et al., 2018b; Sanzana et al., 2019

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las consideraciones metodológicas presentadas en este trabajo fueron generadas a partir de la experiencia reciente en distintos proyectos de investigación, planes de adaptación y planes de cuenca llevados a cabo en Chile. En este trabajo se exponen de forma resumida las principales consideraciones metodológicas y técnicas para la preparación de modelos integrados superficial-subterráneos como insumo principal de planes de gestión hídrica utilizando WEAP-MODFLOW. Además, gran parte de las conclusiones que se muestran en este ítem provienen en su mayoría de la aplicación de esta metodología en 5 cuencas de estudio (Copiapó, Limarí, Choapa, Ligua y Petorca (DGA (2019)): Se debe realizar levantamiento de información primaria en terreno con actores y usuarios de la cuenca en estudio, que contribuya a la calibración de los modelos acopados. Por ejemplo, se puede validar comportamientos de interacción río-acuífero, y sectores del río que presentan afloramientos/infiltraciones simuladas por el modelo, entre otros. También se debe considerar otras fuentes de información (e.g., sensores remotos), para llenar vacíos de información en los registros.

El acople de modelos MODFLOW y WEAP requiere de las curvas de descarga en los tramos de río y derivaciones que se quieran acoplar. En todos los modelos se consideró una curva de descarga representativa en una estación de medición por modelo proporcionada por la autoridad competente (DGA), o información de aforos particulares. En caso de no ser

posible acceder a esta información, se sugiere la utilización de las curvas de descarga propuestas por la BGR (Instituto Nacional de Geociencias y Recursos Naturales de Alemania) en el programa de LinkKitchen. La herramienta “Delineación automática de unidades hidrológicas” en WEAP, permite usar una base de datos de clima y cobertura de la tierra creada por el usuario en formato NetCDF. Se recomienda generar un archivo NetCDF de clima, como el proporcionado por el centro CR2, y de cobertura del suelo para Chile en donde se acuerde e implemente una misma metodología y se analicen las diferentes fuentes de información (e.g., sensores remotos y estaciones en tierra). De esta manera los planes estratégicos de cuenca contarán con una base de datos robusta que permita un mejor desarrollo de modelos hidrológicos. Debe tenerse en cuenta que los modelos vinculados deben estar en unidades métricas, proyección UTM y no en coordenadas geográficas. Así entonces, aquellos modelos WEAP ya existentes elaborados en coordenadas geográficas, deben ser transformados a coordenadas UTM para su vínculo con el modelo de aguas subterráneas, desarrollado en coordenadas métricas.

En cuanto a la información de la demanda, se recomienda su verificación como paso previo a su uso en modelos acoplados. Adicionalmente, la DGA tiene planes de control de extracciones en algunas cuencas pilotos que deberían incorporarse en los modelos actualizados. Una limitación común al momento de modelar una cuenca se relaciona con la estimación de las demandas hídricas. La escasez hídrica y la gran demanda por agua subterránea en el área estudiada, ha generado en los últimos años una explotación irregular de los recursos hídricos, tanto superficiales como subterráneos. Por esa razón, no es posible cuantificar con precisión el nivel real de extracción de aguas subterráneas, junto con su variación histórica.

En general, se recomienda representar la hidrología en las cuencas laterales y de cabecera mediante unidades hidrológicas utilizando el método de la humedad del suelo para su modelación. De esta manera, todo el modelo quedaría dependiente de las forzantes climáticas. Debe tenerse presente que los productos generados en los planes de cuenca buscan modelar los procesos hídricos a nivel de macrocuenca, por lo que es de esperarse una pérdida considerable de la fiel representación de los procesos locales, para los cuales se recomienda, según sea la disponibilidad de información, generar modelos de detalle y, específicos, en las zonas de mayor interés, en proyectos posteriores a los Planes de Gestión Hídrica.

Se recomienda utilizar en la generación de estos modelos la información de las forzantes climáticas utilizadas en el estudio de Balance Hídrico (DGA, 2018), tales como Precipitación, Temperatura y Humedad Relativa.

En ningún caso se debe acoplar modelos tal cual estaban en estudios anteriores, sin modificar o verificar que la topología actual y las variables más relevantes se modifiquen para obtener balances de flujo

representativos de los procesos de cada cuenca. Estas tareas requieren de tiempo y levantamiento de información adecuada. Cualquier proyecto que se desarrolle en forma apresurada sin considerar una extensión realista de tiempo, corre el riesgo de resultar en una herramienta poco robusta y con alto grado de incertidumbre e imprecisión.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo utilizó información generada en el proyecto de colaboración conjunta entre DICTUC y SEI (DGA, 2019a) y por la universidad Católica para la DGA (DGA, 2019b). También se hace mención a los centros CEDEUS (CONICYT/FONDAP/15110020), CIGIDEN (CONICYT/FONDAP/15110017) y CEGA (CONICYT/FONDAP/15090013).

REFERENCIAS

- Centro de Cambio Global-Universidad Católica de Chile, & SEI. (2009). Guía Metodológica - Modelación Hidrológica y de Recursos Hídricos con el Modelo WEAP. Retrieved from http://www.weap21.org/downloads/Guia_modelacion_WEAP_Espanol.pdf
- Delliou, A. L. L., Rodríguez, F., & Andrieu, H. (2009). Modelado integrado de flujos de agua en la ciudad: impactos de las redes de alcantarillado en los flujos subterráneos. *La Houille Blanche*, (5), 152–158. <https://doi.org/https://doi.org/10.1051/lhb/2009068>
- DGA. (2017). Análisis para el desarrollo de un Plan de GIRH en la Cuenca del Choapa, SIT N° 420 desarrollado por Rodhos Asesorías y Proyectos Ltda. Santiago de Chile.
- DGA. (2018). Aplicación de la Metodología de Actualización del Balance Hídrico Nacional en las Cuencas de las Macrozonas Norte y Centro, SIT N° 435 desarrollado por Fundación para la Transferencia Tecnológica y Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago de Chile.
- DGA. (2019a). Desarrollo de Herramienta para el Análisis de Gestión en el Marco del Plan Nacional de Recursos Hídricos, SIT N° 445 desarrollado por DICTUC S.A. & SEI. Santiago de Chile.
- DGA. (2019b). Migración de modelos hidrogeológicos desarrollados en VISUAL-MODFLOW y GROUNDWATER VISTAS hacia su estado nativo de código MODFLOW. SIT N° 447 desarrollado por Pontificia Universidad Católica. Santiago de Chile.
- DOH-ARRAU. (2017). Diseño para el Aprovechamiento Óptimo de los Recursos Hídricos del Estero Derecho. Santiago de Chile.
- Droubi, A., Al-Sibai, M., Abdallah, A., Zahra, S., Obeissi, M., Wolfer, J., ... Schelkes, K. (2008). A Decision Support System (DSS) for Water Resources Management, – Design and Results from a Pilot Study in Syria. In *Climatic Changes and Water Resources in the Middle East and North Africa* (pp. 199–225). https://doi.org/10.1007/978-3-540-85047-2_16
- EPA. (2020). Introduction to Watershed Planning. Retrieved from <http://www.epa.gov/watertrain>.
- Graham, D.N., Chmakov, S., Sapozhnikov, A., Gregersen, J. B. (n.d.). OpenMI Coupling of MODFLOW and MIKE 11. MODFLOW and More 2006. *Managing Ground Water Systems.*, 727–731.
- Hadded, R., Nouri, I., Alshihabi, O., Maßmann, J., Huber, M., Laghouane, A., ... Tarhouni, J. (2013). A Decision Support System to Manage the Groundwater of the Zeuss Koutine Aquifer Using the WEAP-MODFLOW Framework. *Water Resources Management*, 27(7), 1981–2000. <https://doi.org/10.1007/s11269-013-0266-7>
- Harbaugh, A. W. (2005). MODFLOW-2005: the U.S. Geological Survey modular ground-water model--the ground-water flow

- process. In *Techniques and Methods*. <https://doi.org/10.3133/TM6A16>
- Hunter, C., Gironás, J., Bolster, D., & Karavitis, C. A. (2015). A dynamic, multivariate sustainability measure for robust analysis of water management under climate and demand uncertainty in an arid environment. *Water (Switzerland)*, 7(11), 5928–5958. <https://doi.org/10.3390/w7115928>
- Kadi, M. A., Martínez-Santos, P., Aldaya, M. M., Llamas, M. R., Giordano, M., Shah, T., ... Valero de Palma, J. (2014). Integrated Water Resources Management in the 21st Century: Revisiting the paradigm. Retrieved from <https://www.fundacionbotin.org/observatorio-contenidos/integrated-water-resources-management-in-the-21st-century-revisiting-the-paradigm.html>
- Kim, N. W., Chung, I. M., Won, Y. S., & Arnold, J. G. (2008). Development and application of the integrated SWAT-MODFLOW model. *Journal of Hydrology*, 356(1–2), 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.02.024>
- Middlemis, H., Merrick, N. P., Ross, J. B., & Rozlapa, K. L. (2002). Groundwater modelling guidelines for Australia: An overview of the need for and use of the guidelines. *International Groundwater Conference, Balancing the Groundwater Budget*. Darwin, NT, Australia.
- Nottawasaga Valley Conservation Authority [NVCA]. (2019). *Nottawasaga Valley Integrated Watershed Management Plan | i Nottawasaga Valley Integrated Watershed Management Plan | ii*.
- OMS. (1977). Coordinación con el sistema de las Naciones Unidas: asuntos generales, conferencia de las Naciones Unidas sobre el agua (No. A30/B/Conf. paper 7).
- Purkey, D. R., Joyce, B., Vicuna, S., Hanemann, M. W., Dale, L. L., Yates, D., & Dracup, J. A. (2008). Robust analysis of future climate change impacts on water for agriculture and other sectors: a case study in the Sacramento Valley. *Climatic Change*, 87(S1), 109–122. <https://doi.org/10.1007/s10584-007-9375-8>
- Sanzana P., Gironás J., Braud I., Hirschfeld N., Vargas X., Vicuña S., M. J.-F. (2018). Impacto de la urbanización en un acuífero del piedemonte andino sobre los flujos bases de una cuenca periurbana. XXVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Buenos Aires, Argentina. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02073096/document>
- Sanzana, P., Gironás, J., Braud, I., Hirschfeld, N., Vargas, X., Vicuña, S., ... Rubio, E. (2018). Herramientas hidroinformáticas y consideraciones para modelar procesos superficiales y subterráneos acoplados mediante WEAP-MODFLOW. XXVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Retrieved from <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-02023789/document>
- Sanzana, P., Gironás, J., Braud, I., Muñoz, J. F., Vicuña, S., Reyes-Paecke, S., ... Hormazábal, S. (2019). Impact of Urban Growth and High Residential Irrigation on Streamflow and Groundwater Levels in a Peri-Urban Semiarid Catchment. *Journal of the American Water Resources Association*, 55(3), 720–739. <https://doi.org/10.1111/1752-1688.12743>
- SEI. (2016). WEAP- TUTORIAL Water Evaluation And Planning System. Weap, (August), 286.
- SEI. (2018). WEAP: Water Evaluation And Planning System. Retrieved May 10, 2018, from <http://www.weap21.org/index.asp?action=201>
- Servicio de Evaluación Ambiental (SEA). (2012). Guía para el uso de Modelos de Aguas Subterráneas en el SEIA. Retrieved from https://www.sea.gob.cl/sites/default/files/migration_files/guia_s/Guia_uso_modelo_aguas_subterraneeas_seia.pdf
- Shoemaker, L., Dai, T., Koenig, J., & Hantush, M. (2005). US EPA TMDL Model Evaluation and Research Needs.
- Sieber, J., Swartz, C., & Huber-Lee, A. (2005). WEAP User guide. In Stockholm Environment Institute.
- Snellen, W. B., & Schrevel, A. (2004). IWRM: for sustainable use of water; 50 years of international experience with the concept of integrated water resources management 2 IWRM: for sustainable use of water 50 years of international experience with the concept of integrated water resources management Background document to the FAO/Netherlands Conference on Water for Food and Ecosystems. Alterra, Wageningen, the Netherlands.
- Yates, D., Purkey, D., Sieber, J., Huber-Lee, A., & Galbraith, H. (2005). WEAP21—A Demand-, Priority-, and Preference-Driven Water Planning Model. *Water International*, 30(4), 501–512. <https://doi.org/10.1080/02508060508691894>
- Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., & Huber-Lee, A. (2005). WEAP21 - A demand-, priority-, and preference-driven water planning model. Part 1: Model characteristics. *Water International*, 30(4), 487–500. <https://doi.org/10.1080/02508060508691893>
- Yergeau, S. E. (2010). Development and application of a coupled SWMM-MODFLOW model for an urban wetland (Graduate School). <https://doi.org/10.7282/T3J1039P>

PROYECCIONES DE LA DISPONIBILIDAD DE RECURSOS HÍDRICOS EN CUENCAS EN RÉGIMEN NATURAL ENTRE LAS REGIONES DE TARAPACÁ Y MAULE

Ximena Vargas M.¹

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

Contacto autor principal: xvargas@uchile.cl

RESUMEN. Los desafíos que impone la escasez del recurso hídrico para la subsistencia de la vida y el desarrollo de los pueblos hacen necesario analizar el impacto que el cambio climático proyecta sobre la disponibilidad futura de este recurso. En este artículo se usan modelos hidrológicos VIC (Variable Infiltration Capacity) calibrados en el período histórico, 1980 a 2015, en 22 cuencas en régimen natural de la zona norte y centro de Chile, para proyectar los caudales medios diarios al período 2025 a 2060. Se utilizan las forzantes meteorológicas del producto CR2Met v1.4.2 históricas y proyectadas, para el escenario futuro RCP 8.5, por cuatro modelos climáticos globales y se analizan las sequías hidrológicas considerando los caudales medios anuales asociados a probabilidades de excedencia de 85 y 95%. También, se aborda el análisis de los cambios en la disponibilidad del recurso considerando la mediana de las medias móviles de 10 días de los caudales medios diarios según su distribución y duración temporal. Los resultados obtenidos proyectan disminuciones tanto de los caudales medios anuales promedios como de los asociados a las probabilidades 85 y 95%. Además, los períodos de déficit pueden ser considerados más severos, debido al aumento del número de años en que la cantidad de días en que la media móvil de 10 días presenta caudales inferiores a los del período histórico. Esto es significativo en la mayoría de las cuencas analizadas. Se discuten las proyecciones obtenidas a través de índices hidrológicos que miden la representatividad de los modelos globales climáticos en el período histórico.

INTRODUCCIÓN

Debido a la necesidad de conocer los potenciales impactos del cambio climático en los recursos hídricos en Chile, actualmente se han intensificado los estudios acerca de su disponibilidad futura. Muchos de estos (Gómez et al., 2013; Vargas et al., 2013; Vargas et al., 2012; McPhee et al., 2011; Cayan et al., 2008) utilizan los resultados de modelos climáticos globales (GCM), de baja resolución espacial (200 a 1000 km), para forzar modelos de simulación hidrológica que han sido previamente calibrados en el período histórico, a base de datos registrados en estaciones meteorológicas y fluviométricas. Además, en dichos estudios se realiza un escalamiento estadístico, que considera que en el futuro se mantienen las relaciones estadísticas establecidas para las variables meteorológicas modeladas. Dado que los GCMs proyectan cambios en las variables hidrológicas, se genera incertidumbre tanto en las zonas extrapoladas de las relaciones establecidas como en las interpolaciones que se realizan (Li et al., 2010). Recientemente, en el marco del proyecto de actualización del balance hídrico nacional (DGA, 2018) se desarrolló el producto grillado CR2MET (v1.4.2) con resolución horizontal del orden de 5 km que contiene variables meteorológicas (precipitación, temperatura, etc.) con resolución diaria, las que fueron discretizadas a intervalos de tres horas para calibrar modelos VIC (Variable Infiltration Capacity) en 43 cuencas consideradas en régimen natural, de las macrozonas Norte y Centro de nuestro país. Los valores futuros de precipitación y temperatura, usados para forzar los modelos VIC, se basan en el escalamiento denominado Quantile Delta Mapping (QDM, Cannon et al., 2015)

efectuado para cada celda de la grilla, que preserva los cambios absolutos (utilizados típicamente para temperatura) o relativos (e.g., precipitación) en los cuantiles, corrigiendo al mismo tiempo los sesgos en la distribución de frecuencia de la variable simulada, respecto de la referencia. En el presente estudio, para realizar el análisis de disponibilidad futura del recurso hídrico, se utilizan los caudales medios diarios obtenidos en algunas de las cuencas calibradas en el proyecto de actualización del balance hídrico nacional.

El objetivo perseguido es estimar la disponibilidad futura esperada del recurso hídrico, considerando para estos efectos la mediana de los valores y se analiza el comportamiento de los valores futuros proyectados adoptando como referencia los caudales de altas probabilidades de excedencia simulados en el período histórico 1980 a 2015, tanto con las forzantes del producto CR2MET como con las determinadas a base de los GCMs.

METODOLOGÍA

Se adoptan para el análisis 43 cuencas entre las regiones de Tarapacá y del Maule consideradas en régimen natural y cuyos parámetros del modelo hidrológico VIC han sido calibrados con la versión 1.4.3 del producto CR2MET (DGA, 2018). Se seleccionan aquellas 22 que presentan valores aceptables de los índices de eficiencia Kling Gupta y Nash-Sutcliffe ($KGE > 0,58$ y $NSE > 0,5$) en los modelos ya implementados. En las simulaciones se considera el uso de suelos definido por Zhao et al. (2016) en el territorio nacional.

Se analizan los caudales medios diarios y anuales (medianas, promedios y valores asociados al 85% y 95%

de probabilidad de excedencia) registrados en el período base 1980-2015 y se comparan con los simulados en dicho período usando las forzantes de cuatro modelos climáticos globales: CSIRO-MK3.6-0; CCSM4; MIROC-ESM e IPSL-CM5A-LR clasificados en el marco del proyecto de actualización del balance hídrico como de sensibilidad climática baja extrema, baja moderada, alta moderada y alta extrema, respectivamente.

Se seleccionan seis de las 22 cuencas y, en éstas, se analiza para todo el período 1980 a 2060 la evolución temporal del caudal medio anual, clasificado a base de los caudales del periodo histórico asociados a diversas probabilidades de excedencia (15%, 20%, 25%, 50%, 60%, 75%, 90% y 95%). Además, en estas seis cuencas se estudia en el período histórico 1980 a 2015, la representatividad de las simulaciones diarias de cada GCM, usando los índices hidrológicos que se definen en la Tabla 2.

Se analizan los caudales medios diarios y anuales (medianas, promedios y valores asociados al 85% y 95% de probabilidad de excedencia) futuros, simulados para el período 2025-2060 considerando el escenario denominado RCP8.5. Los análisis incluyen la comparación del comportamiento de los valores futuros simulados a base de las forzantes de cada modelo climático usando como base su comportamiento en el período histórico y, también el comportamiento entre ellos.

A nivel diario se deriva el hidrograma asociado a la mediana diaria de los caudales medios diarios y, en algunas cuencas, se compara con los valores promedio. También se analizan las medias móviles de 10 días de los caudales medios diarios (Qmdmm) en el período de línea base y en el futuro; se obtiene la mediana para cada día en el período histórico para analizar su comportamiento futuro. Se determina, para cada día del año hidrológico (abril-marzo) el número de días en que el caudal es inferior a la mediana de dicho día en el período histórico. Además, se calcula a lo largo del año, cuántos días consecutivos los caudales son inferiores a dicha mediana, computando el número de años en que esto ocurre.

Se discute la validez de las proyecciones que entregan los distintos modelos climáticos, teniendo como base el comportamiento, en el período histórico, de los índices hidrológicos expuestos en la Tabla 2

RESULTADOS

En la Figura 1 se muestra el comportamiento de los índices de eficiencia de los modelos calibrados para todas las cuencas con registros fluviométricos, consideradas en régimen natural en las macrozonas norte y centro. Se observa que cerca del 50% de las cuencas no cumplen con tener ambos índices con valores superiores a 0,5. En la Tabla 1 se describen las 22 cuencas consideradas para el análisis y que cumplen con los criterios de eficiencia planteados en la metodología

entre las regiones de Tarapacá y del Maule. La ubicación de estas cuencas se visualiza en la Figura 2.

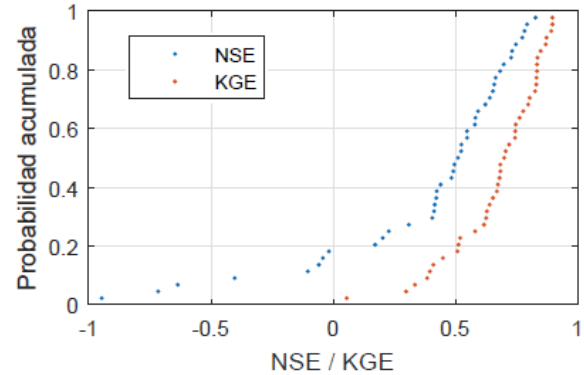


Figura 1. Índices de eficiencia de Caudales Medios Diarios. Fuente: DGA, 2018.

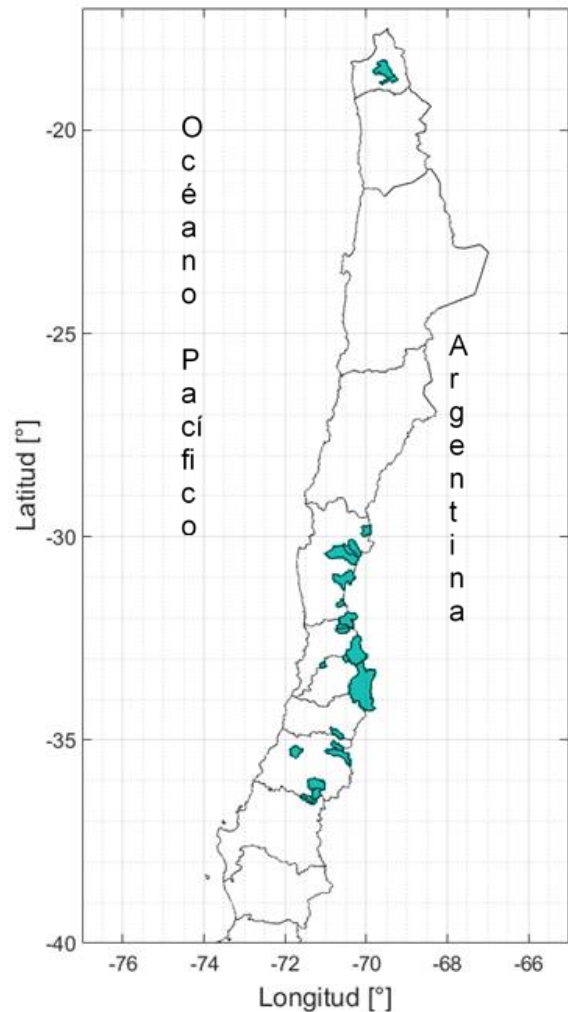


Figura 2. Cuencas y zona de estudio

Tabla 1. Cuencas en régimen natural consideradas en este estudio.

N°	BNA	Región	Nombre estación fluviométrica	Latitud	Longitud	Área [km ²]	NSE	KGE
1	1310002	Tarapacá	Río San José en Ausipar	-18,584	-69,811	1.294	0,58	0,74
2	1410004		Río Codpa en Cala-Cala	-18,827	-69,667	375	0,58	0,80
3	4302001	Coquimbo	Río Toro Antes Junta Río La Laguna	-29,971	-70,093	471	0,77	0,87
4	4311001		Estero Derecho en Alcohuaz	-30,221	-70,493	423	0,73	0,85
5	4313001		Río Cochiguaz en El Peñón	-30,122	-70,434	680	0,64	0,68
6	4503001		Río Hurtado en Angostura De Pangué	-30,439	-71,002	1.850	0,52	0,65
7	4513001		Río Grande en Cuyano	-30,924	-70,773	1.307	0,68	0,83
8	4703002		Río Choapa en Cuncumén	-31,967	-70,594	1.072	0,83	0,90
9	4712001		Río Chalinga en La Palmilla	-31,696	-70,716	245	0,73	0,87
10	5100001	Valparaíso	Río Sobrante en Piñadero	-32,225	-70,712	243	0,70	0,83
11	5200001		Río Alicahue en Colliguay	-32,330	-70,738	350	0,79	0,90
12	5410002		Río Aconcagua en Chacabuquito	-32,850	-70,509	2.112	0,78	0,89
13	5411001	R.M.	Estero Pocuro en El Sifón	-32,916	-70,540	182	0,65	0,83
14	5710001		Río Maipo en El Manzano	-33,594	-70,379	4.867	0,75	0,84
15	5741001		Estero Puangue en Boquerón	-33,167	-71,131	145	0,55	0,78
16	6027001		Río Claro en El Valle	-34,687	-70,874	372	0,59	0,80
17	7103001	Maule	Río Claro en Los Queñes	-34,998	-70,809	356	0,55	0,74
18	7112001		Río Colorado en Junta Con Palos	-35,278	-71,003	882	0,62	0,83
19	7330001		Río Perquilauquén en San Manuel	-36,376	-71,623	504	0,66	0,64
20	7350003		Río Longaví en El Castillo	-36,256	-71,338	469	0,50	0,58
21	7354002		Río Achibueno en La Recova	-36,003	-71,442	898	0,66	0,83
22	7381001		Estero Los Puercos en Puente Los Puercos	-35,374	-71,829	561	0,51	0,76

Tabla 2. Índices Hidrológicos de Caudales Medios Diarios. Fuente: Adaptado de Viglione et al., 2013.

Nombre	Fórmula	Significado
Imed	$(Q_{med})_{GCM}/(Q_{med})_{CR2MET}$	Índice de representatividad del flujo diario en período base
mCD	$((Q_{30\%} - Q_{70\%})/Q_{med})_{GCM}/((Q_{30\%} - Q_{70\%})/Q_{med})_{CR2MET}$	Cociente de la pendiente en el segmento medio de la CD. Relacionada con la redistribución de los flujos verticales. (Yilmaz et al., 2008)
fq95	$(Q_{95\%}/Q_{med})_{GCM}/(Q_{95\%}/Q_{med})_{CR2MET}$	Índice de representatividad de flujos bajos respecto a la mediana del período, q95
fq5	$(Q_{5\%}/Q_{med})_{GCM}/(Q_{5\%}/Q_{med})_{CR2MET}$	Índice de representatividad de flujos altos respecto a la mediana del período, q5.
fCV	CV_{GCM}/CV_{CR2MET}	Cociente del coeficiente variación (Westerberg et al., 2016)

Nota: para efectos del cálculo de estos índices se determina la CD de cada año y luego se calcula la CD representativa como la mediana de estas. Q_{med} : mediana; $Q_{i\%}$: caudal asociado a probabilidad de excedencia $i\%$.

La Figura 3 nos permite visualizar el comportamiento de los caudales medios anuales en el período histórico 1980 a 2015 simulados a base de los cuatro modelos GCM. El factor f_{prom} corresponde al cociente entre el promedio del caudal medio anual del modelo GCM y el simulado a base del producto CR2MET en dicho período, mientras que el factor f_{med} corresponde a la razón entre las medianas de los caudales medios anuales en el mismo período. Se aprecia que, en general, con el modelo

CCSM4 se reproducen de mejor forma los promedios y que con el modelo MK3.6 se simulan los caudales promedios con errores superiores al 20%.

En cuanto a la simulación de las medianas es el modelo IPSL el que sobreestima los valores de caudal en el período en más del 20% en el 36% de las cuencas; de acuerdo con lo observado en el panel inferior de la Figura 3, es el modelo MIROC con el que se obtienen valores más cercanos de la mediana simulada en el

período histórico. En dicha figura se identifican con círculo negro las cuencas (5, 8, 12, 14, 18 y 21) seleccionadas para el análisis de algunos aspectos específicos mencionados en la metodología. En general, en estas cuencas, las medianas y promedios son bien representados ($0,8 \leq f_{med}$, $f_{prom} \leq 1,2$) excepto por el modelo MK3.6, estos últimos.

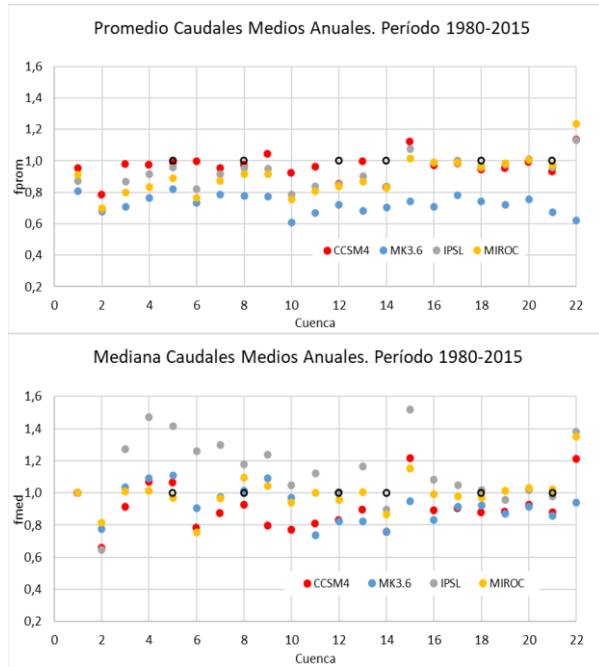


Figura 3. Caudales medios anuales en período 1980-2015. Promedios (Panel superior) y Medianas (Panel inferior).

En la Figura 4 se observan las series de caudales medios anuales simuladas a base de las forzantes meteorológicas obtenidas de los modelos GCM en el período histórico y proyectadas para el futuro según el escenario RCP8.5 para las seis cuencas identificadas en la Figura 3 con círculo negro. Se aprecia que, en el período 2010 a 2019 asociado a la megasequía en Chile, sólo los caudales simulados a base de las forzantes del GCM MIROC señalan un período sostenido de caudales bajos en casi todas las cuencas. Se observa que en casi todas estas cuencas con los modelos IPSL y MIROC se proyecta, en el futuro, mayor número de años asociados a la probabilidad de excedencia 95% y, en particular con el modelo MIROC se tienen varios años seguidos con esa condición, excepto en la cuenca Río Achibueno en la Recova. Se aprecia, además, que, desde la cuenca Aconcagua en Chacabuco al sur, para los últimos 20 años (2040-2060) no se proyectan años con caudales medios anuales asociados a la probabilidad de excedencia 15% o menor.

En la Figura 5 se presentan, para las seis cuencas seleccionadas, los hidrogramas de las medianas de los caudales medios diarios, comparándose los correspondientes al período histórico simulado por cada modelo GCM con los proyectados para el futuro. Se

observa que, en general, las medianas disminuyen en el futuro y que las mayores diferencias se producen en el período de deshielo desde mediados de septiembre, excepto en la cuenca del río Achibueno en la Recova donde se aprecia un atraso en el aumento de los caudales a inicios del año hidrológico. Por otra parte, en la cuenca del río Cochiguaz en El Peñón, es bastante disímil lo simulado a base de cada modelo GCM; así mientras que con el modelo CCSM4 se proyectan disminuciones sólo en el período invernal, con el modelo MIROC éstas son sostenidas en todo el año. El centro de gravedad de los hidrogramas se adelanta en casi todos los casos, tal como se muestra en la Tabla 3; la excepción es en la cuenca del río Cochiguaz en El Peñón, donde sólo con las proyecciones del modelo MK3.6 ocurre un adelanto.

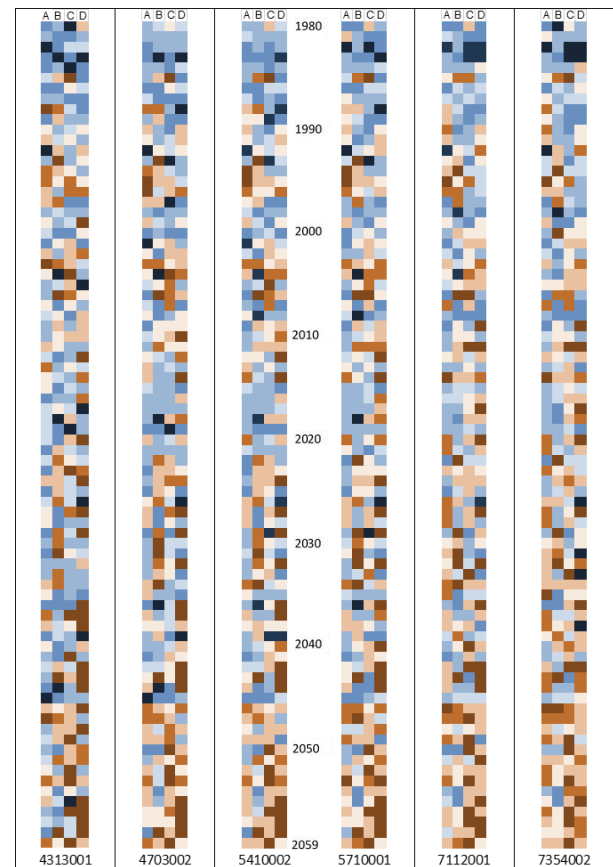


Figura 4. Caudales medios anuales obtenidos con modelo VIC en el período 1980 a 2060 usando cuatro modelos de circulación global. A: CCSM4; B: MK3.6; C: IPSL y D: MIROC. Los colores están asociados a los caudales medios anuales del período histórico asociados a las probabilidades de excedencia $\leq 15\%$, 20% , 25% , 50% , 60% , 75% , 90% y $\geq 95\%$.

Considerando que las proyecciones de las medianas de los caudales obtenidas con el modelo MIROC (Figura 3) son más cercanas a las simuladas en el período histórico, en la Figura 6 se muestran los hidrogramas de las medias móviles de 10 días de los caudales medios diarios

(Q_{mdmm}) de cada año del período base y del futuro. Se observa la gran variabilidad de los hidrogramas en ambos períodos, con un aumento significativo de los valores por debajo de la mediana histórica, especialmente en las cuatro cuencas de más al norte.

Tabla 3. Desplazamiento proyectado del centro de gravedad del hidrograma de medianas diarias respecto al del período histórico (días).

Cuenca	Modelo GCM			
	CCSM4	MK3.6	IPSL	MIROC
4313001	+8	-6	+3	+18
4703002	-15	-14	-12	-6
5410002	-11	-16	-12	-6
5710001	-11	-9	-9	-12
7112001	-17	-9	-15	-17
7354002	-12	-6	-9	-8

Concordante con lo anterior, en la Figura 7 se visualiza el aumento significativo del número de años en que el número de días en que la mediana de media móvil de 10 días de los caudales medios diarios es menor que la mediana histórica. Las cuencas más afectadas serían aquellas donde los 365 días del año se tienen valores menores que la mediana histórica. En el período histórico se tienen entre 0 años (Maipo en el Manzano al sur) hasta 6 años (Choapa en Cuncumén) en que esto ocurre, valor que aumenta hasta cerca de 15 años en el futuro en esta última cuenca.

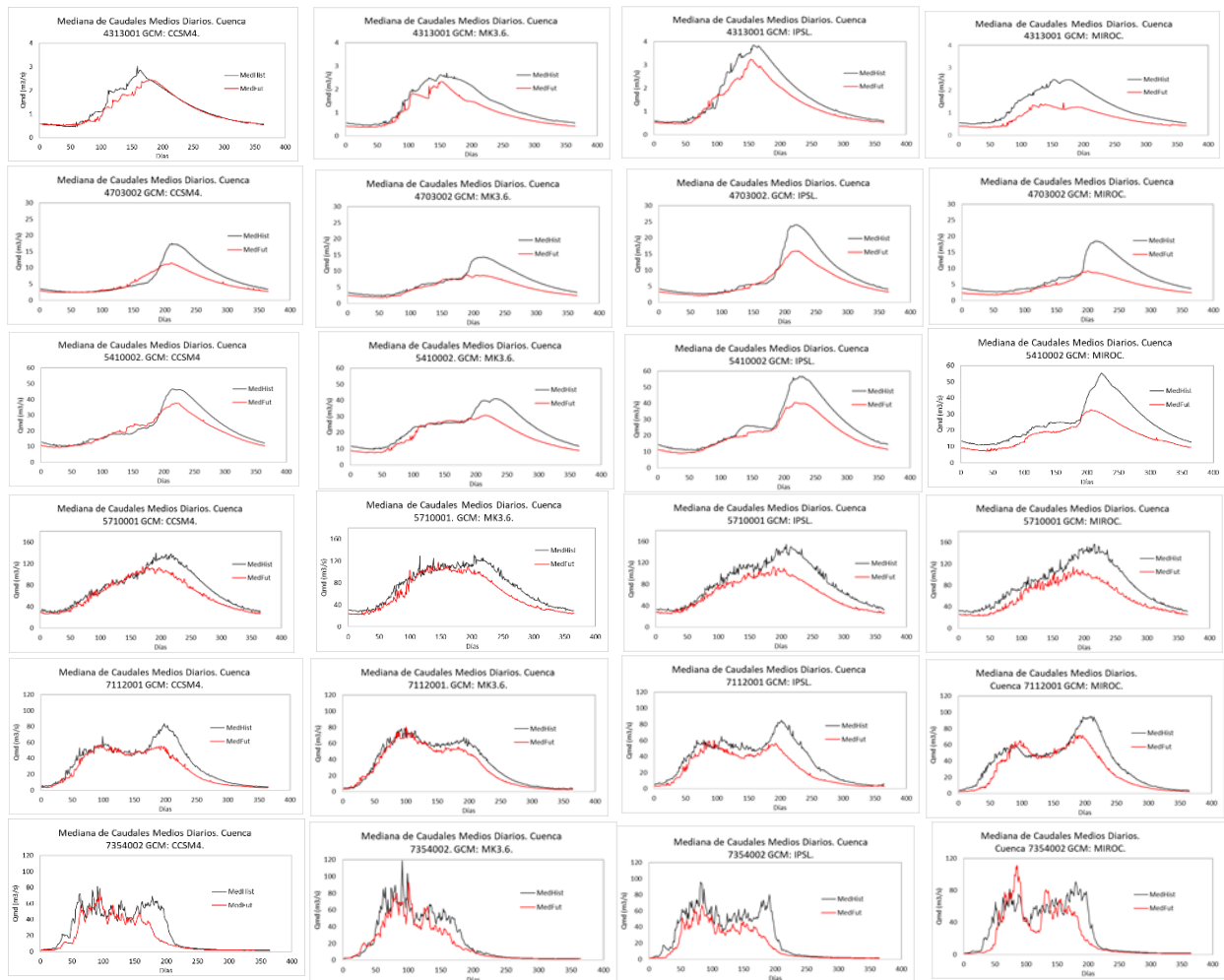


Figura 5. Hidrograma de mediana diaria de los caudales medios diarios en período histórico (en negro) y futuro (en rojo) para los distintos GCM: CCSM4 (columna 1); MK3.6 (columna 2); IPSL (columna 3) y MIROC (columna 4). En cada línea se representan las cuencas 5, 8, 12, 14, 18 y 21, respectivamente.

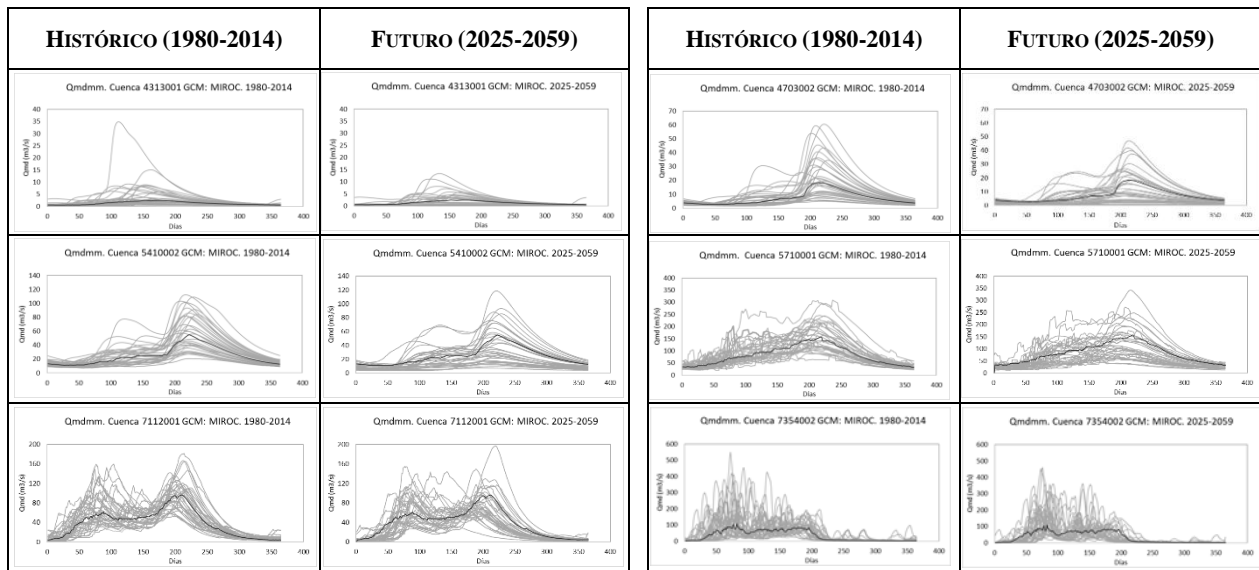


Figura 6. Hidrogramas de Media móvil de 10 días de los caudales medios diarios en período histórico (columnas 1 y 3) y período futuro (columnas 2 y 4). La línea negra representa la mediana histórica. Proyecciones según GCM MIROC.

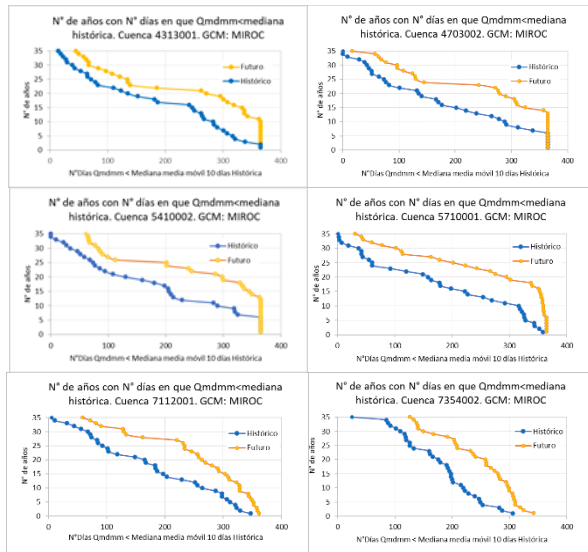


Figura 7. Número de años con número de días en que la mediana de media móvil de 10 días de los caudales medios diarios es menor que la histórica. GCM: MIROC.

La Figura 8 muestra, para Choapa en Cuncumén, Maipo en El Manzano y Achibueno en La Recova, como se distribuye, dentro del año, el déficit en días seguidos. La figura señala, para el período histórico y futuro, en cada día del año, el número de años en que el Qmdmm es menor que la mediana histórica para ese día (recordar que en período histórico son 17 años) luego, se agregan, los valores para 5, 10, 20, 30, 60, 120 y 365 días continuos de déficit. Se aprecia la gran diferencia entre las cuencas y en los períodos históricos y futuros. Se distingue que en el período abril a septiembre, en la cuenca Choapa en Cuncumén se presenta un máximo de 16 años con 30 días seguidos de déficit y un máximo de 9 años con 120 días, en el período histórico; en el futuro estos valores aumentan a 30 y 14 años, respectivamente.

En la cuenca Maipo en El Manzano, en el mismo período del año, el máximo también es de 16 años para 30 días continuos de déficit en el período histórico, pero ocurre al finalizar el mes de septiembre. Para 120 días seguidos de déficit, se tienen sólo 5 años en el período histórico y 14 en el futuro. Los años con déficit continuo en la cuenca Maipo en El Manzano, aumentan en el futuro, llegando a 21 años al considerar 30 días continuos y a 14 años para 120 días. En la cuenca Achibueno en La Recova, los 30 días continuos de déficit se presentan en un máximo de 13 años, en los meses de junio y julio, en el período histórico, y de 24 años, en el mes de mayo, en el futuro. Al considerar 120 días seguidos de déficit, estos se producen en el mes de septiembre, sólo en 3 años en el período histórico, valor que aumenta a 8 años en el futuro y ocurre en el mes de agosto. En el período octubre a marzo, se distingue que en la cuenca de Choapa en Cuncumén se presenta un máximo de 17 (25) años con 30 días seguidos de déficit y un máximo de 16 (23) años con 120 días, en el período histórico; valores que, en el futuro aumentan a 25 y 23 años, respectivamente. En la cuenca de Maipo en El Manzano, en el mismo período del año, el máximo es de 17 años para 30 días continuos de déficit en el período histórico, y ocurre en el mes de febrero; para 120 días seguidos de déficit, se tienen 13 años en el período histórico. Los años con déficit continuo en la cuenca Maipo en El Manzano, aumentan significativamente en el futuro, llegando a 25 años al considerar 30 días continuos y a 22 años para 120 días. En la cuenca Achibueno en La Recova, los 30 días continuos de déficit se presentan en un máximo de 17 años, en el mes de noviembre, en el período histórico, y de 27 años, en el mes de enero, en el futuro. Para 120 días seguidos de déficit, estos se producen en los meses de febrero y marzo, en 9 años en el período histórico, valor que aumenta a 23 años en el futuro en los mismos meses.

El último análisis realizado corresponde al uso de los índices hidrológicos presentados en la Tabla 2 para analizar el comportamiento de los modelos calibrados a base de información fluviométrica registrada en algunos años del período histórico y luego usados para simular todo el período desde abril 1980 a marzo 2015 a base de las forzantes CR2MET v1.4.2.

En la Figura 9 se muestra, como ejemplo, para la cuenca de Maipo en El Manzano (5710001), las curvas de duración de los caudales medios diarios de cada año hidrológico, simuladas en el período histórico tanto a base del producto CR2MET como de los GCM CCSM4 y MIROC. Se incluyen en cada caso las medianas de dichas curvas consideradas como representativas. La Figura 10 incluye las curvas de duración representativas de cada una de las seis cuencas preseleccionadas.

En la Tabla 4 se sintetizan los resultados de los índices hidrológicos para los caudales medios diarios. Se debe hacer notar que para el cálculo de Q5%, Q30%, Q70% y

Q95%, se han adoptado los valores de caudal que se superan 18, 110, 255 y 347 días en el año, respectivamente.

De acuerdo con los resultados obtenidos en esta tabla y las apreciaciones visuales de la Figura 10 (recordar que el eje de las ordenadas está en escala logarítmica), se constatan diferencias superiores al 20% en algunas cuencas, especialmente aquellas de la Región del Maule (Id_{cuenca} 18 y 21) y donde ningún modelo logra representar adecuadamente la pendiente media de la curva de duración mCD y el caudal específico de flujos altos fq5. En ambas cuencas el coeficiente de variación es adecuadamente representado por todos los modelos mientras que la mediana del flujo diario es bien representada (error 19%) sólo por el modelo CCSM4 en la cuenca Colorado en Junta con Palos y el índice de flujos bajos es bien representado (error 17%) por el modelo MK3.6 en la cuenca Achibueno en la Recova.

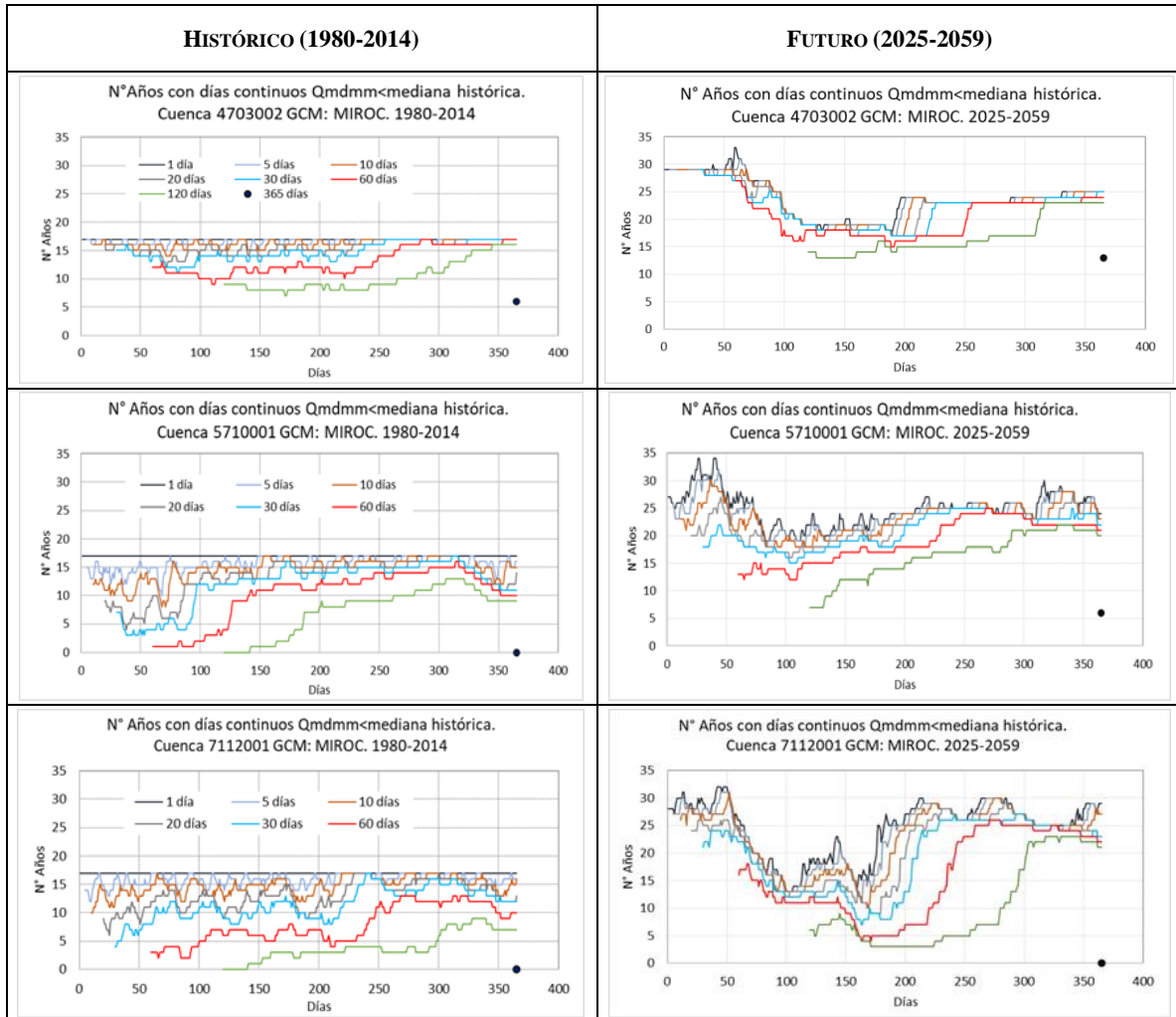


Figura 8. Distribución de déficits en días continuos. Fila 1: Choapa en Cuncumén. Fila 2: Maipo en El Manzano. Fila 3: Achibueno en La Recova. Izquierda: período histórico. Derecha: período futuro. GCM: MIROC

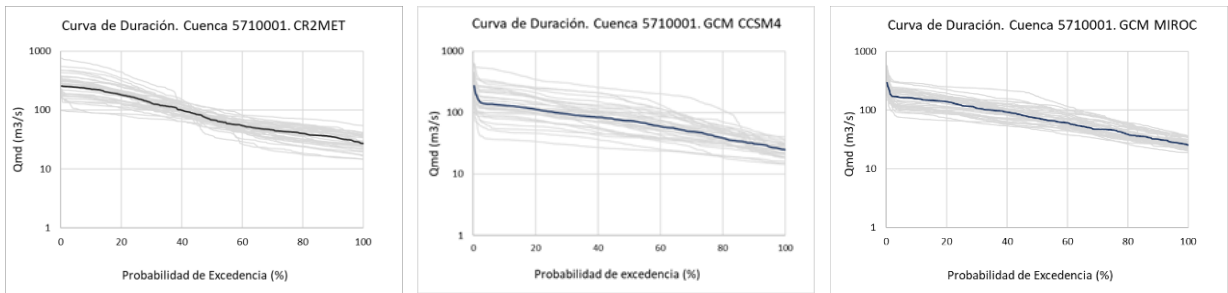


Figura 9. Curvas de duración de caudales medios diarios y mediana (en negro) de cuenca 5710001 Maipo en El Manzano.

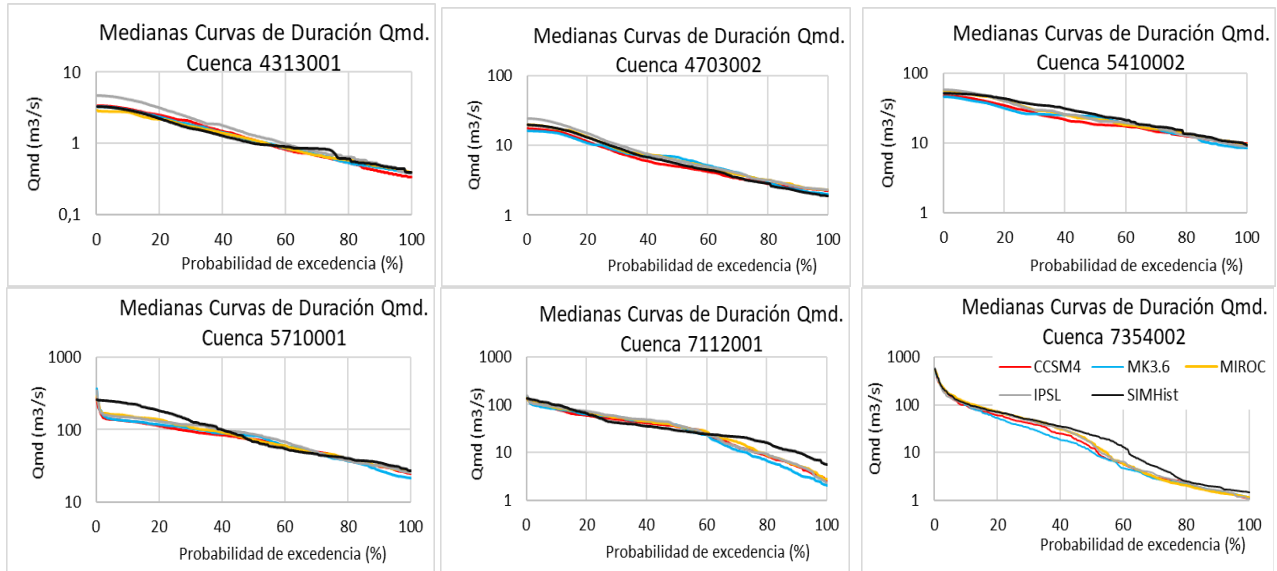


Figura 10. Curvas de duración de caudales medios diarios, representativas de cada simulación en el período histórico. En línea superior se representan las cuencas Idcuenca 5, 8, 12 y en línea inferior las cuencas Idcuenca 14, 18 y 21. SIMHist corresponde a CR2MET.

El ajuste de los índices hidrológicos mCD y fq5 en la cuenca Maipo en El Manzano (Idcuenca 14) es similar al descrito en el párrafo anterior, aunque en ésta la pendiente media de la curva de duración es subestimada. Ninguno de los índices resulta satisfactorio con la simulación de las forzantes escaladas del modelo IPSL, mientras que con aquellas del modelo CCSM4 hay tres de los cinco índices que presentan sobre o subestimaciones inferiores al 20%.

En la cuenca Aconcagua en Chacabucito (Idcuenca 5) es la simulación con las forzantes del modelo CCSM4 el que presenta menor representatividad de los flujos diarios (sólo dos de los índices, mCD y fCV, muestran sobre o subestimación inferior al 20%). Los resultados de las simulaciones con las forzantes de los otros tres modelos GCM muestran una buena representatividad de los flujos diarios, especialmente aquellos (MIROC e IPSL) que solo fallan en la representación de los flujos altos.

En la cuenca Choapa en Cuncumén (Idcuenca 8), destacan los resultados de la simulación con las forzantes del GCM IPSL ya que todos los índices cumplen con el requisito de presentar sobre o subestimaciones menores

al 20%. Si el valor límite de la estimación del índice se relaja a 21%, los resultados de la simulación con las forzantes del GCM MIROC, también puede considerarse satisfactoria.

En la cuenca Cochiguaz en el Peñón (Idcuenca 12), los resultados de la simulación con las forzantes del modelo GCM MK3.6 fallan sólo en la representación de la pendiente de la curva de duración, aunque si se relaja el límite de 20% a 22% la simulación con las forzantes del modelo GCM MIROC puede considerarse satisfactoria para todos los índices.

DISCUSIÓN

Las cuencas seleccionadas para el análisis corresponden a cuencas de cabecera, con escasa intervención que fueron calibradas con información de caudales medios diarios disponible en el período 1980 a 2015, usando como base las forzantes del producto CR2MET versión 1.4.2. A pesar de haber escalado los modelos GCM en el período histórico, de manera de mantener las características estadísticas de las forzantes meteorológicas, se constata que, la simulación

hidrológica no logra siempre una representatividad adecuada de los caudales medios anuales y de las medianas en el período histórico. Esto puede explicarse ya que sólo se utilizó una fracción de dicho período para la calibración y validación de los modelos al ser forzados con el producto CR2MET.

Tabla 4. Índices hidrológicos de caudales medios diarios en período histórico.

Id _{cuenca}	GCM	Índice				
		Imed	mCD	f _{q95}	f _{q5}	fCV
5	CCSM4	1,12	1,55	0,73	0,92	1,10
	MK3.6	1,10	1,34	0,85	0,93	0,88
	MIROC	1,12	1,22	0,87	0,79	0,92
	IPSL	1,29	1,51	0,77	1,10	0,72
8	CCSM4	0,91	0,85	1,28	0,97	1,21
	MK3.6	1,25	0,60	0,84	0,67	0,95
	MIROC	1,11	0,79	1,07	0,89	0,79
	IPSL	1,09	0,99	1,09	1,10	0,81
12	CCSM4	0,72	0,94	1,38	1,26	1,15
	MK3.6	0,94	0,60	0,91	0,94	0,95
	MIROC	0,86	0,89	1,17	1,25	0,83
	IPSL	0,84	0,82	1,12	1,32	0,86
14	CCSM4	1,09	0,51	0,82	0,53	0,89
	MK3.6	1,20	0,56	0,62	0,47	0,86
	MIROC	1,07	0,68	0,85	0,63	0,72
	IPSL	1,29	0,63	0,72	0,50	0,78
18	CCSM4	1,19	1,42	0,41	0,70	1,03
	MK3.6	1,28	1,66	0,30	0,60	1,03
	MIROC	1,22	1,43	0,45	0,71	0,92
	IPSL	1,25	1,62	0,42	0,68	1,00
21	CCSM4	0,55	1,58	1,31	1,81	1,20
	MK3.6	0,45	1,51	1,17	2,36	1,14
	MIROC	0,70	1,46	1,93	1,49	1,01
	IPSL	0,68	1,46	1,58	1,38	1,11

Nota: valores en gris se consideran representativos.

Del análisis de los índices hidrológicos de caudales medios anuales se aprecia que en el período histórico pueden descartarse como representativos los resultados de los caudales medios anuales obtenidos con las forzantes de los modelos IPSL y MK3.6. Sin embargo, en las cuencas seleccionadas para análisis a nivel diario estos índices tienen, a nivel anual, errores que no superan el 20% para el GCM IPSL. Se debe hacer notar que el GCM MK3.6, clasificado como de sensibilidad baja extrema es con el que se proyectan períodos más húmedos. No obstante, lo anterior, todas las proyecciones de caudales medios anuales señalan una disminución de los valores futuros.

El análisis de los hidrogramas de las medianas diarias, en particular, a base de los resultados obtenidos al forzar el modelo VIC con el GCM MIROC, que se estima reproduce adecuadamente las medianas de los caudales medios anuales en las cuencas seleccionadas, se aprecia que en la cuenca de Cochiguaz en El Peñón, se proyectan disminuciones de los caudales durante todo el año. En el

resto de las cuencas las proyecciones muestran que el período de deshielo será el más afectado.

Se constata un aumento de la severidad de las disminuciones de caudal, medida por el número de años en que se tienen 120 días con un valor de caudal inferior a la mediana histórica; este valor aumenta desde 20 años en la línea base al menos 25 años en el período futuro, detectándose un aumento de hasta 35 años en la cuenca de Achibueno en La Recova. Si se consideran los días seguidos en que esto puede ocurrir, en Choapa en Cuncumén se aprecia que hay 16 años en que al final del período de deshielo ocurre esta situación en el período histórico, lo que aumenta a 23 años por un período más prolongado en el futuro. Hacia el sur, en la cuenca Colorado en junta con Palos se observa un aumento desde 9 a 23 años en el futuro.

El análisis de los índices hidrológicos propuestos para el análisis de la representatividad de las simulaciones a nivel diario en el período histórico con las forzantes de los modelos GCM, abre algunas interrogantes respecto a la calibración, principalmente cuando no se mantiene el índice de flujos medios, Imed, y la pendiente del segmento medio de la curva de duración mCD. Por ello, en las cuencas analizadas ubicadas en la Región del Maule, se deben analizar los resultados de los flujos verticales tanto en el período de calibración como en el período histórico completo.

CONCLUSIONES

Se ha efectuado un análisis estadístico de los resultados de simulaciones hidrológicas de caudales a nivel anual y diario en cuencas de régimen natural, donde se habían implementado modelos hidrológicos VIC, calibrados a nivel diario.

Dichas calibraciones mostraban índices de eficiencia KGE y NSE considerados satisfactorios. Los resultados obtenidos al ampliar el período de simulación usando tanto las forzantes meteorológicas del producto CR2MET como aquellas escaladas de modelos GCM muestran diferencias en los índices hidrológicos a nivel anual y diario aquí utilizados. Esto podría invalidar parte de los resultados aquí presentados; sin embargo, parece ser que existirá un claro deterioro de la disponibilidad futura de recursos hídricos, proyectándose una disminución de las medianas de los hidrogramas de caudales medios diarios, especialmente en el período Octubre-Marzo.

Se recomienda validar el producto CR2MET en las estaciones cercanas a las cuencas aquí analizadas, tanto en el período de calibración del modelo como en todo el período histórico. A la vez, resulta necesario analizar la representatividad de las forzantes, principalmente precipitación y temperatura, de los modelos GCM a escala de cuenca a nivel diario, mensual y anual. También, dado que existen nuevas versiones del producto CR2Met, se recomienda volver a calibrar los modelos VIC, analizando si la distribución de los flujos verticales está de acuerdo al conocimiento esperado.

AGRADECIMIENTOS. Se agradece la colaboración del ingeniero civil Sr. Eduardo Muñoz en la preparación de este artículo.

REFERENCIAS

- Cannon, A.J., Sobie, S.R., Murdock, T.Q., 2015. Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes? *J. Clim.* 28, 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- DGA. 2018. Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas norte y centro. Desarrollado por la Fundación para la Transferencia Tecnológica y Pontificia Universidad Católica de Chile para la Dirección General de Aguas, MOP, Chile. S.I.T 435
- Gómez T., Morales B. y X. Vargas. 2013. Evaluación de impactos hidrológicos del cambio climático e incertidumbre asociada en dos cuencas andinas. Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica, XXI Congreso Chileno de Hidráulica.
- Ley R., Hellebrand H., Casper M. and F. Fenicia. 2016. Comparing classical performance measures with signature indices derived from flow duration curves to assess model structures as tools for catchment classification. *Hydrology Research* · DOI: 10.2166/nh.2015.221
- Liang X., Lettenmaier D.P., Wood E.F. and Burges S.J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 99:14, 415.14.428
- McMillan H., Westerberg I. and F. Branger. 2017. Five guidelines for selecting hydrological signatures. *Hydrological Processes*, Wiley, 2017, 31 (26), pp.4757-4761. 10.1002/hyp.11300. hal-01869077
- McPhee J., Rubio-Alvarez E., Meza R., Ayala A., Vargas X. and S. Vicuña. 2011. An approach to estimating hydropower impacts of climate change from a regional perspective. *Watershed Management 2010*. Edited by Kenneth W. Potter, Ph.D., Donald K. Frevert, Ph.D., P.E., F. ASCE 2011. ISBN (print): 9780784411438. pp13-24
- Vargas X., Rubio E., Ayala A. y R. Meza. 2012. Disponibilidad futura de los recursos hídricos frente a escenarios de cambio climático en Chile. Serie 149 Medio Ambiente y Desarrollo. Publicación de las Naciones Unidas ISSN 1564-4189.
- Vargas X., Gómez T., Ahumada F., Rubio E., Cartes M., and M. Gibbs. 2013. Water availability in a mountainous Andean watershed under CMIP5 climate change scenarios. *Cold and Mountain Region Hydrological Systems under Climate Change: Towards Improved Projections Proceedings of H02, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden, July 2013.* (IAHS Publ. 360, 2013)
- Westerberg, I. K., Wagener T., Coxon G., McMillan H. K., Castellarin A., Montanari A., and J. Freer. 2016. Uncertainty in hydrological signatures for gauged and ungauged catchments. *Water Resour. Res.*, 52, 1847–1865, doi:10.1002/2015WR017635
- Zhao Y., Feng D., Yu L., Wang X., Chen Y., Hernández H.J., Galleguillos M., Estades C., Biging C.S. and Radke J.D. 2016. Detailed dynamic land cover mapping of Chile: accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183, pp 170-185.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y ESCALAMIENTO DEL MANTO NIVAL EN LOS ANDES EXTRATROPICALES A PARTIR DE MEDICIONES LIDAR

Pablo A. Mendoza^{1,2}, Thomas E. Shaw², James McPhee^{1,2} y Shelley MacDonell³

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile

(3) Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), La Serena, Chile

Contacto autor principal: pamendoz@uchile.cl

RESUMEN. Durante las últimas dos décadas, la tecnología lidar (*Light Detection and Ranging*) ha permitido expandir el conocimiento sobre la distribución del manto nival en distintas zonas montañosas del planeta. En este trabajo, se presenta una caracterización de la distribución espacial de la altura de nieve, a la escala de ladera, en base a mediciones lidar de alta resolución adquiridas en tres cuencas de montaña: (i) Tascadero (-31.26°N, 3270-3790 m), (ii) Las Bayas (-33.31°N, 3218-4022 m); y (iii) Valle Hermoso (VH) (-36.91°N, 1449-2563 m). Para este último sitio, se cuenta con dos áreas escaneadas, una de las cuales tiene arbustos (VH oeste), mientras que la otra carece de cobertura vegetal (VH este). Las cuatro áreas escaneadas son analizadas en cuanto a la distribución altitudinal, su distribución probabilística y el grado de escalamiento espacial. Los resultados indican que – salvo en la zona de VH oeste – no existe un gradiente altitudinal claro, y que la distribución Gamma es la que mejor se ajusta a valores positivos de altura de nieve. Además, el análisis de variograma indica que la altura del manto en los Andes extratropicales presenta un comportamiento autosimilar (i.e., fractal) en más de un rango de distancias, y que las magnitudes halladas para los quiebres de escala son comparables a otros sitios del mundo (e.g., Colorado Rockies, los Alpes Suizos o los Pirineos en España). Los resultados presentados acá tienen implicancias prácticas para la configuración espacial de modelos hidrológicos, tanto de macro-escala como de resolución fina.

INTRODUCCIÓN

En regiones montañosas del mundo, el agua acumulada en forma de nieve es de vital importancia para el desarrollo de la sociedad humana (Viviroli *et al.*, 2007, 2011). En dichos dominios, la nieve es una componente fundamental del ciclo hidrológico, cuya presencia afecta directamente el balance de agua y energía (Marks y Dozier, 1992; Andreadis *et al.*, 2009). Además, cualquier variación en la distribución espacial del manto nival es determinante para la generación de escorrentía por efecto del derretimiento (Freudiger *et al.*, 2017). Es por ello que numerosos investigadores han puesto sus esfuerzos en comprender la estructura espacial de la altura de nieve o de su equivalente en agua (EAN) (e.g., Shook y Gray, 1996; Kuchment y Gelfan, 2001; Arnold y Rees, 2003; Deems *et al.*, 2006; Trujillo *et al.*, 2007; Lehning *et al.*, 2011; Helfricht *et al.*, 2014; Clemenzi *et al.*, 2018), así como de los factores climáticos, meteorológicos y/o físicos que la moldean (e.g., Clark *et al.*, 2011; Scipiòn *et al.*, 2013; Revuelto *et al.*, 2014; Gerber *et al.*, 2018; Mott *et al.*, 2018). Estudios de esta naturaleza cobran más relevancia que nunca en la actualidad, dada la robusta evidencia de una intensificación del ciclo del agua a nivel global (Huntington, 2006), así como de sus posibles efectos sobre la criósfera (e.g., Barnett *et al.*, 2005; Mankin *et al.*, 2015). Por supuesto, Chile no ha quedado fuera de iniciativas de esta naturaleza. Debido a su emplazamiento geográfico, la Cordillera de los Andes constituye nuestro principal embalse natural, donde el

agua acumulada en el manto nival durante los meses de invierno (principalmente entre los meses de mayo y septiembre) es crucial para gran parte de nuestros ríos y embalses, haciendo posible el desarrollo de actividades socioeconómicas (Mendoza *et al.*, 2014) y la existencia de diversos ecosistemas (Cornwell *et al.*, 2016). A pesar de que el estudio la nieve en Chile ha sido históricamente difícil por la escasez de observaciones en alta montaña (Cornwell *et al.*, 2016), muchos autores han contribuido a una mejor comprensión de la distribución espacio-temporal de la altura de nieve o del EAN. El trabajo de Escobar y Anabalón (1991) – realizado para la Dirección General de Aguas (DGA) – es quizás el primer esfuerzo a nivel nacional, en el cual se compilaban estadígrafos de las rutas de nieve, documentando, además, relaciones entre EAN, precipitación y volúmenes de deshielo. Estudios posteriores han examinado patrones espaciales de EAN o altura de nieve a lo largo de los Andes, utilizando mediciones in situ (Ayala *et al.*, 2014) y/o modelos numéricos (e.g., Gascoin *et al.*, 2013; Cornwell *et al.*, 2016; Cortés *et al.*, 2016; Cortés y Margulis, 2017; Mernild *et al.*, 2017; Shaw *et al.*, 2020) que, en resumen, dan cuenta de la dependencia de los montos de nieve acumulados con variables topográficas (e.g., elevación, orientación), y factores meteorológicos (e.g., radiación, viento), además de la variabilidad interanual y estacional.

A pesar de todo el conocimiento generado durante las últimas tres décadas, es poco lo que se conoce sobre la distribución espacial de la nieve en los Andes a escalas de ladera (i.e., 1-100 m, como indican Clark *et al.*, 2011)

o inferior, siendo Ayala *et al.* (2014) los únicos que habían incluido, hasta hace poco, mediciones con espaciamentos en ese rango (> 60 m). Recientemente, Shaw *et al.* (2020) presentaron por primera vez mediciones de altura de nieve a alta resolución (1-m) con tecnología *lidar* (*Light Detection and Ranging*) en un sub-dominio de $0,74 \text{ km}^2$ ubicado dentro de la cuenca del río Yeso. Si bien se documentó la relación de esta variable con la elevación, pendiente y ángulo de orientación, el objetivo principal fue la validación de productos satelitales Pléiades a una resolución horizontal de 4 m.

A pesar de su reciente aparición y limitado uso para estudiar la criósfera en Chile, la tecnología *lidar* ha sido ampliamente utilizada para estudiar la nieve y los glaciares en el mundo durante las últimas dos décadas debido a la innegable ventaja de entregar millones de mediciones en un intervalo de tiempo bastante acotado (Deems *et al.*, 2013; Currier *et al.*, 2019). Entre las numerosas investigaciones que la literatura reporta, destacan aquellas iniciativas orientadas a (1) explorar su modelamiento estadístico (e.g., López-Moreno *et al.*, 2015), y (2) detectar patrones de escalamiento (e.g., Fassnacht y Deems, 2006), con el fin último de guiar la configuración espacial de modelos numéricos para la simulación de la acumulación y el derretimiento nival. Dentro del primer grupo, destacan las contribuciones de Helbig *et al.* (2015) y Skaugen y Melvold (2019), quienes compararon la bondad de ajuste de las distribuciones normal, lognormal y gamma para la distribución de la altura de nieve, reportando la inferioridad de la distribución lognormal con respecto a la función gamma. Esta conclusión alerta sobre los riesgos de tomar decisiones subjetivas (e.g., Cortés *et al.*, 2016) para representar implícitamente la variabilidad espacial dentro de cada unidad de modelación (e.g., celda rectangular, banda de elevación).

Dentro del segundo grupo de estudios – escalamiento espacial– se ha generado suficiente evidencia sobre el comportamiento fractal (i.e., autosimilar) de la altura de nieve, dentro de un rango que va desde uno a decenas de metros (e.g., Deems *et al.*, 2006; Trujillo *et al.*, 2007, 2009; Mott *et al.*, 2011) y que, además, puede persistir de un año a otro (Deems *et al.*, 2008; Schirmer y Lehning, 2011; Helfricht *et al.*, 2014; Clemenzi *et al.*, 2018; Mendoza *et al.*, 2020). El término ‘fractal’ (acuñado por Mandelbrot, 1977) es típicamente reservado para describir objetos cuyas componentes preservan tanto la forma como las propiedades del conjunto, y cuya geometría es tan compleja que no puede ser descrita sólo a través de dimensiones Euclidianas (i.e., $D = 1,2,3$). La Hidrología es una de las primeras ramas de las ciencias de la Tierra en que se aplicó la noción de fractal, comenzando con los estudios de caudal en el río Nilo (Hurst, 1951), y siguiendo con aplicaciones en Hidrología operacional (Mandelbrot y Wallis, 1968, 1969). En el área de Hidrología de Nieve, el concepto de dimensión fractal (Mandelbrot, 1977, 1982) ha sido útil para cuantificar el grado de

complejidad o ‘rugosidad’ de la superficie del manto nival en distintos rangos de escalas espaciales. En términos prácticos, la detección de un comportamiento fractal para dicho rango indica que el conjunto de procesos físicos que define el ordenamiento espacial del manto nival se preserva y, por lo tanto, cualquier escala de modelo dentro de ese rango de distancias puede ser utilizado para simular dichos procesos (Trujillo *et al.*, 2007). Hasta la fecha, se han reportado casos de dominios en que la altura de nieve muestra autocorrelación espacial hasta cierto quiebre de escala, seguido de comportamiento aleatorio o indefinido (e.g., Shook y Gray, 1996; Mendoza *et al.*, 2020) o de patrón autosimilar, con un valor de dimensión fractal mayor (e.g., Deems *et al.*, 2008; Schirmer y Lehning, 2011; Clemenzi *et al.*, 2018).

El presente artículo pretende homenajear las contribuciones del Profesor Ernesto Brown a las Ciencias Hidrológicas, mediante la presentación de los primeros análisis de mediciones de altura de nieve con datos *lidar* en los Andes extratropicales, con énfasis en la distribución altitudinal, modelamiento estadístico y posible comportamiento fractal. Los resultados presentados aquí ponen en relieve la importancia del estudio detallado y de la comprensión de los fenómenos que determinan el comportamiento hidrológico revelado a partir de datos de terreno. En esta búsqueda de entendimiento, buscamos seguir la huella de Ernesto Brown, quien siempre buscó la versión más completa posible de la “historia” relatada por las mediciones hidrológicas.

ZONAS DE ESTUDIO Y DATOS

En este artículo, se analizan mediciones *lidar* tomadas en cuatro subdominios ubicados en la cabecera de tres cuencas experimentales de Chile Central (Figura 1): (i) Tascadero ($-31,26^\circ\text{N}$; $-70,53^\circ\text{E}$), en cuenca del río Limarí, (ii) Las Bayas ($-33,31^\circ\text{N}$; $-70,25^\circ\text{E}$), en la cuenca del río Maipo, y (iii) Valle Hermoso (VH, $-36,91^\circ\text{N}$; $-71,40^\circ\text{E}$), ubicada en la cuenca del río Itata. El emplazamiento latitudinal de estos subdominios sigue un gradiente hidroclimático de norte a sur, con una precipitación media anual (promedio de invierno) de 262,1 mm (192,2 mm) en Tascadero, 385,6 mm (260,5 mm) en las Bayas, y 1816 mm (1041,1 mm) en Valle Hermoso (periodo 2000-2018). En este último subdominio, se han definido dos sitios para escaneos: VH oeste ($0,34 \text{ km}^2$), con una menor elevación (1650-1.850 m s.n.m.) y presencia de arbustos pequeños, y VH este ($0,57 \text{ km}^2$), con una elevación de terreno > 2.000 m s.n.m. y ausencia total de vegetación, al igual que Tascadero ($0,68 \text{ km}^2$) y Las Bayas ($1,05 \text{ km}^2$). Por lo tanto, los cuatro subdominios escogidos ofrecen la posibilidad de contrastar resultados según la hidroclimatología y la presencia de cubierta vegetal. En cada subdominio, se adopta el mismo procedimiento para derivar mapas de altura de nieve a partir de mediciones *lidar*. Todos los datos fueron adquiridos con

un scanner Riegl VZ6000 de largo alcance, en días con y sin nieve (Tabla 1), con una resolución angular de $0,01^\circ$ y una densidad media de puntos $\sim 18 \text{ p/m}^2$ a una distancia de 1000 m desde el scanner. El scanner opera con una longitud de onda cercana a la infrarroja (1064 nm), característica que lo hace adecuado para monitorear nieve y hielo en ambientes de montaña (Deems *et al.*, 2013; Fischer *et al.*, 2016). La ubicación del scanner en cada fecha fue medida utilizando un GPS Trimble R4 Real Time Kinematic (RTK), cuya incertidumbre de medición en la horizontal y vertical es de 0,01 y 0,03 m. Las nubes de puntos obtenidas con el scanner fueron procesadas con los softwares Riegl Riscan Pro V. 2.5.1. y CloudCompare, para finalmente obtener mapas con una resolución horizontal de 1 m. Finalmente, se obtuvieron los mapas de altura de nieve a través de la simple resta entre los modelos de elevación digital (DEMs) rasterizados, con y sin nieve (Figura 2).

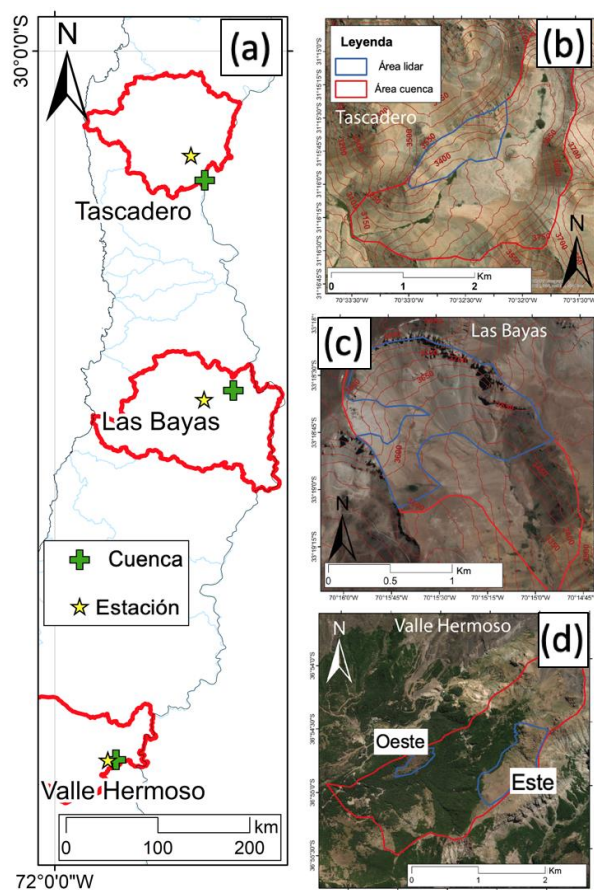


Figura 1. (a) Ubicación de las cuencas de interés dentro de Chile continental, además de las estaciones DGA utilizadas para caracterizar la climatología (ver detalles en el texto). Los dominios escaneados son, de norte a sur: (b) Tascadero, (c) Las Bayas, y (d) Valle Hermoso. Los límites de las subcuencas y de las áreas escaneadas se muestran en color rojo y azul, respectivamente.

METODOLOGÍA

Análisis exploratorio. En primera instancia, se analiza la distribución altitudinal de la profundidad de nieve mediante bandas de elevación, calculándose además la media, el coeficiente de variación (CV) y el coeficiente de asimetría (Cs) por banda. Dichos estadísticos son ampliamente utilizados para determinar la función de densidad de probabilidad (FDP) más conveniente y, por lo tanto, para modelar la distribución espacial del EAN en cada elemento espacial de un modelo numérico (e.g., celda, banda de elevación, unidad de respuesta hidrológica). En caso de no tener datos de EAN, es posible determinar la FDP más adecuada sólo con datos de altura de nieve, considerando que esta última es mucho más variable en el espacio que la densidad (López-Moreno *et al.*, 2013). Sin embargo, es importante recordar que existe la posibilidad de que la incertidumbre en los parámetros de la distribución sea mucho mayor a aquella asociada a la elección de una función paramétrica (Luce y Tarboton, 2004).

Además del análisis altitudinal, se compara el desempeño de distribución lognormal con la distribución gamma de dos parámetros para modelar la variabilidad espacial de la altura de nieve en los subdominios de interés. En cada dominio, se comparan los histogramas de profundidad de nieve con el ajuste gráfico de las FDPs indicadas, además del estadístico D asociado al test de Kolmogorov-Smirnov y su respectivo p-valor. Si los p-valores son menores que 5%, se rechaza la hipótesis nula de que las mediciones de altura de nieve siguen la distribución testeada con un nivel de confianza de un 90 %.

Tabla 1. Fechas con campañas de terreno y estimaciones de error en los mapas de altura de nieve generados a partir de mediciones *lidar*.

Sitio	Fecha de escaneo sin nieve	Fecha de escaneo con nieve)	Error - Raster (m)
Tascadero	22/05/2018	04/09/2018	0,040
Las Bayas	23/03/2019	09/08/2018	0,080
VH Oeste	11/04/2019	25/10/2018	0,092
VH Este	11/04/2019	25/10/2018	0,125

Análisis de variograma. El variograma es una herramienta que permite determinar el grado de autocorrelación de una variable, ya sea en el tiempo o en el espacio (Skøien *et al.*, 2003). Dependiendo de su forma, es posible determinar, además, si la variable presenta la propiedad de auto-similitud o fractal (Mark y Aronson, 1984) en un rango de escalas determinado.

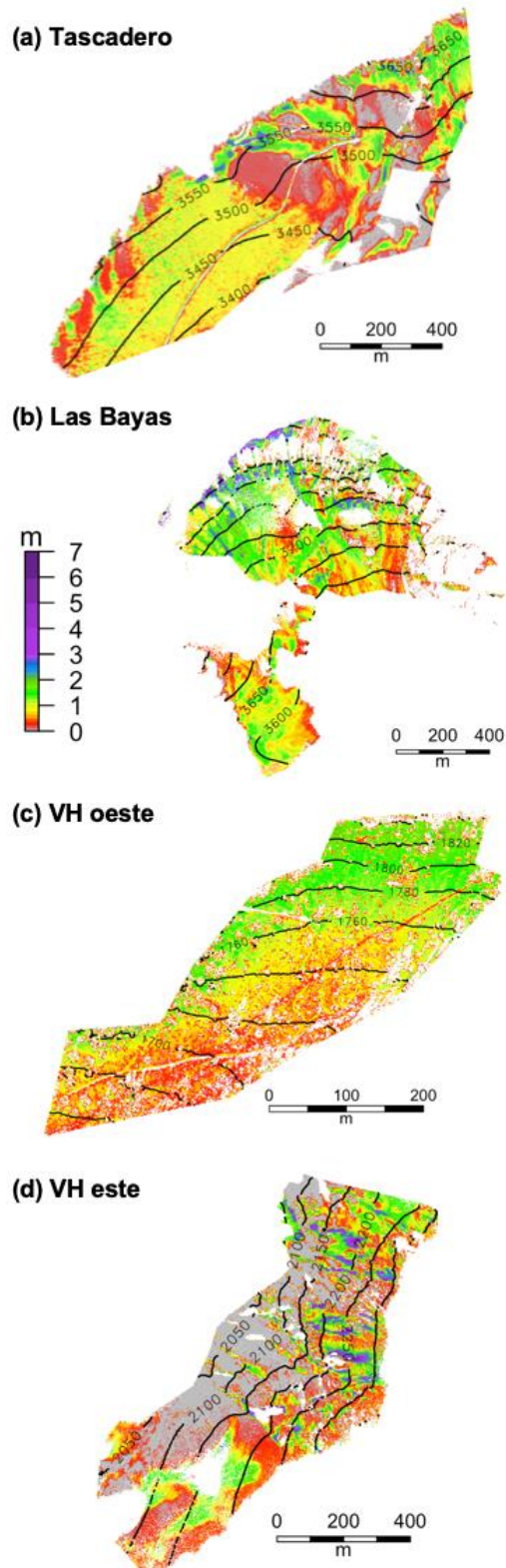


Figura 2. Distribución de la profundidad de nieve por banda de elevación para los cuatro sitios de estudio: (a) Tascadero, (b) Las Bayas, (c) Valle Hermoso oeste, y (d) Valle Hermoso este. Para cada banda, se presenta la media, el coeficiente de variación (CV) y el coeficiente de asimetría (Cs).

En el caso particular de la altura de nieve, dada una distancia h , la semivarianza es estimada como (Yates, 1948):

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2|N(h)|} \sum_{(i,j) \in N(h)} (z_j - z_i)^2 \quad (1)$$

donde z_i y z_j son valores de altura de nieve para puntos separados por una distancia horizontal h , mientras que $N(h)$ es el número de puntos separados a dicha distancia. Si la altura de nieve presenta un comportamiento auto-similar en un rango de valores de h , es posible ajustar una ley potencial de la forma:

$$\gamma(h) = ah^\beta \quad (2)$$

donde la existencia de más de un conjunto de parámetros α y β , asociados a rangos de escala diferentes, es indicativa de un comportamiento multi-escala. Además, el exponente puede ser utilizado para estimar la dimensión fractal con la fórmula propuesta por Mark y Aronson (1984):

$$D = 3 - \frac{\beta}{2} \quad (3)$$

Si bien los valores de la dimensión fractal son consistentes con las dimensiones utilizadas por la geometría Euclídeana, éstos no necesariamente deben ser números enteros. Por lo tanto, cualquier curva puede ser caracterizada por valores de D entre 1 y 2, mientras que las superficies tienen asociadas dimensiones fractales entre 2 y 3. En el caso particular del manto nival, $D \sim 2$ indica una superficie prácticamente plana, mientras que valores cercanos a 3 indican un comportamiento más irregular.

En este trabajo, se presentan variogramas omnidireccionales (es decir, tomando pares de puntos independientemente de la orientación) tanto para la topografía del suelo desnudo como para la altura de nieve, calculados con el paquete 'gstat' (Pebesma, 2004) contenido en el software "R" (<http://www.r-project.org/>). Para ello, se han definido 46 intervalos y una distancia máxima igual a la mitad de la distancia horizontal entre el par de puntos más alejados del dominio completo (Sun *et al.*, 2006). Para cada variograma, se analiza si existen cambios dependiente significativos para detectar quiebres de escala, para luego ajustar modelos de tipo potencial. Si la ecuación (2) se ajusta para un rango de escalas determinado con $R^2 \geq 0.9$, entonces se acepta que el comportamiento de la altura de nieve en dicho rango es fractal (Deems *et al.*, 2006, 2008).

De manera adicional, se presentan los ajustes gráficos de tres modelos geoestadísticos alternativos, incluyendo el modelo esférico, gaussiano y exponencial, cuyas formas matemáticas vienen dadas por:

Modelo exponencial:

$$\gamma(h) = C \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{|h|}{a}\right) \right\} \quad (4)$$

Modelo gaussiano:

$$\gamma(h) = C \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{|h|^2}{a^2}\right) \right\} \quad (5)$$

Modelo esférico:

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \left\{ \frac{3|h|}{2a} - \frac{1}{2} \left(\frac{|h|}{a} \right)^3 \right\} & \text{si } |h| \leq a \\ C & \text{si } |h| > a \end{cases} \quad (6)$$

Donde *a* es un parámetro, mientras que *C* representa la meseta del variograma.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Distribución espacial. La Figura 3 ilustra la variabilidad de la altura de nieve por banda de elevación para los cuatro subdominios de interés. En general, se observa que la forma de la distribución y los parámetros estadísticos pueden variar considerablemente dentro de cada sitio. VH Oeste es el único subdominio que presenta un aumento sostenido de la altura de nieve promedio con respecto a la elevación media de cada banda. En Las Bayas y VH Este se aprecia un aumento hasta cierta cota, a partir de la cual se observa una disminución de la altura de nieve, comportamiento que ya ha sido reportado en otras regiones montañosas del mundo, incluyendo Sierra Nevada en California (Kirchner *et al.*, 2014; Zheng *et al.*, 2016), además de los Pirineos y los Alpes (Grünwald *et al.*, 2014). Tanto el coeficiente de variación (CV) como de asimetría (Cs) tienden a disminuir a mayores elevaciones en VH Oeste, mientras que el CV tiende a aumentar (disminuir) con la elevación en Tascadero (VH Este).

La Figura 4 ilustra los histogramas de profundidad de nieve para los cuatro subdominios estudiados, considerando sólo valores positivos, además del ajuste gráfico de las FDPs lognormal y gamma. Se incluyen también los principales estadígrafos de dispersión y los resultados del test de Kolmogorov-Smirnov (estadígrafo *D* y *p*-valor asociado). Se observa que la distribución gamma de dos parámetros entrega mejores resultados que la distribución lognormal (menor *D*), aunque en ambos casos se rechaza la hipótesis nula de que los datos de profundidad de nieve siguen las distribuciones indicadas, con un nivel de significancia de un 5 % (i.e., *p*-valor inferior a 0,05). Análisis exploratorios no incluidos aquí demostraron la incapacidad de la distribución normal para modelar la variabilidad espacial del manto nival en los dominios considerados.

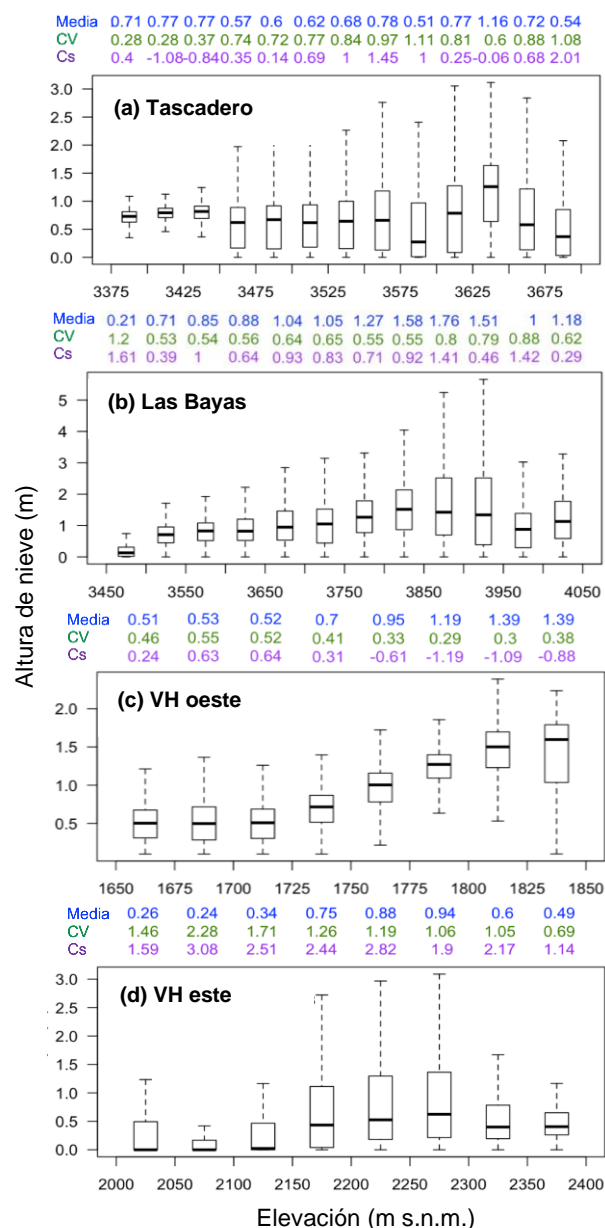


Figura 3. Distribución de la profundidad de nieve por banda de elevación para los cuatro sitios de estudio: (a) Tascadero, (b) Las Bayas, (c) Valle Hermoso oeste, y (d) Valle Hermoso este. Para cada banda, se presenta la media, el coeficiente de variación (CV) y el coeficiente de asimetría (Cs).

Las discrepancias obtenidas entre estadígrafos de dispersión de las distintas bandas de elevación (Figura 3) vs. aquéllos del dominio completo (Figura 4) confirman que, para los Andes extratropicales, la transferibilidad de funciones de probabilidad y parámetros hacia subdominios pequeños es bastante limitada (Marchand y Killingtveit, 2005). Por otro lado, estudios recientes también han reportado las ventajas de la distribución gamma por sobre la distribución lognormal para modelar la variabilidad espacial de la altura de nieve en dominios de extensión similar a los analizados aquí (Winstral y

Marks, 2014; Helbig *et al.*, 2015; Skaugen y Melvold, 2019). Este resultado refuerza la necesidad de procurar datos locales para verificar la distribución de profundidad de nieve en esfuerzos de modelamiento a mayor escala, evitando en lo posible recurrir a supuestos a partir de información derivada de estudios en otras regiones (e.g., Cortés *et al.*, 2016; Cortés and Margulis, 2017).

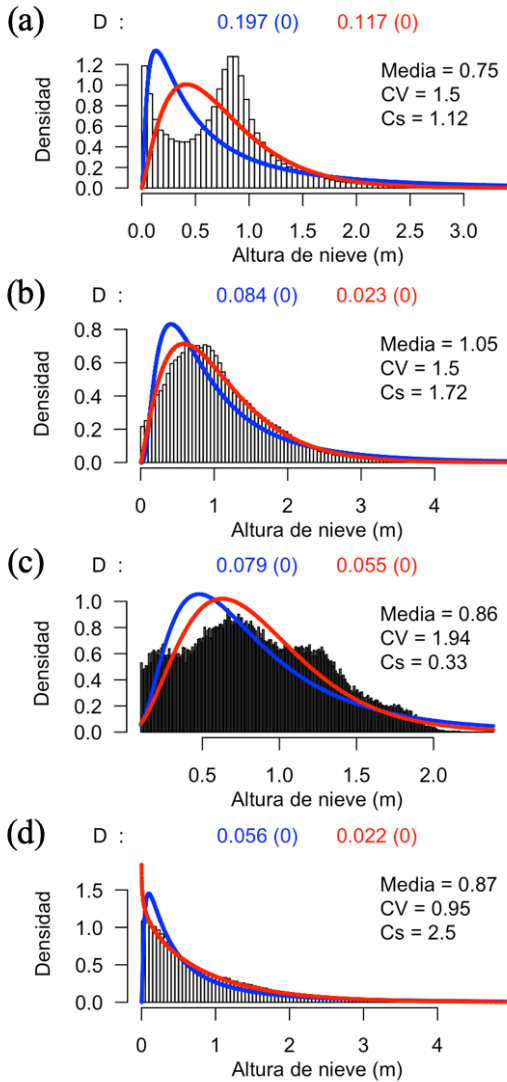


Figura 4. Histogramas de profundidad de nieve para los dominios completos, junto con ajustes gráficos de distribuciones lognormal (azul) y gamma de dos parámetros (rojo). Se indican la media, el coeficiente de variación (CV) y el coeficiente de asimetría (Cs) de cada muestra, además de los estadísticos D y p-valores resultantes de la aplicación del test de Kolgorov-Smirnov.

Variogramas. La Figura 5 muestra los variogramas omnidireccionales para la altura de nieve, en escala log-log, para los cuatro subdominios estudiados. Se presentan además los ajustes de modelos potenciales (o

lineal en escala log-log, denotados por LLL), exponenciales (EXP), gaussianos (GAU) y esféricos (SPH). Los resultados indican que, en los cuatro sitios, el modelo potencial –ajustado por segmentos– presenta un mejor comportamiento que los modelos alternativos, especialmente para valores de h pequeños (< 3 m) o muy grandes (> 200 m). Además, se consiguen ajustes de $R^2 \geq 0.9$ con la ecuación (2) en la mayoría de los segmentos desplegados, lo que indica una estructura fractal de la altura de nieve en distintos rangos de escala, o ‘comportamiento a multi-escala’ (Clemenzi *et al.*, 2018).

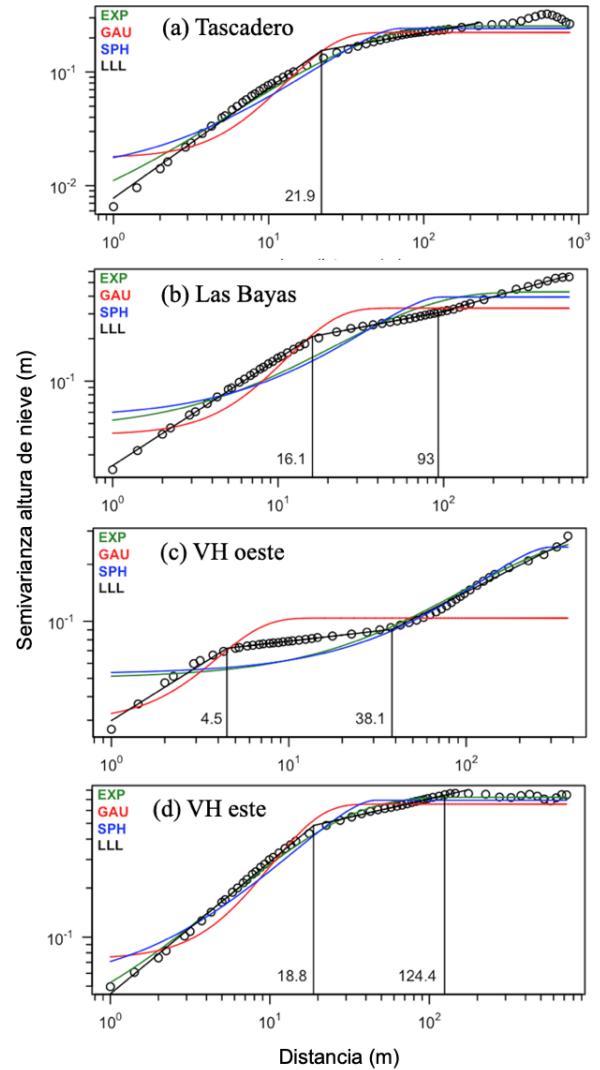


Figura 5. Variogramas de altura de nieve para los cuatro dominios estudiados: (a) Tascadero, (b) Las Bayas, (c) Valle Hermoso Oeste, y (d) Valle Hermoso Este. Las líneas verticales indican quiebres de escala, mientras que las líneas diagonales rectas (LLL) indican comportamiento fractal de la variable en el tramo correspondiente. A modo de comparación, se incluyen otros modelos geoestadísticos clásicos: exponencial (EXP), Gaussiano (GAU) y esférico (SPH).

Tabla 2. Ajuste del modelo potencial, longitudes de quiebre de escala y dimensión fractal para la altura de nieve.

Sitio	D_S	D_M	D_L	L_1 M	L_2 m
Tascadero	2.52	2.88	-	21.9	
Las Bayas	2.62	2.89	2.83	16.1	93
VH Oeste	2.71	2.95	2.76	4.5	38.1
VH Este	2.59	2.89	-	18.8	124.4

La Figura 5 muestra que la altura de nieve presenta un comportamiento fractal hasta un primer quiebre de escala L_1 , que fluctúa entre los 16 y los 22 m en zonas con suelo desnudo, e igual a 4,5 m en el único dominio con presencia de vegetación (VH Oeste). En este último sitio, los valores de dimensión fractal D_S y D_M superan a los de otros subdominios, lo que es esperable por la presencia de vegetación, la cual contribuye a una estructura más irregular del manto nival. Cabe destacar que los valores de D obtenidos para la altura de nieve en los subdominios analizados son ligeramente superiores a los de otras zonas montañosas del mundo. Además, diferencias en valores de D_S y D_M (Tabla 2) indican que, en cada rango de escala asociado, diferentes combinaciones de procesos físicos moldean la estructura espacial del manto nival: en el corto rango, predomina la interacción de precipitación sólida con árboles y/o arbustos (si es que existen), viento, nieve, e irregularidades locales del terreno (e.g., concavidades y rocas), mientras que, más allá del primer quiebre de escala (L_1), se genera una compensación de redistribución por efecto del viento e interceptación, en el caso de existir vegetación (Trujillo *et al.*, 2007). Por lo tanto, la escala de aplicación de modelos hidrológicos distribuidos debiese ser escogida en base a los procesos físicos que se desee simular explícitamente. La similitud con los valores de L_1 obtenidos en zonas sin vegetación de otras regiones del mundo, para fechas cercanas a la máxima acumulación (Mott *et al.*, 2011; Schirmer and Lehning, 2011; Helfricht *et al.*, 2014; Mendoza *et al.*, 2020), sugiere que la elección más adecuada de la escala del modelo vendría dada por las características fisiográficas del dominio analizado, más que por sus características hidroclimáticas.

En las Bayas y Valle Hermoso, se detecta un segundo quiebre de escala (L_2) que define el límite de una segunda zona con patrón autosimilar (Tabla 2). Hasta la fecha, dicho quiebre sólo ha sido reportado para la cuenca experimental de Izas, ubicada en los Pirineos españoles (Mendoza *et al.*, 2020). A diferencia de estudios previos que han reportado comportamiento fractal para más de un rango de escalas en otras regiones montañosas (Deems *et al.*, 2006, 2008, Trujillo *et al.*, 2007, 2009; Mott *et al.*, 2011; Schirmer and Lehning, 2011; Helfricht *et al.*, 2014; Clemenzi *et al.*, 2018), nuestro análisis muestra la existencia de una tercera zona con ordenamiento fractal en los Andes extratropicales,

en particular en Las Bayas y VH oeste (Figura 5b,d). Para buscar posibles causas detrás de los quiebres de escala y tipos de ordenamiento espacial encontrados, se analizaron los variogramas omnidireccionales para la elevación de terreno en los cuatro subdominios (Figura 6). Los resultados indican que, si bien esta variable muestra un comportamiento autosimilar hasta distancias del orden de los 200 m (Tabla 3), no existe ninguna conexión aparente entre el escalamiento de la topografía y el de la profundidad de nieve, ni en términos de dimensión fractal ni de quiebres de escala.

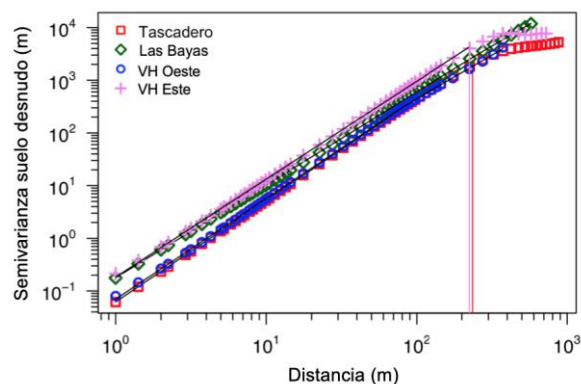


Figura 6. Superposición de variogramas de topografía para los cuatro dominios de interés. Las líneas verticales indican quiebres de escala.

Tabla 3. Ajuste del modelo potencial, longitud de quiebre de escala y dimensión fractal para la topografía.

Sitio	D	L m
Tascadero	2,04	235,5
Las Bayas	2,12	-
VH West	2,04	-
VH East	2,07	224,2

Los resultados del análisis de variogramas tienen implicancias prácticas para estudios futuros que busquen caracterizar y/o predecir el comportamiento dinámico del manto nival en los Andes extratropicales. En primer lugar, la existencia de zonas en el variograma donde exista autosimilitud en la altura de nieve indica que la escala de un modelo dinámico puede tomar cualquier valor dentro de ese rango, si se desea representar los procesos dominantes asociados a dichas escalas. Para los subdominios alpinos analizados en este artículo, resoluciones horizontales de 15 m serían suficientes para resolver explícitamente la interacción del viento, el manto nival y la topografía, mientras que una resolución de 4 m o inferior sería requerida en VH oeste para considerar, además, la interacción con la vegetación. Por otro lado, los quiebres de escala proporcionan valiosa información para decidir la longitud característica de predictores para la profundidad de nieve. Por ejemplo, Mendoza *et al.* (2020) encontraron para la cuenca experimental de Izas valores de L_1 muy similares a la

distancia óptima del Índice de Posición Topográfica (IPT; Revuelto *et al.*, 2014), el mejor predictor de profundidad de nieve en dicho dominio. Por lo tanto, futuros estudios podrían incorporar esta información, así como la de otros predictores, en el desarrollo de modelos estadísticos para predecir la variabilidad espacial del manto nival en los Andes. Por otro lado, se podría explorar el potencial de combinar la información generada a partir de mediciones *lidar* con modelos de densidad de nieve (e.g., Raleigh and Small, 2017), lo que permitiría obtener estimaciones de equivalente en agua de nieve en los dominios de interés. Finalmente, una tarea pendiente es la realización de mediciones adicionales en los Andes con tecnología *lidar* para corroborar la consistencia temporal en los patrones de escalamiento de la nieve, y que ha sido reportada en otros dominios del mundo (Helfricht *et al.*, 2014; e.g., Clemenzi *et al.*, 2018; Mendoza *et al.*, 2020).

CONCLUSIONES

En este artículo, se presentan y discuten resultados del análisis de dependencia altitudinal, distribución probabilística y análisis de variogramas para cuatro subdominios ubicados a lo largo de los Andes extratropicales en Chile. Los resultados revelan patrones altitudinales que ya han sido documentados para otras zonas montañosas del mundo, y confirman la superioridad de la distribución gamma para modelar la variabilidad espacial de la nieve en los dominios examinados, alertando sobre los riesgos que decisiones subjetivas podrían tener al utilizar modelos de macro-escala. Se reporta, además, la existencia de un ordenamiento fractal en la altura de nieve dentro de todos los sitios analizados, con hasta tres rangos de escala y dimensiones fractales diferentes, cada uno de los cuales está asociado a distintas combinaciones de procesos físicos. La comparación de resultados entre los distintos sitios de este estudio, así como de resultados obtenidos por otros autores/as, sugiere que las características fisiográficas son más influyentes que las características climáticas en los parámetros fractales. Finalmente, la presencia de dos quiebres de escala y tres zonas con comportamiento autosimilar no ha sido reportada con anterioridad en ninguna región del mundo, y tiene implicancias prácticas para el desarrollo futuro de modelos predictivos, ya sea dinámicos o estadísticos.

Agradecimientos. El primer autor agradece las enseñanzas de la profesora Ximena Vargas, quien fue la primera persona en mostrarle las maravillas de la Hidrología (año 2005); el profesor Ricardo Mantilla, por mostrarle el concepto de fractal y su importancia en las Ciencias Hidrológicas (año 2011); y al profesor Balaji Rajagopalan, por el apoyo y motivación constante para mejorar como investigador y como persona.

REFERENCIAS

- Andreadis KM, Storck P, Lettenmaier DP. 2009. Modeling snow accumulation and ablation processes in forested environments. *Water Resources Research* **45**: W05429 DOI: 10.1029/2008WR007042
- Arnold NS, Rees WG. 2003. Self-similarity in glacier surface characteristics. *Journal of Glaciology* **49** (167): 547–554 DOI: 10.3189/172756503781830368
- Ayala A, McPhee J, Vargas X. 2014. Altitudinal gradients, midwinter melt, and wind effects on snow accumulation in semiarid midlatitude Andes under La Niña conditions. *Water Resources Research* **50** (4): 3589–3594 DOI: 10.1002/2013WR014960
- Barnett TP, Adam JC, Lettenmaier DP. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature* **438** (7066): 303–9 DOI: 10.1038/nature04141
- Clark MP, Hendriks J, Slater AG, Kavetski D, Anderson B, Cullen NJ, Kerr T, Örn Hreinsson E, Woods RA. 2011. Representing spatial variability of snow water equivalent in hydrologic and land-surface models: A review. *Water Resources Research* **47**: W07539 DOI: 10.1029/2011WR010745
- Clemenzi I, Pellicciotti F, Burlando P. 2018. Snow Depth Structure, Fractal Behavior, and Interannual Consistency Over Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Water Resources Research* **54** (10): 7929–7945 DOI: 10.1029/2017WR021606
- Cornwell E, Molotch NP, McPhee J. 2016. Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences* **20** (1): 411–430 DOI: 10.5194/hess-20-411-2016
- Cortés G, Margulis S. 2017. Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters* **44** (13): 6859–6867 DOI: 10.1002/2017GL073826
- Cortés G, Giroto M, Margulis S. 2016. Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery. *Water Resources Research* **52** (4): 2582–2600 DOI: 10.1002/2015WR018376
- Currier WR, Pflug J, Mazzotti G, Jonas T, Deems JS, Bormann KJ, Painter TH, Hiemstra CA, Gelvin A, Uhlmann Z, et al. 2019. Comparing Aerial Lidar Observations With Terrestrial Lidar and Snow-Probe Transects From NASA’s 2017 SnowEx Campaign. *Water Resources Research* **55** (7): 6285–6294 DOI: 10.1029/2018WR024533
- Deems JS, Fassnacht SR, Elder KJ. 2006. Fractal Distribution of Snow Depth from Lidar Data. *Journal of Hydrometeorology* **7** (2): 285–297 DOI: 10.1175/JHM487.1
- Deems JS, Fassnacht SR, Elder KJ. 2008. Interannual Consistency in Fractal Snow Depth Patterns at Two Colorado Mountain Sites. *Journal of Hydrometeorology* **9** (5): 977–988 DOI: 10.1175/2008JHM901.1
- Deems JS, Painter TH, Finnegan DC. 2013. Lidar measurement of snow depth: A review. *Journal of Glaciology* **59** (215): 467–479 DOI: 10.3189/2013JoG12J154
- Escobar F, Anabalón R. 1991. Análisis de las rutas de nieve del país. Santiago de Chile, Chile.
- Fassnacht SR, Deems JS. 2006. Measurement sampling and scaling for deep montane snow depth data. *Hydrological Processes* **20** (4): 829–838 DOI: 10.1002/hyp.6119
- Fischer M, Huss M, Kummert M, Hoelzle M. 2016. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. *Cryosphere* **10** (3): 1279–1295 DOI: 10.5194/tc-10-1279-2016
- Freudiger D, Kohn I, Seibert J, Stahl K, Weiler M. 2017. Snow redistribution for the hydrological modeling of alpine

- catchments. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*: e1232 DOI: 10.1002/wat2.1232
- Gascoïn S, Lhermitte S, Kinnard C, Bortels K, Liston GE. 2013. Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Advances in Water Resources* **55**: 25–39 DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.11.013
- Gerber F, Besic N, Sharma V, Mott R, Daniels M, Gabella M, Berne A, Germann U, Lehning M. 2018. Spatial variability in snow precipitation and accumulation in COSMO-WRF simulations and radar estimations over complex terrain. *Cryosphere* **12** (10): 3137–3160 DOI: 10.5194/tc-12-3137-2018
- Grünwald T, Bühler Y, Lehning M. 2014. Elevation dependency of mountain snow depth. *The Cryosphere* **8** (6): 2381–2394 DOI: 10.5194/tc-8-2381-2014
- Helbig N, Van Herwijnen A, Magnusson J, Jonas T. 2015. Fractional snow-covered area parameterization over complex topography. *Hydrology and Earth System Sciences* **19** (3): 1339–1351 DOI: 10.5194/hess-19-1339-2015
- Helfricht K, Schöber J, Schneider K, Sailer R, Kuhn M. 2014. Interannual persistence of the seasonal snow cover in a glaciated catchment. *Journal of Glaciology* **60** (223): 889–904 DOI: 10.3189/2014JoG13J197
- Huntington TG. 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology* **319** (1–4): 83–95 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2005.07.003
- Hurst H. 1951. Long-term Storage Capacity of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **116** (1): 770–799
- Kirchner PB, Bales RC, Molotch NP, Flanagan J, Guo Q. 2014. LiDAR measurement of seasonal snow accumulation along an elevation gradient in the southern Sierra Nevada, California. *Hydrology and Earth System Sciences* **18** (10): 4261–4275 DOI: 10.5194/hess-18-4261-2014
- Kuchment LS, Gelfan AN. 2001. Statistical self-similarity of spatial variations of snow cover: Verification of the hypothesis and application in the snowmelt runoff generation models. *Hydrological Processes* **15** (18): 3343–3355 DOI: 10.1002/hyp.1032
- Lehning M, Grünwald T, Schirmer M. 2011. Mountain snow distribution governed by an altitudinal gradient and terrain roughness. *Geophysical Research Letters* **38** (19): L19504 DOI: 10.1029/2011GL048927
- López-Moreno JI, Fassnacht SR, Heath JT, Musselman KN, Revuelto J, Latron J, Morán-Tejeda E, Jonas T. 2013. Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent. *Advances in Water Resources* **55**: 40–52 DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.08.010
- López-Moreno JI, Revuelto J, Fassnacht SR, Azorín-Molina C, Vicente-Serrano SM, Morán-Tejeda E, Sexstone GA. 2015. Snowpack variability across various spatio-temporal resolutions. *Hydrological Processes* **29** (6): 1213–1224 DOI: 10.1002/hyp.10245
- Luce CH, Tarboton DG. 2004. The application of depletion curves for parameterization of subgrid variability of snow. *Hydrological Processes* **18** (8): 1409–1422 DOI: 10.1002/hyp.1420
- Mandelbrot B. 1977. *Fractals: Form, Chance and Dimension* (W.H. Freeman, ed.). San Francisco.
- Mandelbrot B. 1982. *The Fractal Geometry of Nature* (W Freeman, ed.). San Francisco.
- Mandelbrot BB, Wallis JR. 1968. Noah, Joseph, and Operational Hydrology. *Water Resources Research* **4** (5): 909–918 DOI: 10.1029/WR004i005p00909
- Mandelbrot BB, Wallis JR. 1969. Robustness of the Rescaled Range R/S in the Measurement of Noncyclic Long Run Statistical Dependence. *Water Resources Research* **5** (5): 967–988
- Mankin JS, Viviroli D, Singh D, Hoekstra AY, Diffenbaugh NS. 2015. The potential for snow to supply human water demand in the present and future. *Environmental Research Letters* **10** (11): 114016 DOI: 10.1088/1748-9326/10/11/114016
- Marchand W-D, Killingtveit A. 2005. Statistical probability distribution of snow depth at the model sub-grid cell spatial scale. *Hydrological Processes* **19** (2): 355–369 DOI: 10.1002/hyp.5543
- Mark DM, Aronson PB. 1984. Scale-dependent fractal dimensions of topographic surfaces: an empirical investigation, with applications in geomorphology and computer mapping. *Mathematical Geology* **16** (7): 671–683
- Marks D, Dozier J. 1992. Climate and Energy Exchange at the Snow Surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada 2. Snow Cover Energy Balance. *Water Resources Research* **28** (11): 3043–3054
- Mendoza PA, Musselman KN, Revuelto J, Deems JS, López-Moreno JI, McPhee J. 2020. Interannual and Seasonal Variability of Snow Depth Scaling Behavior in a Subalpine Catchment. *Water Resources Research* **56** (7) DOI: 10.1029/2020WR027343
- Mendoza PA, Rajagopalan B, Clark MP, Cortés G, McPhee J. 2014. A robust multimodel framework for ensemble seasonal hydroclimatic forecasts. *Water Resources Research* **50** (7): 6030–6052 DOI: 10.1002/2014WR015426
- Mernild SH, Liston GE, Hiemstra CA, Malmros JK, Yde JC, McPhee J. 2017. The Andes Cordillera. Part I: snow distribution, properties, and trends (1979–2014). *International Journal of Climatology* **37** (4): 1680–1698 DOI: 10.1002/joc.4804
- Mott R, Schirmer M, Lehning M. 2011. Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment. *Journal of Geophysical Research* **116** (D6): D06106 DOI: 10.1029/2010JD014886
- Mott R, Vionnet V, Grünwald T. 2018. The Seasonal Snow Cover Dynamics: Review on Wind-Driven Coupling Processes. *Frontiers in Earth Science* **6** (December) DOI: 10.3389/feart.2018.00197
- Pebesma EJ. 2004. Multivariable geostatistics in S: The gstat package. *Computers and Geosciences* **30** (7): 683–691 DOI: 10.1016/j.cageo.2004.03.012
- Raleigh MS, Small EE. 2017. Snowpack density modeling is the primary source of uncertainty when mapping basin-wide SWE with lidar. *Geophysical Research Letters*: 1–10 DOI: 10.1002/2016GL071999
- Revuelto J, López-Moreno JI, Azorín-Molina C, Vicente-Serrano SM. 2014. Topographic control of snowpack distribution in a small catchment in the central Spanish Pyrenees: intra- and inter-annual persistence. *The Cryosphere* **8** (5): 1989–2006 DOI: 10.5194/tc-8-1989-2014
- Schirmer M, Lehning M. 2011. Persistence in intra-annual snow depth distribution: 2. Fractal analysis of snow depth development. *Water Resources Research* **47** (9): 1–14 DOI: 10.1029/2010WR009429
- Scipiōn DE, Mott R, Lehning M, Schneebeli M, Berne A. 2013. Seasonal small-scale spatial variability in alpine snowfall and snow accumulation. *Water Resources Research* **49** (3): 1446–1457 DOI: 10.1002/wrcr.20135
- Shaw TE, Gascoïn S, Mendoza PA, Pellicciotti F, McPhee J. 2020. Snow Depth Patterns in a High Mountain Andean Catchment from Satellite Optical Tristereoscopic Remote Sensing. *Water Resources Research* **56** (2): 1–23 DOI: 10.1029/2019wr024880
- Shook K, Gray D. 1996. Small-scale spatial structure of spatial snowcovers. *Hydrological Processes* **10** (10): 1283–1292 DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(199610)10:10<1283::AID-HYP460>3.0.CO;2-M

- Skaugen T, Melvold K. 2019. Modeling the Snow Depth Variability With a High-Resolution Lidar Data Set and Nonlinear Terrain Dependency. *Water Resources Research* **55** (11): 9689–9704 DOI: 10.1029/2019WR025030
- Skøien JO, Blöschl G, Western AW. 2003. Characteristic space scales and timescales in hydrology. *Water Resources Research* **39** (10) DOI: 10.1029/2002WR001736
- Sun W, Xu G, Gong P, Liang S. 2006. Fractal analysis of remotely sensed images: A review of methods and applications. *International Journal of Remote Sensing* **27** (22): 4963–4990 DOI: 10.1080/01431160600676695
- Trujillo E, Ramírez JA, Elder KJ. 2007. Topographic, meteorologic, and canopy controls on the scaling characteristics of the spatial distribution of snow depth fields. *Water Resources Research* **43** (7) DOI: 10.1029/2006WR005317
- Trujillo E, Ramírez JA, Elder KJ. 2009. Scaling properties and spatial organization of snow depth fields in sub-alpine forest and alpine tundra. *Hydrological Processes* **23** (11): 1575–1590 DOI: 10.1002/hyp.7270
- Viviroli D, Archer DR, Buytaert W, Fowler HJ, Greenwood GB, Hamlet AF, Huang Y, Koboltschnig G, Litaor MI, López-Moreno JI, et al. 2011. Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences* **15** (2): 471–504 DOI: 10.5194/hess-15-471-2011
- Viviroli D, Dürr HH, Messerli B, Meybeck M, Weingartner R. 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research* **43** (7): W07447 DOI: 10.1029/2006WR005653
- Winstral A, Marks D. 2014. Long-term snow distribution observations in a mountain catchment: Assessing variability, time stability, and the representativeness of an index site. *Water Resources Research* **50** (1): 293–305 DOI: 10.1002/2012WR013038
- Yates F. 1948. Systematic sampling. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **241** (834): 345–377 DOI: 10.1098/rsta.1948.0023
- Zheng Z, Kirchner PB, Bales RC. 2016. Topographic and vegetation effects on snow accumulation in the southern Sierra Nevada: a statistical summary from lidar data. *The Cryosphere* **10** (1): 257–269 DOI: 10.5194/tc-10-257-2016

CONTRIBUCIÓN HÍDRICA DE GLACIARES ANDINOS EN CONDICIONES DE HIPER-SEQUÍA

James McPhee^{1,2}, Álvaro Ayala³, Thomas Shaw⁴, Alexis Caro⁵

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile

(3) Centro de Estudios Avanzados de Zonas Áridas (CEAZA)

(4) Advanced Mining Technology Center, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

(5) Univ. Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble-INP, Institut des Géosciences de l'Environnement, Grenoble, France

Contacto autor principal: jmcphee@uchile.cl

RESUMEN. A medida que progresa el retroceso de los glaciares en la cordillera de los Andes extratropicales de Chile y Argentina, persiste un nivel importante de incertidumbre sobre la evolución futura de estos elementos de la criósfera, y con ello, sobre los escenarios posibles que se configuran respecto de los sistemas hídricos que dependen del derretimiento de glaciares para sostener flujos en cauces y sistemas subterráneos. La relativa imposibilidad de obtener, de manera consistente, directa y sostenida, observaciones de caudales derivados del derretimiento glaciar redundan en la necesidad de emplear modelos de simulación para ganar comprensión sobre los procesos que gobiernan la contribución hídrica de glaciares en períodos pasados, y de ese modo mejorar la predictibilidad asociada a la contribución futura y regímenes de caudales en cuencas hoy glaciadas. En este trabajo presentamos un ejercicio de simulación de gran escala, donde se representa la hidroglaciología de la cuenca alta del río Maipo desde la segunda mitad del siglo XX hasta el año 2016. Nos enfocamos en los dos años más secos de ese período para buscar una mayor comprensión del rol de glaciares en situaciones de extrema sequía. Se aprecian notables diferencias entre años similarmente secos, pero separados por un tiempo largo y con condiciones hidrológicas antecedentes distintas. Los resultados del modelo sugieren que el momento de mayor contribución glaciar a la escorrentía ya ocurrió en esta zona geográfica.

INTRODUCCIÓN

El agua de deshielo proveniente de la cordillera de los Andes es clave para Chile y las cuencas occidentales de Argentina, ya que representa la principal fuente hídrica para el desarrollo de la agricultura, industria, minería, ecosistemas y agua potable (Johansen et al., 2018). La contribución del agua de derretimiento a los ríos de montaña es altamente variable a escala interanual debido a la variabilidad de la precipitación, vinculada a las variaciones periódicas de la atmósfera y el océano sobre el Océano Pacífico (Montecinos y Aceituno, 2003; Falvey y Garreaud, 2007) y al aumento sostenido de la temperatura del aire durante las últimas décadas (Carrasco et al., 2005; Burger et al., 2018a; Schumacher et al. 2020).

En cuencas Andinas se ha observado una importante contribución de la lluvia, nieve y glaciares en la escorrentía, donde las cuencas glaciadas presentan menor diferencia entre valores anuales extremos de escorrentía (58%), respecto a cuencas no glaciadas (84%). En la zona central de Chile, se ha observado que esta diferencia se reduce por debajo del 40%, acompañado de una tendencia negativa en la escorrentía entre 1979/80-2014 (Mernild et al., 2018). La contribución hídrica de estas cuencas se encuentra dominada por el derretimiento de la nieve (Ragetti et al., 2014; Ayala et al., 2016; 2020; Burger et al., 2018b; Shaw et al., 2020). Sin embargo, recientemente se ha observado una disminución en la cobertura de nieve invernal provocando un aumento de la contribución de los glaciares a los ríos de montaña (Burger et al., 2018b;

Ayala et al., 2020), en un contexto de intensa y prolongada sequía regional (Garreaud et al., 2017; 2019).

Los glaciares en los Andes semiáridos (30-36° S) sufrieron un importante retroceso en el siglo XX (Bown, et al., 2008; Le Quesne et al., 2009; Malmros et al., 2016), y en las últimas dos décadas (Barcaza et al., 2017; Braun et al., 2019; Dussailant et al., 2019). Los documentos históricos, fotografías aéreas y estudios dendrocronológicos sugieren que la tendencia general de retirada comenzó a mediados del siglo XIX, pero se ha visto interrumpida por períodos ocasionales de balance de masa positivo acompañados de avances glaciares (Le Quesne et al., 2009; Masiokas et al., 2009). La evidencia reciente basada en los avances de la percepción remota ha revelado una clara distinción del período de sequía reciente en relación con las observaciones desde la década de 1950 (Farias-Barahona et al., 2019; 2020a; 2020b). Si bien se han observado intensos años de sequía durante las décadas de 1960 y 1990, la extensión espacial y temporal sin precedentes de la 'mega-sequía' (2010-presente) ha demostrado cambios importantes en la cobertura de nieve regional (Malmros et al., 2018; Cordero et al., 2019), elevación de la línea de nieve (Saavedra et al., 2018), albedo de la nieve (Malmros et al., 2018), balance de masa de glaciares (Farias-Barahona et al., 2020b) y caudal (Garreaud 2017). La contribución hídrica de los glaciares juega un rol clave en el sostenimiento de los caudales mínimos al final del verano y durante periodos secos. En la zona central de Chile, este rol fue cuantificado por Peña y Nazarala (1987) para la sequía de 1968, y por otros investigadores

durante la megasequía de 2010 (Ayala et al., 2016; Mernild et al., 2017; Burger et al., 2019). Sin embargo, a la fecha no existe una cuantificación de cómo ha cambiado la contribución de los glaciares a la escorrentía regional durante periodos secos. El objetivo de este trabajo es presentar una comparación del derretimiento glaciar durante las severas sequías de 1968, 1998 y 2010-2016 mediante el uso del modelo hidrológico TOPKAPI-ETH, poniendo especial énfasis en la toma de datos en terreno y el uso de los datos recolectados en modelos numéricos.

ZONA DE ESTUDIO E INFORMACIÓN DISPONIBLE

El estudio se centra en las cabeceras de la cuenca del río Maipo (para simplificar, en adelante nos referiremos a estas zonas como la cuenca del río Maipo). La cuenca se encuentra en la zona central de Chile (~33°S, ~70°W), al este de la capital chilena, Santiago (Figura 1a), a la que suministra alrededor del 70% de su agua potable (DGA, 2004). La salida de la cuenca es la estación de aforo del Maipo en El Manzano, que marca aproximadamente el límite entre las zonas montañosas rurales y los barrios urbanos de Santiago. La cuenca seleccionada tiene una superficie de 4843 km², su elevación oscila entre 850 y

6570 m sobre el nivel del mar (s.n.m.), y en el año 2003 se inventariaron más de 800 glaciares que cubren unos 378 km² de superficie (7,8% de glaciares) (Barcaza et al., 2017). El río Maipo y sus afluentes son la principal fuente de agua potable, agricultura, energía hidroeléctrica e industria de la región, que concentra alrededor del 40% de la población del país. La región tiene un clima de tipo mediterráneo, con una fuerte estacionalidad caracterizada por inviernos fríos y húmedos, y veranos calurosos y secos. La precipitación media en Santiago fue de 308 mm año⁻¹ en el período 1950-2018, pero se han registrado valores tan bajos como 69 mm año⁻¹ y tan altos como 712 mm año⁻¹, con un coeficiente de variación de 0,45. Se han notificado sequías recurrentes desde el comienzo de los registros hidrometeorológicos. Las cantidades de precipitaciones son, en general, mayores hacia el sur y hacia elevaciones más altas. Peña y Nazarala (1987) estimaron que el escurrimiento de los glaciares en la cuenca del río Maipo representa alrededor del 34% de la descarga total en febrero, y hasta el 67% durante los meses de verano de los años secos, como en 1968-1969.

Existen cinco subcuencas principales en el área de estudio, de norte a sur: Olivares, Colorado, Yeso, Volcán y Maipo Superior (Figura 1b). Según el inventario

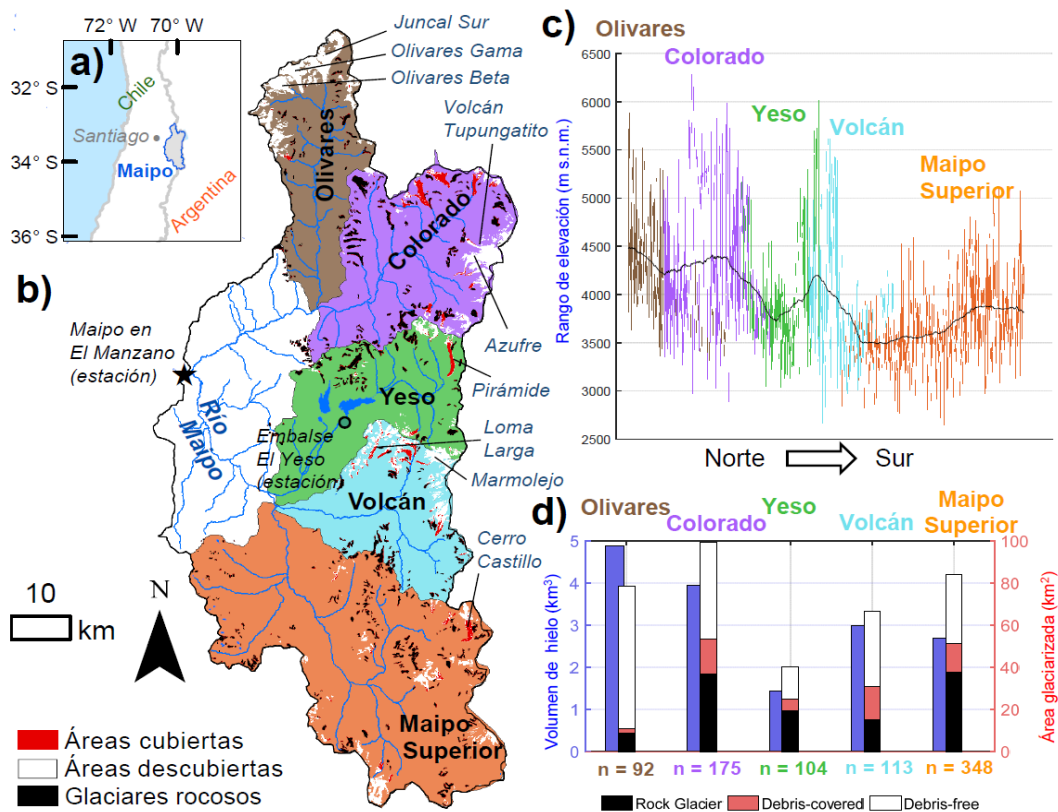


Figura 1. (a) La cuenca del río Maipo en Chile central; (b) La cuenca del río Maipo en El Manzano y sus sub-cuencas principales, ríos, glaciares principales, y estaciones hidro-meteorológicas. (c) Rango de elevación de cada glaciar como función de sus latitudes promedio (en escala arbitraria), incluyendo sus sub-cuencas y elevación media (línea negra). (d) Volumen de hielo total estimado usando el método de Huss y Farinotti (2012) (eje izquierdo) y el área glaciariada (eje derecho), en cada sub-cuenca. También se indica la superficie y el tipo de glaciar (descubierto, cubierto o glaciar rocoso) y el número de glaciares en cada sub-cuenca.

nacional chileno (Barcaza et al., 2017) (descrito en la siguiente sección), los sitios glaciares más altos se encuentran en las subcuencas de Olivares y Colorado, con elevaciones medias entre 4200 y 4500 m.s.n.m., y algunos glaciares que alcanzan elevaciones superiores a 5500 m.s.n.m. (Figura 1c). La subcuenca del Maipo Superior, por otro lado, tiene los glaciares más bajos, con elevaciones medias que varían entre 3500 y 4000 m s.n.m., y varios glaciares que alcanzan elevaciones inferiores a 3000 m s.n.m. (Figura 1c). Las zonas glaciares varían desde 40 km² en la subcuenca del Volcán hasta 99 km² en Colorado. El Maipo Superior tiene el mayor número de glaciares individuales (348), y la mayoría de ellos corresponden a glaciares de baja elevación, rocosos o cubiertos de escombros (Figura 1d). En general, el tamaño de los glaciares tiende a disminuir hacia el sur, y los glaciares más grandes se encuentran en Olivares (glaciares Juncal Sur, Olivares Gama y Olivares Beta), y en las laderas de los volcanes Tupungatito y Marmolejo (glaciares del Volcán Tupungatito, Azufre y Marmolejo) en la subcuenca del Colorado. Otra serie de glaciares relativamente grandes corresponde a los cubiertos por escombros, como los glaciares Pirámide, Loma Larga y Cerro Castillo.

MÉTODOS

Modelo hidroglaciológico

TOPKAPI-ETH es un modelo glacio-hidroglaciológico de orientación física, totalmente distribuido, que se adaptó a partir de un modelo de precipitación-escorrentía (Ciarapica y Todini, 2002) para simular la evolución estacional de la cubierta de nieve, el balance hídrico de cuencas montañas, y el equilibrio de masa de glaciares, entre otros procesos (Fatichi et al., 2014). El modelo se ha utilizado con éxito en los Andes semiáridos (Ragetti et al., 2014; Ayala et al., 2016), los Alpes (Fatichi et al., 2014, 2015) y el Himalaya (Ragetti et al., 2013, 2015), puede ejecutarse en diferentes resoluciones espaciales y pasos temporales (típicamente cada hora o cada día), y puede ser usado en simulaciones de largo plazo, por ej. varias décadas (Ragetti et al., 2016).

TOPKAPI-ETH requiere como datos de entrada series temporales de precipitación, temperatura del aire y transmisividad de la radiación solar por parte de la cobertura nubosa. En cada celda de la cuadrícula, el modelo simula la nevada cuando se produce la precipitación y la temperatura del aire está por debajo de un parámetro de umbral. Cuando la acumulación de nieve excede un cierto umbral (profundidad de retención de la nieve, S_{hd}) que depende de la pendiente local (SLP), el exceso de nieve se desplaza a una celda de la cuadrícula inferior basada en el modelo de transporte gravitatorio SnowSlide (Bernhardt y Schulz, 2010):

$$S_{hd} = SGRC \times e^{SGR_a \times SLP}$$

donde SGRC (m) y SGR_a son parámetros empíricos.

El derretimiento de la nieve y el hielo se calcula con el modelo del Índice de Temperatura Mejorado (ETI) (Pellicciotti et al., 2005), dependiendo de la radiación solar neta y la temperatura del aire cercano a la superficie:

$$M = \begin{cases} SRF \times S_{in}(1 - \alpha) + TF \times T_a, & T_a > T_T \\ 0, & T_a \leq T_T \end{cases}$$

donde M es el derretimiento (mm h⁻¹), SRF es el factor de radiación de onda corta (mm m² h⁻¹ W⁻¹), S_{in} es la radiación de onda corta entrante (W m⁻²), α es el albedo de superficie, TF es el factor de temperatura (mm h⁻¹ °C⁻¹), T_a es la temperatura del aire (°C), y T_T es el parámetro de umbral de temperatura del aire para el inicio del derretimiento (°C). Para calcular el derretimiento del hielo bajo los detritos supraglaciales también se utilizó el modelo ETI pero con factores de derretimiento reducidos.

Una vez que la acumulación de nieve y el deshielo se integran para calcular el balance de masa superficial anual del glaciar, TOPKAPI-ETH lo traduce a cambios de elevación al final de cada año hidrológico (de abril a marzo) mediante el enfoque Δh (Huss et al., 2010). Esto se hace utilizando los parámetros originalmente propuestos, dependientes del tamaño del glaciar (ver Fig 3b en Huss et al. (2010)). A finales de marzo, si el balance de masa anual es negativo, el modelo realiza una reducción de la superficie del glaciar, pero no se prescribe ningún aumento de superficie debido a balances de masa positivos.

Implementación para la cuenca del Maipo y sus glaciares

Para cuantificar las contribuciones hídricas en la cuenca del Maipo provenientes de la lluvia y nieve en áreas no-glaciadas, se implementó una instancia del modelo TOPKAPI-ETH que no considera los glaciares. Los glaciares son simulados de forma individual en otras instancias del modelo (ver siguiente párrafo). La implementación del modelo para la cuenca del Maipo se ejecutó a una resolución espacial de 1 km y a un paso de tiempo diario. Las series diarias de precipitación fueron extraídas de la precipitación media estimada por el producto CR2-MET entregado en la plataforma CAMELS-CL (Álvarez-Garretón et al., 2018) y fueron distribuidas mediante mapas promedio anuales derivados también de CR2-MET. Las series diarias de temperatura del aire fueron extraídas de la estación El Yeso y distribuidas mediante un gradiente de temperatura estándar de -6.5 °C km⁻¹. Las series de transmisividad de la radiación solar fueron derivadas de la base de datos de radiación solar (<http://www.minenergia.cl/exploradorsolar/>). Los periodos sin información en temperatura del aire fueron rellenados mediante correlaciones anuales entre la estación El Yeso y la estación Quinta Normal. Mientras

la calibración de los parámetros de derretimiento nival fue hecha de forma manual usando la cobertura nival extraída de MODIS-SCA y una reconstrucción del equivalente de agua en nieve (Cortés y Margulis, 2017), los parámetros de suelo fueron calibrados de forma automática usando los registros de caudal en la estación fluviométrica de Maipo en El Manzano. Para la calibración de los parámetros de suelo se consideró el aporte del derretimiento glaciar derivado de los modelos individuales de alta resolución explicado en el siguiente párrafo. Durante el proceso de calibración se encontró que el uso de las series de precipitación sin ninguna corrección arroja una subestimación sistemática de la

cobertura nival, del equivalente de agua en nieve y de los caudales en el punto de salida, por lo que fue necesario realizar un aumento del 50% en los montos medidos. Si bien este monto es de corrección es significativo, es consistente con lo reportado por Álvarez-Garretón et al. (2018) y con las evaluaciones realizadas a otras estimaciones de precipitación derivadas de productos satelitales (Bozkurt et al., 2019).

TOPKAPI-ETH fue implementado de forma individual para una selección de 26 glaciares de la cuenca del Maipo. Éstos glaciares fueron seleccionados debido a que están distribuidos por toda la cuenca y contienen una gran diversidad de áreas (1.1-21.3 km²), elevaciones

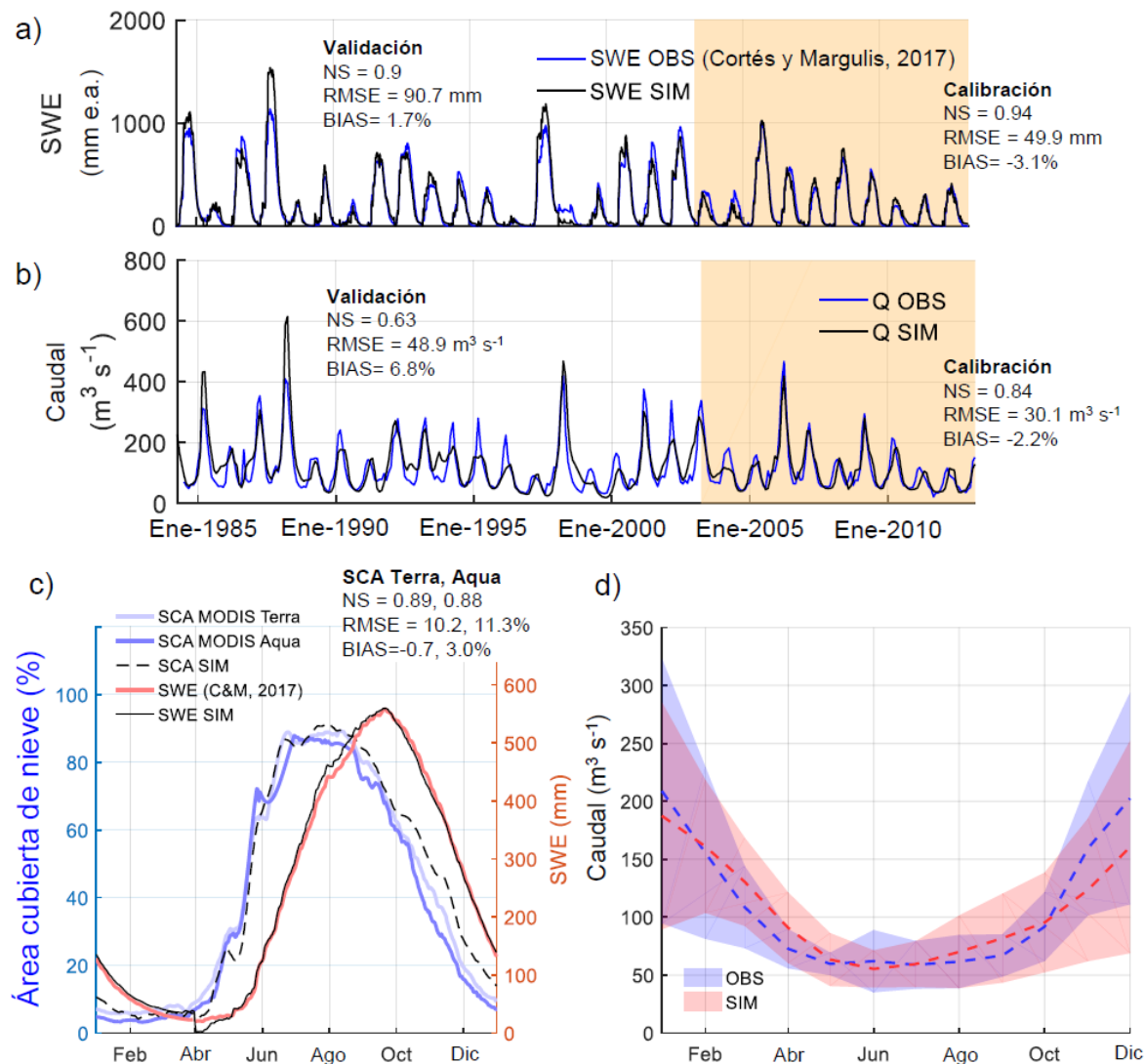


Figura 2. Evaluación del modelo Topkapi-ETH para la cuenca del río Maipo en El Manzano. (a) Comparación del equivalente de agua en nieve simulado y la reconstrucción de Cortés y Margulis (2017). (b) Comparación del caudal medio mensual simulado y observado a la salida de la cuenca. En (a) y (b) el área naranja indica el período usado para la calibración, y el resto corresponde a la validación. (c) Comparación de la curva de variación estacional del área cubierta de nieve (SCA) simulada y la observada por los satélites MODIS Aqua y Terra, y del equivalente de agua en nieve simulado y reconstruido por Cortés y Margulis (2017), en el periodo de calibración. (d) Curva de variación estacional del caudal simulado y observado. Las áreas de colores en (d) corresponden a la desviación estándar de la variabilidad interanual. Los índices de eficiencia están indicados para los periodos de calibración y validación y corresponden a NS: Nash-Sutcliffe, RMSE: Error cuadrático medio, y BIAS: Sesgo medio.

medias (3313-4526 m s.n.m.), orientaciones, (90-179°), pendientes (10-27°) y porcentaje de área cubierta por escombros (0-95%). Cada uno de los modelos individuales fueron implementados a una resolución espacial de 100 m y a un paso de tiempo diario para el periodo 1955-2016. Las series de tiempo de las variables forzantes fueron estimadas de forma análoga al modelo para toda la cuenca. La mayor parte de los parámetros del modelo TOPKAPI-ETH fueron extraídos de la literatura (Ragetti et al., 2014; Fatichi et al., 2014; Ayala et al., 2016) y sólo los parámetros de derretimiento (SRF y TF) fueron calibrados de forma automática para cada glaciar usando los resultados de dos balances geodésicos realizados para el periodo 1955-2000 y 2000-2013 (ver detalles en Farías-Barahona et al., 2020).

Los balances de masa obtenidos para los 26 glaciares seleccionados fueron extrapolados para todos los glaciares de la cuenca usando una combinación entre los balances de masa geodésicos para el resto de los glaciares y la variabilidad anual prescrita por TOPKAPI-ETH para los glaciares seleccionados (ver detalles del procedimiento en Huss (2015)).

RESULTADOS

Los resultados de la calibración del modelo para la cuenca del río Maipo en El Manzano se presentan en la Figura 3. Los resultados de la calibración y validación fueron buenos en todas las variables analizadas. Con excepción de algunos máximos en años húmedos que no fueron capturados por el modelo (por ej. el año 1982) y el periodo de desaparición de la nieve en la primavera (Figura 3c), el modelo simula de forma satisfactoria la hidrología de la cuenca de estudio.

Los resultados de la calibración de los modelos TOPKAPI-ETH para los 26 glaciares seleccionados se muestran en la Figura 3. Esta calibración también muestra resultados satisfactorios, ya que el balance de masa de los glaciares es reproducido con incertidumbre que se acota dentro de los errores propios del balance geodésico.

La Figura 4 muestra el volumen proveniente de derretimiento glaciar en función del volumen total de escorrentía anual (a) y de verano (b), en Maipo en El Manzano, estimado por el modelo Topkapi. En el caso del volumen anual, es notable que el año 1968 destaca

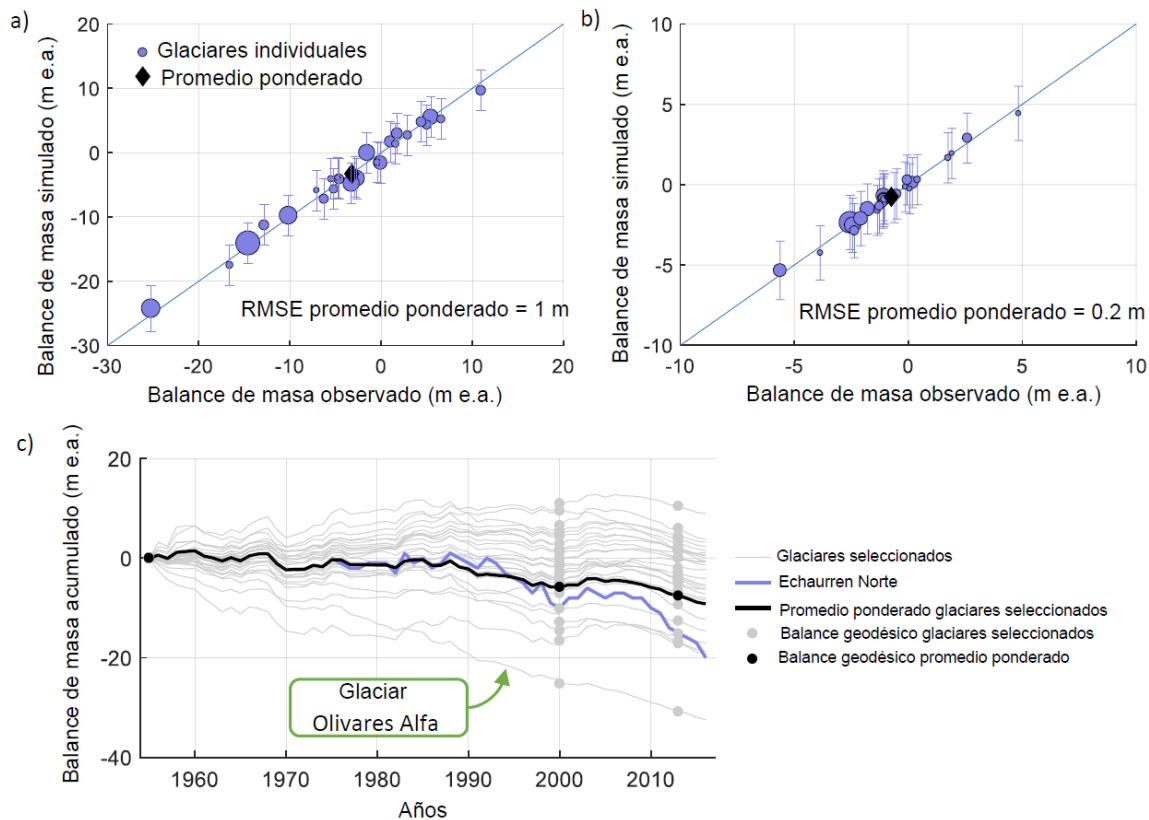


Figura 3. Resultados de la calibración de los 26 glaciares seleccionados. Comparación entre el balance de masa simulado y observado mediante el balance geodésico para los periodos (a) 1955-2000 y (b) 2000-2013. El promedio ponderado por área para todos los glaciares se indica con un diamante negro. Las barras azules muestran la incertidumbre en el balance geodésico. (c) Balance de masa acumulado en el periodo 1955-2016 para cada glaciar (líneas grises); promedio ponderado por área (línea negra) y el balance de masa medido el glaciar Echaurren Norte (línea azul). El balance de masa geodésico de cada glaciar se indica con un círculo. La curva correspondiente al glaciar de más rápido retroceso (Olivares Alfa) está señalado con una etiqueta.

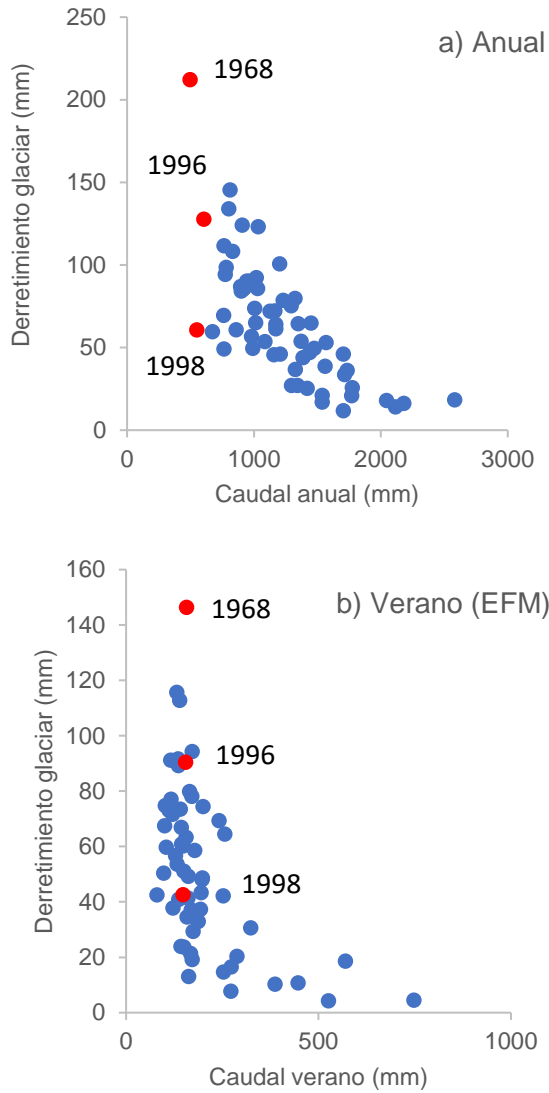


Figura 4. Contribución hidrológica (mm año⁻¹) estimada de glaciares a partir de modelo TOPKAPI.

tanto por registrar el menor volumen total anual de la serie, como el mayor volumen de derretimiento glaciar, con aprox. 500 y 220 mm, respectivamente, o una contribución del 40%. Los dos años que le siguen en cuanto a severidad de sequía son 1996 y 1998, pero en esos casos el derretimiento glaciar es sustancialmente menor, con aproximadamente 130 y 60 mm respectivamente, lo que representa un 22 y un 11% de contribución glaciar, respectivamente. El panorama de los caudales de verano es algo diferente, por cuanto los tres años ya individualizados no corresponden necesariamente a los de menor caudal estival. El año 1968, el volumen de escorrentía de verano fue de 160 mm, de los cuales, según el modelo hidrológico, 145 mm correspondieron a derretimiento de hielo. Los años 96 y 98, en tanto, el derretimiento glaciar de verano simulado es de 90 (58%) y 43 (30%) mm, respectivamente. A continuación, interesa analizar, con un grado mayor de detalle, la contribución glaciar diaria en los años más

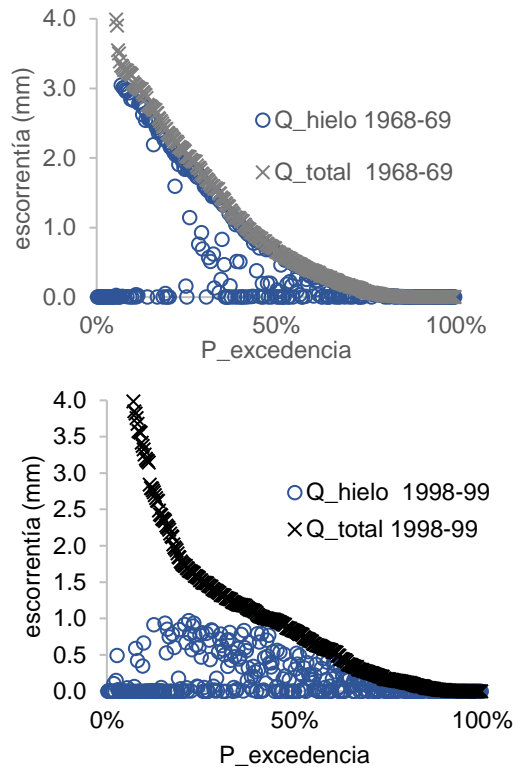


Figura 5. Curva de duración (truncada) de escorrentía diaria total (cruces) y contribución de derretimiento de hielo (círculos) simulada para años 1968 y 1998.

secos de la serie simulada. La Figura 5 presenta las curvas de duración truncadas de escorrentía diaria simuladas por el modelo Topkapi para la cuenca completa del río Maipo en El Manzano. En 1968 (superior) el modelo arroja que el derretimiento glaciar representó prácticamente la totalidad del flujo en la cuenca, durante el año completo, salvo en aquellos días con escorrentía mayor que 4.0 mm (no mostrado). Vale la pena recordar que este año representa, todavía, el mínimo absoluto en cuanto a precipitaciones observadas en el período histórico en esta región. En 1998, por el contrario, la escorrentía glaciar no supera el umbral de 1.0 mm/día. En general, el año 1968 presenta caudales glaciares simulados de mayor magnitud que 1998. En parte, esta diferencia puede explicarse por la evolución del área glaciar en la cuenca. En 1968 todavía no se manifestaba el retroceso acelerado que la mayoría de los glaciares de la región ha evidenciado en las últimas décadas, lo que incidió en una mayor escorrentía por derretimiento de hielo. Asimismo, las condiciones meteorológicas específicas en ambos años, si bien similares en cuanto a precipitaciones totales, bien podrían incidir en este resultado, por cuanto se puede mostrar que nevadas tardías, aún en magnitudes modestas, pueden mitigar el derretimiento de hielo al quedar cubiertos (y protegidos de la radiación) los glaciares por el manto de nieve. Asimismo, es necesario recordar que el año 1998 estuvo precedido por un año

con altísimas precipitaciones, cuyo efecto en acumulación de nieve a grandes elevaciones fue reflejado por el modelo en la forma de una disminución en el derretimiento glaciar, producto del mismo fenómeno de protección glaciar por parte de la nieve.

CONCLUSIONES

Se presentan los resultados de un ejercicio de modelamiento hidrológico con representación explícita de glaciares en la cuenca del río Maipo en El Manzano, que abarca el período histórico desde 1955 hasta 2016. El modelo utilizado, por primera vez, representa en alto nivel de detalle la gran variedad de cuerpos glaciares presentes en la cuenca, y muestra un buen desempeño reproduciendo las estimaciones de balance de masa histórico disponible en la región. La simulación hidrológica muestra que los glaciares han contribuido entre 30 y 90% del caudal de verano en los años más secos de la serie, y con hasta un 40% del caudal anual en 1968, el año más seco del que se tiene registro. La variabilidad en el aporte glaciar se relaciona con la evolución del área de los cuerpos de hielo en las últimas décadas, y con la protección que el manto de nieve puede otorgar a los cuerpos de hielo en función de la temporalidad de las precipitaciones invernales y primaverales.

A futuro, la investigación hidroglaciológica debiera concentrarse en verificar la robustez de los modelos disponibles ante cambios progresivos en el clima, de modo de mejorar la predictibilidad de los aportes glaciares y evolución futura del balance de masa en escenarios climáticos distintos a la línea base histórica.

AGRADECIMIENTOS. El primer autor reconoce y agradece el aporte inmenso de Ximena Vargas a la enseñanza y práctica de la ingeniería y la hidrología en Chile, aporte que se expresa una vez más en esta monografía. Asimismo, agradece y recuerda el ejemplo de Ernesto Brown, que combinó una mente privilegiada con una ética humana y profesional intachable, y que le enseñó el valor del detalle, del análisis cuidadoso y de la intuición hidrológica. El primer autor agradece también a todos sus estudiantes, memoristas y tesisistas, por las enseñanzas que acompañan siempre a las preguntas.

REFERENCIAS

- Ayala, A., Pellicciotti, F., Macdonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., & Egli, P. (2016). Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>
- Barcaza, G., Nussbaumer, S. U., Tapia, G., Valdés, J., García, J., Videla, Y., ... Arias, V. (2017). Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58, 166–180. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.28>
- Braun, M. H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., ... Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, 9(FEBRUARY). <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>

- Burger, F., Brock, B., & Montecinos, A. (2018). Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Global and Planetary Change*, 162, 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.005>
- Burger, F., Ayala, A., Fariás, D., Shaw, T. E., Macdonell, S., Brock, B., ... Pellicciotti, F. (2018). Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high - elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological Processes*, SI-Latin(January), 1–16. <https://doi.org/10.1002/hyp.13354>
- Cordero, R. R., Asencio, V., Feron, S., Damiani, A., Llanillo, P. J., Sepulveda, E., ... Casassa, G. (2019). Dry-Season Snow Cover Losses in the Andes (18 ° - 40 ° S) driven by Changes in Large-Scale Climate Modes. *Scientific Reports*, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53486-7>
- Dussaillant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., & Rabatel, A. (2019). Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*, 12(October). <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0432-5>
- Fariás-Barahona, D., Ayala, Á., Bravo, C., Seehaus, T., Vijay, S., Schaefer, M., ... Braun, M. H. (2020a). 60 Years of Glacier Elevation and Mass Changes in the Maipo River Basin , Central Andes of Chile. *Remote Sensing*, 12, 1–19. <https://doi.org/doi:10.3390/rs12101658>
- Fariás-Barahona, D., Wilson, R., Bravo, C., Vivero, S., Caro, A., Shaw, T. E., Casassa, G., Ayala, Á., Iribarren-Anaconda, P., Schaefer, M., Mejías, A., Harrison, S., Glasser, N. F., McPhee, J., Braun, M. H. (Accepted - '2020b') Glacier changes and proglacial lake evolution using a multi-source dataset in the El Morado Glacier, central Andes of Chile. *Journal of Glaciology*.
- Fariás-Barahona, D., Casassa, G., Schaefer, M., Burger, F., Seehaus, T., Iribarren-Anaconda, P., ... Braun, M. H. (2019). Geodetic Mass Balances and Area Changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes , Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sensing*, 11(260), 1–17. <https://doi.org/10.3390/rs11030260>
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Pablo Boisier, J., Christie, D., Galleguillos, M., ... Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010-2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6307–6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., & Veloso-aguila, H. H. S. D. (2019). The Central Chile Mega Drought (2010 – 2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, (May), 1–19. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- JOHANSEN, Kari Synnove, et al. *The Andean glacier and water atlas: the impact of glacier retreat on water resources*. UNESCO Publishing, 2018.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 334-344.
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Yde, J. C., & Fensholt, R. (2016). Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology*, 62(232), 391-401.
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., & Tagesson, T. (2018). Remote Sensing of Environment Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000 – 2016). *Remote Sensing of Environment*, 209(February 2017), 240–252. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.072>

- Mernild, S. H., Liston, G. E., Hiemstra, C. A., Yde, J. C., & Casassa, G. (2018). Annual river runoff variations and trends for the Andes Cordillera. *Journal of Hydrometeorology*, 19(7), 1167-1189.
- Saavedra, F. A., Kampf, S. K., Fassnacht, S. R., & Sibold, J. S. (2018). Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000–2016. *The Cryosphere*, 12, 1027–1046.
- Shaw, T. E., Caro, A., Mendoza, P., Ayala, Á., Pellicciotti, F., Gascoin, S., McPhee, J. (2020) The utility of optical satellite winter snow depths for initializing a glacio-hydrological model of a high elevation, Andean catchment. *Water Resources Research*. DOI: 10.1029/2020WR027188

IMPACTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA GENERACIÓN DE ENERGÍA HIDROELÉCTRICA EN LAS MONTAÑAS DE LOS ANDES

Rodrigo Meza¹, Gonzalo Cortés², Ximena Vargas³, y Eduardo Rubio-Álvarez¹

(1) Eridanus Ltda, Santiago, Chile

(2) Flowmind, California - Chile

(3) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

Contacto autor principal: romeza@eridanus.cl

RESUMEN. El deshielo primaveral es el aporte de agua más importante de muchas cuencas ubicadas en la Cordillera de Los Andes, en América del Sur. Muchos estudios predicen reducciones en la acumulación de nieve y de los caudales, pero debido a la cantidad reducida de estaciones de nieve no hay estimaciones confiables sobre los impactos que implica la reducción del deshielo. A pesar de los numerosos estudios sobre los impactos del cambio climático, faltan metodologías disponibles para reducir las incertidumbres de las predicciones en la región. Este estudio aborda dos limitaciones comunes: la falta de datos de nieve a gran altitud para la calibración de modelos hidrológicos, y las incertidumbres involucradas en la selección de los Modelos de Circulación General (*General Circulation Models* o GCM por sus siglas en inglés) para proyecciones climáticas futuras. A través de un estudio de caso, donde se analizan los impactos del cambio climático para las centrales hidroeléctricas instaladas (operativas) y planificadas (sin construir), se aborda la primera limitación mediante el uso de un sistema de estimación del manto nival a escala mensual, basado en la integración de datos detectados de forma remota con la modelación de la nieve. Se obtuvieron series temporales de Equivalente Líquido en Agua (*Snow Water Equivalent* o SWE por sus siglas en inglés) y fracción de área cubierta por nieve (*Fractional Snow Covered Area* o fSCA por sus siglas en inglés) utilizando datos de reanálisis MERRA, un modelo meteorológico, imágenes Landsat y una técnica de asimilación para mejorar el proceso de calibración-validación en el modelo hidrológico desarrollado con WEAP. La segunda limitación se aborda mediante una metodología desarrollada para seleccionar un subconjunto de GCM, en función de sus capacidades para reproducir la climatología de las estaciones de referencia, así como su representatividad del ensamble de proyecciones de GCM. La información de las proyecciones climáticas diarias reducidas a escala mundial de la “NASA *Earth Exchange* (NEX-GDDP)” fue utilizada para analizar su precisión de predicción y desarrollar un conjunto de índices para conducir la selección de GCM. Los resultados indican, en general, un mejor rendimiento de SWE en el proceso de calibración y validación. Esta información también mejora la representación física de los modelos hidrológicos en las cuencas de alta montaña, así como el conocimiento de la respuesta de las centrales hidroeléctricas, en particular, de aquellas que dependen de la acumulación de nieve y el proceso de derretimiento en la época de primavera y verano. Las lecciones aprendidas de la respuesta de las centrales hidroeléctricas planificadas (no construidas) pueden extrapolarse a otras áreas, donde la escorrentía producto del derretimiento de nieves es relevante para la producción de energía. La primera conclusión es que el mayor impacto del cambio climático se observará antes y con mayor severidad en las centrales hidroeléctricas que dependen principalmente de la escorrentía nival para su producción hidroeléctrica. En segundo lugar, se concluye que a mayor probabilidad (en la línea de base) de alcanzar la generación máxima diseñada, mayor es la probabilidad futura de no sobredimensionar (en su etapa de diseño) la capacidad de generación de una central hidroeléctrica (aún no construida). Los resultados relativos al método de selección de GCM indican que el índice de variabilidad de la precipitación fue determinante para elegir los modelos que se utilizarán, seguido de la evaluación de la representatividad del ensamble de las proyecciones.

INTRODUCCIÓN

Las montañas de los Andes son una fuente clave de recursos hídricos y un factor importante para el sistema ambiental, económico y social en Chile y otros países sudamericanos [Viviroli *et al.*, 2011; Rangelcroft *et al.*, 2013]. El derretimiento de nieve es la fuente de agua más importante para muchas actividades socioeconómicas ubicadas en las montañas de los Andes [Bozkurt *et al.*, 2017]. Por ejemplo, para países como Chile y Perú, la mayor parte de la energía hidroeléctrica se genera mediante la escorrentía de deshielo [Kohler y Maselli (eds), 2009]. Una variedad de estudios han sugerido un impacto importante del cambio climático tanto en el

momento como en la magnitud de la escorrentía de deshielo [Hamlet *et al.*, 2005; Vicuña *et al.*, 2010; Bozkurt *et al.*, 2017]. A pesar del gran número de estudios sobre los impactos del cambio climático, existe una falta de consenso sobre las metodologías para reducir las incertidumbres de la selección de modelos climáticos globales (GCM) en la región [Christensen *et al.*, 2010; Lutz *et al.*, 2016]. Además, muchos estudios han pronosticado reducciones en los volúmenes de nieve y caudal de los ríos; sin embargo, estos estudios están limitados por la falta de datos meteorológicos e hidrológicos a gran altitud. La escasa red de observaciones del manto nival ha sido un factor limitante para caracterizar el volumen histórico de agua

almacenada en dicho manto [Cortés *et al.*, 2016]. Estudios recientes muestran las ventajas de usar datos satelitales en la Cordillera de los Andes, para reducir la incertidumbre del estado hidrológico de gran altitud. Por ejemplo, el uso de imágenes Landsat y el producto MODIS fSCA para fortalecer el proceso de calibración de un modelo de glaciación [Cepeda, 2016], como también el uso del conjunto de datos de reanálisis atmosférico MERRA para calibrar un modelo de nieve [Cortés, 2016]. Aún más, Cortés *et al.* [2016] señala que actualmente los conjuntos de datos con sensores remotos se usan comúnmente para evaluar preguntas de investigación y problemas relacionados con estados de acumulación de nieve, particularmente en regiones con datos dispersos o zonas inaccesibles.

Este estudio intenta abordar las dos limitaciones mencionadas anteriormente: la falta de datos de nieve a gran altitud para la calibración del modelo hidrológico, y las incertidumbres involucradas en la selección de GCM para futuras proyecciones climáticas. La primera limitación se aborda mediante el modelamiento hidrológico mensual de cinco subcuencas en la cuenca alta del río Maule, ubicada en la VII región del centro de Chile. Aunque el río Maule es una de las fuentes más importantes de generación de energía hidroeléctrica en Chile, que produce alrededor del 25% de la generación de energía hidroeléctrica del país, el control de las precipitaciones existentes en el área no representa la variabilidad orográfica de la región, debido a la falta de información en la parte superior (DGA, 2013). En consecuencia, la contribución nival a la escorrentía (SWE) se incorpora en la modelación hidrológica utilizando un sistema de estimación del manto nival basado en la integración de datos de detección remota con el modelo de nieve en la zona de estudio. La estructura de análisis se basa en los principios bayesianos de asimilación de datos: al asimilar las imágenes de fSCA de Landsat en un ensamble del modelo nival, las estimaciones del modelo de nieve están condicionadas por el agotamiento observado, tal como lo detectó la plataforma de detección remota desde 1984 hasta el presente. El modelo de nieve es forzado utilizando el conjunto de datos de reanálisis atmosférico MERRA [Cortés, 2016].

La segunda limitación surge de la necesidad de reducir la incertidumbre de las proyecciones del cambio climático en las cuencas modeladas, especialmente considerando la naturaleza de la primera limitación. Si bien las implicaciones de la selección de GCM en la evaluación del impacto de la escorrentía son bien conocidas [Chiew *et al.*, 2009], el análisis de la precisión de predicción de GCM y la metodología de selección es necesaria para replicar el análisis directo a otros sectores que dependen de la disponibilidad de agua [Viviroli *et al.*, 2011]. Debido a que no siempre es posible incluir todas las proyecciones, en la práctica se selecciona uno o un pequeño conjunto de GCM para la evaluación [Lutz *et al.*, 2016]. Para seleccionar uno o más GCM en un caso de estudio en particular, la literatura muestra

diferentes enfoques, por ejemplo, selección basada en las habilidades de GCM para simular el pasado cercano o también llamado clima de referencia. El llamado enfoque envolvente es otra forma de realizar la selección, donde un conjunto de un grupo de GCM cubre una amplia gama de proyecciones para una o más variables climatológicas de interés [Lutz *et al.*, 2016]. En este documento, proponemos un enfoque escalable y simple para seleccionar un subconjunto de GCM en función de sus capacidades para reproducir la climatología de las estaciones de referencia (cercanas y a una altitud menor que el área de estudio), así como la representatividad de las proyecciones del conjunto o “ensamble” de los GCM.

Utilizamos el modelo de Evaluación y Planificación del Agua (WEAP) [Yates *et al.*, 2005a, 2005b] para simular la hidrología mensual y trasladar las proyecciones climáticas escaladas de la selección de GCM en estimaciones de caudal futuro. WEAP se ha aplicado con éxito en la estimación de los impactos del cambio climático, en particular en áreas de gran elevación con cuencas dominadas por nieve y / o glaciares [Purkey *et al.*, 2008; McPhee *et al.*, 2010; Ministerio de Energía, 2011; Vicuña *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2013; Cepeda, 2016].

La idoneidad del SWE modelado como entrada en el modelo hidrológico se evalúa a través de un conjunto de métricas de rendimiento, obtenidas para la escorrentía (Q) y la calibración y validación del SWE. Los resultados indican, en general, un mejor rendimiento del SWE en el proceso de calibración y validación. Esta información también mejora la representación física de los modelos hidrológicos en las cuencas de alta montaña, así como el conocimiento de la respuesta de las centrales hidroeléctricas. Los resultados relativos al método de selección de GCM indican que el análisis de estacionalidad y variabilidad no muestra diferencias significativas entre los diferentes modelos, que se descartaron como criterio de selección en casi todos los casos. Solo el índice de variabilidad de la lluvia fue determinante para elegir los modelos que se utilizarán, seguido de la evaluación de la representatividad del conjunto.

ÁREA DE ESTUDIO

El río Maule, ubicado en la VII región del centro de Chile, es una de las fuentes más importantes de generación de energía hidroeléctrica en Chile, produciendo alrededor del 25% de la generación de energía hidroeléctrica del país. En resumen, la producción de centrales hidroeléctricas con embalse en el Maule representa aproximadamente un tercio del total nacional instalado (30,8%), mientras que las centrales hidroeléctricas convencionales de pasada representan el 12,5% del total nacional instalado [ECLAC, 2009b; CDEC SIC, 2015b; CNE, 2015]. La cuenca alta del río Maule concentra la selección de cinco subcuencas tributarias a las centrales hidroeléctricas más grandes de

la región, como se muestra en la Fig. 1. Se incluye la ubicación de posibles puntos de captación y su potencial hidroeléctrico estimado.

La ubicación y las características generales de las subcuencas seleccionadas se presentan en la Tabla 1. Las centrales hidroeléctricas instaladas o existentes consideradas se presentan en la Tabla 2 y las centrales hidroeléctricas planificadas (proyectos futuros o por construir) seleccionadas en el área del río Melado se muestran en la Tabla 3. Mayor detalle de las tablas se presenta en Metodología – Capacidad hidroeléctrica.

METODOLOGÍA

Modelación Hidrológica

Como primer enfoque, el objetivo es incorporar la contribución nival de la escorrentía (SWE) en el modelo hidrológico mensual de cinco subcuencas en la cuenca alta del río Maule. Para lograr esto, la desagregación espacial de las subcuencas debe ser tal que capture este proceso a través de la modelación hidrológica. Por lo tanto, para cada subcuenca, se definió un área de régimen nival exclusivo y un área de régimen mixto o nivo-pluvial (áreas arriba y debajo de la línea de nieve, respectivamente). El número total de bandas para cada

subcuenca se definió en función de: la heterogeneidad del uso de los suelos [CONAF, 2014] y que cada zona (nival y nivo-pluvial) tiene bandas de la misma área. Para definir la línea de nieve, se obtuvo la fracción de área cubierta por nieve (fSCA) junto con series de tiempo SWE.

Las series de tiempo de SWE y fSCA (1984-2015) se obtuvieron utilizando un sistema de estimación del manto nival (snowpack) basado en la integración de datos de sensores remotos con modelos de nieve en la zona de estudio. El marco teórico se basa en los principios bayesianos de asimilación de datos: al asimilar las imágenes de fSCA de Landsat en un modelo de conjunto (*ensemble*) de nieve, donde las estimaciones del modelo de nieve están condicionadas por el agotamiento observado desde 1984 hasta el presente. El modelo de nieve es forzado con el conjunto de datos de reanálisis atmosférico MERRA. El concepto subyacente primario de un marco de reanálisis es la combinación de diferentes fuentes de datos en un intento de obtener una estimación óptima del estado evolutivo de un sistema físico [Cortés, 2016]. En resumen, la metodología utiliza un ensamble de estimaciones de SWE y fSCA a partir del modelado nival directo (*a priori*) utilizando el SSiB3 LSM, combinado con un modelo de curva de agotamiento de nieve (SDC por sus siglas en inglés).

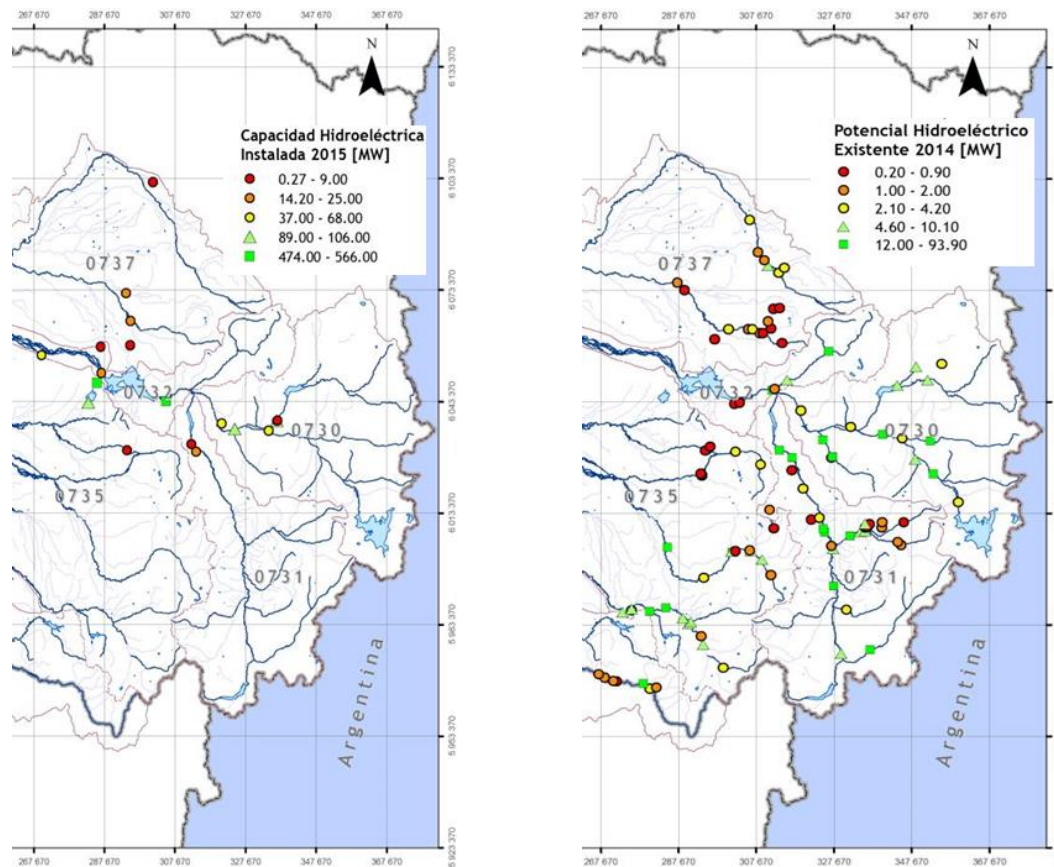


Figura 1. Zona de estudio en cabeceras del río Maule, indicando capacidad hidroeléctrica instalada (izq.) y potencial hidroeléctrico no explotado, asociado a puntos de captación (der.) (UTM, WGS 84, H19).

Tabla 1. Resumen de subcuencas seleccionadas. (WGS84, H19).

Sub-cuencas	UTM Norte [m]	UTM Este [m]	Área Total [km ²]	Elev. Min. [m.s.n.m.]*	Elev. Max [m.s.n.m.]	50% Área Elev. [m.s.n.m.]
Melado	6.026.602	317.731	2.128	719	3.306	2.007
Maule	6.013.475	359.722	308	2.121	3.153	2.407
Invernada	6.046.476	341.918	827	1.285	3.936	2.552
Garzas	6.040.747	319.359	84	622	2.809	1.431
Claro	6.046.835	312.599	402	512	3.901	1.964

* m.s.n.m. = metros sobre el nivel del mar

Tabla 2. Plantas hidroeléctricas convencionales instaladas (operativas) en la cuenca alta del río Maule (WGS84, H19).

ID	Planta Hidroeléctrica	UTM Este [m]	UTM Norte [m]	Potencia Bruta [MW]	Caudal de Diseño [m ³ /s]
1	Cipreses	336.571	6.038.143	106	36
2	Pehuenche	305.068	6.043.440	566	300
3	Colbún	285.546	6.048.363	474	280
4	Machicura	283.131	6.043.077	95	280
5	Isla	334.149	6.035.523	68	84
6	Curillínque	324.615	6.035.929	89	84
7	Loma Alta	320.870	6.037.435	40	84
8	San Ignacio	269.825	6.055.821	37	194

Fuente: ECLAC, 2009b; CDEC SIC, 2015b; NEC, 2015.

Tabla 3. Potencial hidroeléctrico no explotado, asociado a posibles puntos de captación en la cuenca alta del río Melado (WGS84, H19).

ID	UTM Este [m]	UTM Norte [m]	Elevación [m.s.n.m.]	Área [km ²]	Potencial Hidroeléctrico Estimado [MW]	Elevación Bruta [m]	Caudal de Diseño [m ³ /s]	Caudal Ecológico [m ³ /s]
21	325.175	6.008.516	924	1.834	162	215	94,2	18,6
22	332.528	5.973.217	1.283	406	128	200	80	10,8
43	327.373	6.002.895	995	1.356	62	70	109,8	13,1
58	329.214	5.976.546	1.219	617	43	300	18	4,1
86	317.727	6.026.732	722	2.129	37,5	37	126,8	22,2
327	330.156	5.973.734	1.248	416	7,3	120	7,6	3,1

Fuente: Adaptado de MINENERGIA - DGA - DGF, 2014.

Luego, los resultados se condicionan a través de la asimilación de datos históricos de fSCA (reflectancia atmosférica corregida) de Landsat 4 y 5 *Thematic Mapper* (TM), Landsat 7 *Enhanced Thematic Mapper +* (ETM+) y sensores Landsat 8 *Operational Land Imager* (OLI) (totalizando más de 5000 imágenes). El algoritmo de asimilación de datos *Particle Batch Smoother* (PBS) descrito por Margulis *et al.* [2015] e implementado sobre la Cordillera de los Andes por Cortés *et al.* [2016] también es utilizado. El paso de asimilación da como resultado estimaciones posteriores de SWE y fSCA que están condicionadas probabilísticamente en el registro de agotamiento observado de Landsat y en la incertidumbre del estado del modelo hacia adelante (*forward model*). La recuperación de fSCA se realiza

utilizando un algoritmo de desmezcla espectral [Cortés *et al.*, 2016; Cortés y Margulis, 2017]. De acuerdo con Cortés *et al.* [2016], las diferencias entre las estimaciones anteriores y posteriores fueron significativas, incluso cuando las estimaciones del modelo anterior se obtuvieron en base a información de precipitación "con corrección de sesgo", a partir de datos disponibles in situ. El sesgo adicional visto en la estimación previa, resultante de la mejora orográfica, se corrigió implícitamente en las estimaciones posteriores. Este resultado confirma la robustez adicional proporcionada por el marco de asimilación y destaca la utilidad de este enfoque, particularmente sobre cuencas no calibradas donde solo puede estar disponible una resolución aproximada o datos altamente inciertos. Más

detalles de los procesos representados y la validación de los modelos utilizados en un contexto de hidrología de montaña se encuentran en Giroto *et al.* [2014a; 2014b] y Margulis *et al.* [2015]. Los modelos se han utilizado para modelar cuencas chilenas en las áreas central y norte-central, con resultados exitosos [Cortés *et al.*, 2013; Cortés *et al.*, 2014b; Cortés *et al.*, 2016; Cortés, 2016].

La información de descarga se obtuvo del CDEC SIC [2015a] para el período hidrológico 1960 / 61-2014 / 15 y para casi todas las subcuencas (Claro y Garzas presentan una descarga combinada). La estación de Armerillo (530 msnm) se seleccionó para proporcionar datos de lluvia y la estación de Colorado (420 msnm) se seleccionó para proporcionar datos de temperatura, que se complementan con la estimación de gradientes de precipitación y variación de temperatura, de acuerdo con la metodología presentada por ECLAC [2009a], estudio desarrollado como una contribución a la Segunda Comunicación Nacional de Chile a la Conferencia de las Partes en la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMCC) [MMA, 2011].

Debido a la suspensión del registro de temperatura en la estación de Colorado, se limita el período de modelación a 1976 / 77-2013 / 14 (38 años). En el caso de la serie de nieve equivalente de agua (SWE) hay información en el período hidrológico 1984/85 hasta 2014/15 (30 años). La información se ha dividido de tal manera que el 70% se usa en el proceso de calibración y el 30% restante se usa para validar los modelos hidrológicos obtenidos.

Estos antecedentes permiten la calibración y validación de los cuatro modelos hidrológicos implementados en WEAP (las subcuencas de Claro y Las Garzas se integran en un solo modelo, pero el SWE se puede evaluar por separado), que se ha aplicado con éxito en la estimación de los impactos del cambio climático, en particular en áreas de alta elevación con cuencas dominadas por nieve y/o glaciares [Purkey *et al.*, 2008; McPhee *et al.*, 2010; Vicuña *et al.*, 2010; Ministerio de Energía, 2011; Vargas *et al.*, 2013; Cepeda, 2016].

Capacidad hidroeléctrica

Más allá de los impactos del cambio climático en los recursos hídricos, el caso de estudio se basa en el apalancamiento de la relación existente entre el caudal de las subcuencas en la cuenca alta del río Maule y la energía generada por un grupo de centrales hidroeléctricas convencionales de tipo embalse y de pasada, ubicadas aguas abajo de las subcuencas modeladas. La Tabla 2 muestra el resumen de las centrales hidroeléctricas consideradas, que en conjunto representan casi 1500 MW de potencia bruta instalada actualmente en la cuenca alta del río Maule. Estas plantas fueron seleccionadas porque tienen registros extensos de energía bruta mensual generada en el período 1993-2015 [CDEC SIC, 2015c]. Otras plantas hidroeléctricas existentes en el área (solo alrededor de

100 MW instalados) fueron rechazadas debido a su corto período de funcionamiento (y registro).

Con el fin de obtener una relación equivalente para todas las plantas existentes y su análisis futuro, los vacíos de información se llenan haciendo correlaciones entre las producciones históricas de energía de las centrales hidroeléctricas. El siguiente paso es relacionar la producción de energía con los flujos de la subcuenca. Siguiendo la experiencia presentada por McPhee *et al.* [2010], se decidió utilizar 12 proporciones mensuales, entre el ingreso promedio mensual y la energía mensual producida en el período 1993-2015. Las relaciones logarítmicas mensuales encontradas tienen un sentido físico equivalente al encontrado al representar la serie histórica completa [McPhee *et al.* 2010]. Se concluye que las energías anuales estimadas casi no cambiaron entre la aplicación de un método u otro. La diferencia ocurre en el componente de variabilidad estacional introducido por las relaciones mensuales.

Adicionalmente, se ha considerado el potencial hidroeléctrico no explotado en la cuenca del río Maule (1442 MW) que representa el 7,5% del potencial total no explotado estimado en Chile [MINENERGIA - DGA - DGF, 2014]. Conocido el interés de particulares para llevar a cabo un mayor desarrollo hidroeléctrico en el sector del río Melado, se seleccionaron puntos de captación de agua en esta área, y que poseen un importante potencial hidroeléctrico sin explotar. Para este propósito, se usó la información provista por el Explorador de Derechos de Aprovechamiento de Aguas No Consuntivos (DAANC) para definir un conjunto de plantas hidroeléctricas futuras, es decir, que aún no se construyen (resumidas en la Tabla 3) [MINENERGIA-DGA-DGF, 2014]. Debido al rango de elevaciones (722 a 1283 m.s.n.m.) de los puntos de captación de agua seleccionados, es posible analizar el impacto del cambio climático en las centrales hidroeléctricas planificadas (potencial sin explotación actual) que dependen de la acumulación de nieve y el derretimiento de la primavera. Esta dependencia aumenta proporcionalmente con la elevación, por lo tanto, un análisis de estas centrales hidroeléctricas planificadas (no construidas) puede proporcionar antecedentes relevantes para evaluar la capacidad de generación hidroeléctrica futura de una zona de interés.

Selección de GCM

Con el fin de reducir la incertidumbre de las proyecciones futuras debido a la selección de GCM, se propone un enfoque escalable y simple para seleccionar un subconjunto de GCM en función de sus capacidades para reproducir la climatología de las estaciones de referencia, así como su representatividad de las proyecciones de GCM (*ensamble*).

La información de las proyecciones climáticas reducidas a escala mundial diarias de la NASA Earth Exchange (NEX-GDDP) se utilizó para analizar su precisión de predicción y para desarrollar un conjunto de índices que

permitieran impulsar la selección de GCM. Esta base de datos presenta los resultados de las simulaciones de 21 GCM utilizados en la Fase 5 del Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5), incluyendo la línea base simulada y los escenarios futuros RCP 4.5 y 8.5 para todo el mundo, entre 1950 y 2100. La resolución espacial de la base de datos es 0,25°x0,25°. La metodología de selección sería aplicable para cualquier región con datos observados representativos de precipitación y temperatura. El tamaño del subconjunto seleccionado de GCM se puede cambiar de acuerdo con diferentes criterios, así como la disponibilidad de capacidad computacional.

Para seleccionar los GCM se han definido tres criterios, considerando los datos de lluvia y temperatura como las variables observadas:

- i. **Representación de la estacionalidad:** los GCM que representan mejor la estacionalidad de las variables observadas.
- ii. **Representación de la variabilidad:** los GCM que mejor representan la variabilidad temporal de las variables observadas.
- iii. **Representatividad del cambio en escenarios futuros:** Se lleva a cabo un ensamble de las proyecciones de cambio climático de los 21 GCM y se busca seleccionar los GCM que representen de mejor forma dicho ensamble.

Para cada criterio se determinaron diferentes métricas o índices para los datos observados de lluvia y temperatura, como se detalla a continuación. Se debe considerar que la selección final no necesita un análisis adicional de las métricas, entregando una forma simple de evaluar la mejor selección para cualquier zona geográfica particular, con datos observados *in situ* (escala local).

Análisis de estacionalidad

En el caso de precipitación, se definen las siguientes variables:

$$PP_i = \frac{\sum_{j=1}^N PP_j^{mes\ i}}{N} \quad (1)$$

Donde $j \in [1976, 1976+N]$, N es el número de años de referencia para cada GCM evaluado, $i \in [1, 12]$ representa cada mes del año j. De esta manera, para cada GCM, se obtienen 12 valores de PP_i , asociados a la precipitación mensual promedio del período de referencia. Además, se requiere la precipitación anual promedio de cada GCM, que se obtiene de las siguientes ecuaciones, considerando las mismas variables ya definidas:

$$PP_j = \sum_{i=1}^{12} PP_{mes\ i}^j \quad (2)$$

$$PP_{promedio\ anual} = \frac{\sum_{j=1}^N PP_j}{N} \quad (3)$$

Finalmente, el índice R_i para cada mes i se calcula como:

$$R_i = \frac{PP_i}{PP_{promedio\ anual}} \quad (4)$$

El índice "Ri" puede interpretarse como la "tasa de precipitación mensual promedio con respecto a la precipitación anual promedio". En total, se calculan 12 valores de R_i para cada uno de los 21 GCM, así como para la estación de lluvia seleccionada. Los índices se obtuvieron al interpolar los valores de GCM en el punto de análisis (escalamiento espacial). La metodología de escalamiento espacial consiste en una interpolación bilineal entre los cuatro puntos más cercanos de la grilla de GCM.

Para la temperatura, se calculó el índice D_i , que se puede interpretar como la "desviación de la temperatura media mensual promedio, respecto a la temperatura media anual promedio" utilizando la siguiente ecuación:

$$D_i = (T_i - T_{anual}) \quad (5)$$

Donde T_i y T_{anual} son calculados como:

$$T_i = \frac{\sum_{j=1}^N T_{mes\ i}^j}{12} \quad (6)$$

$$T_{anual} = \frac{\sum_{j=1}^N T_j}{N} \quad (7)$$

El objetivo de estos dos índices es medir la consistencia de la estacionalidad de los GCM con respecto a los datos observados. En cada caso, se calculó la correlación (R^2) y el error cuadrático medio (ECM) para los índices R_i y D_i para cada modelo. De esta forma, se obtienen 2 subindicadores de R_i (R_{i_R2} y R_{i_ECM}) y 2 subindicadores de D_i (D_{i_R2} y D_{i_ECM}).

Análisis de variabilidad

Para cumplir con el objetivo de seleccionar modelos que representen la variabilidad observada, se utilizan las curvas de duración de las series temporales de precipitación y temperatura, tanto para los GCM como para los valores observados en las estaciones seleccionadas. La curva de duración observada se compara con cada una de las curvas de duración de GCM y el coeficiente de correlación R^2 se calcula en cada caso. Un R^2 mayor implica que el GCM en cuestión representa mejor la variabilidad observada y, por lo tanto, es preferible a los GCM R^2 menores. Es importante aclarar que este índice no considera posibles sesgos entre GCM y los valores observados, que se corrigen mediante la

metodología de reducción de escala o *downscaling* (escalamiento estadístico).

Análisis del ensamble de GCM

El objetivo de este análisis es asegurar que los cambios futuros proyectados por los GCM seleccionados sean representativos del cambio proyectado por los 21 conjuntos de GCM. Este paso es necesario para garantizar que la proyección de temperaturas y precipitaciones futuras no esté sesgada hacia valores altos o bajos. Esta métrica o índice evalúa la distancia del cambio en precipitaciones y temperaturas del GCM analizado con respecto a la mediana del ensamble de todos los modelos, empleando las siguientes ecuaciones:

$$MT_i = |\Delta T_i - \Delta T_{med}| \quad (8)$$

$$MP_i = |\Delta P_i - \Delta P_{med}| \quad (9)$$

Donde MT_i y MP_i, representan la desviación absoluta de los cambios de temperatura (ΔT_i) y precipitación (ΔP_i) para el i-ésimo GCM, con respecto a la mediana del ensamble de los 21 de GCM (ΔT_{med} y ΔP_{med}). El cambio de temperatura se define como la diferencia entre el período de referencia (línea base) y el período 2070-2099.

Los valores de MP_i se normalizaron por la media de precipitación anual promedio modelada en el período base 1976-2005 (promedio anual), ya que algunos GCM pueden tener sesgos húmedos o secos (con respecto a la media de todos los GCM) en este período.

Cabe señalar que en este estudio se considera únicamente el escenario de emisión RCP8.5 como representativo de lo que se espera en el futuro, acorde a los resultados obtenidos por Peters *et al.* [2012], que sugieren que las trayectorias globales de emisión han superado las proyecciones del escenario RCP8.5. El escenario RCP4.5 se incluye únicamente para fines comparativos.

Escalamiento Meteorológico

Las variables meteorológicas entregadas por cada uno de los GCM seleccionados se corrigen espacial y temporalmente. La primera corrección consiste en una desagregación espacial de la escala global (0,25°x0,25°) a una grilla más fina (Desagregación espacial) y la segunda es una corrección de las curvas de duración mensual de cada variable (llamada Corrección de sesgo). El escalamiento espacial se realiza primero y se genera mediante una interpolación basada en el inverso de la distancia de los valores asociados a la grilla NEX (base de datos unificada de todos los GCM analizados), hasta el punto donde se encuentran las estaciones meteorológicas seleccionadas (Colorado y Armerillo). El escalamiento temporal se realiza correlacionando las curvas de duración de los datos mensuales simulados por cada GCM y las curvas de duración de los datos

mensuales observados en las estaciones meteorológicas seleccionadas. A través de este segundo paso, los datos simulados de los GCM obtenidos en el escalamiento espacial se ajustan a los datos observados en el área de estudio. Este ajuste tiene como objetivo corregir tanto la magnitud como la estacionalidad de los datos simulados por los GCM, para que sean consistentes con los datos históricos observados.

RESULTADOS

Calibración y Validación de los Modelos Hidrológicos en WEAP

Las métricas de rendimiento del proceso de calibración y validación se muestran en la Tabla 4, para escorrentía (Q) y SWE. Los modelos se calibraron manualmente, rastreando tanto Q como SWE para equilibrar las compensaciones que surgen en la capacidad del modelo para simular estas variables [Moriassi *et al.*, 2007]. De acuerdo con Moriassi *et al.* [2007] los resultados de la eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE) pueden clasificarse entre buenos (0.65 <NSE <0.75) y muy buenos (0.75 <NSE <1.00) para casi todos los modelos de subcuenca. Maule y Garzas representan una excepción, pero aún tienen un desempeño satisfactorio (0.50 <NSE <0.65) tanto en Q como en SWE. En general, el SWE presenta un mejor rendimiento que Q.

Resultados de la Selección de GCM

En general, se observa una buena representación de la estacionalidad para todos los GCM, con coeficientes de correlación en el rango de 0,960-0,999 para todos los casos analizados de precipitación y temperatura. La Fig. 2 muestra las correlaciones entre las series observadas y Ri simuladas por cada GCM evaluado, y la Fig. 3 muestra los resultados del índice Di. Aunque el análisis Ri muestra buenos resultados, los modelos presentan un sesgo de precipitación negativo para la zona, como se muestra en la Fig. 4. Este sesgo probablemente se deba al hecho de que los GCM presentan una grilla original más gruesa que 0,25°x0,25° (entre 0,7° y 3,75° de latitud), lo que significa que el efecto orográfico de la montaña no se captura a pesar de la escala anterior de la NASA en el NEX- Base de datos GDDP. La representación correcta de los efectos orográficos en las montañas de los Andes es una limitación bien conocida de los GCM. El índice de estacionalidad Di indica si la oscilación de temperatura mensual representada por el modelo es consistente con la oscilación mensual observada. La Fig. 5 muestra las temperaturas mensuales promedio para cada uno de los modelos, donde se puede ver que el sesgo entre los valores observados y modelados es proporcionalmente menor que en el caso de la precipitación. El análisis de variabilidad de cada GCM muestra una buena representación de los datos observados. La Fig. 6 presenta el resultado de la correlación en el caso de la lluvia, donde las

distribuciones de precipitación GCM son consistentes con los valores observados para un rango entre 0 y 1.000 [mm/mes]. También es posible observar un sesgo negativo generalizado de los GCM, (i.e., valores simulados son menores que los observados). A pesar de

esto, existen varios modelos (e.g., BNU-ESM, BCC-CSM1-1, GFDL-ESM2M y MPI-ESM-LR) que mantienen una proporción estable entre los valores modelados y observados.

Tabla 4. Métricas de rendimiento obtenidas para la escorrentía (Q) y la calibración y validación de SWE.

Escorrentía (Q)						
Sub-cuencas	Período	R ²	Error Medio [m ³ /s]	Error Cuadrático Medio [m ³ /s] ²	Nash-Sutcliffe	
Melado	Calibración	0,773	0,59	39	0,773	
	Validación	0,814	11,4	29,4	0,779	
Invernada	Calibración	0,805	1,35	9,92	0,799	
	Validación	0,79	-1,3	7,97	0,783	
Maule	Calibración	0,772	-1,05	3,44	0,695	
	Validación	0,704	-0,69	2,92	0,639	
Claro y Garzas	Calibración	0,751	-0,18	10,1	0,74	
	Validación	0,799	-0,46	7,54	0,796	
SWE						
Sub-cuencas	Período	R ²	Error Medio [m ³ /s]	Error Cuadrático Medio [m ³ /s] ²	Nash-Sutcliffe	
Melado	Calibración	0,888	0,03	0,1	0,879	
	Validación	0,87	-0,01	0,11	0,867	
Invernada	Calibración	0,775	-0,01	0,17	0,759	
	Validación	0,786	0,02	0,17	0,764	
Maule	Calibración	0,803	0,13	0,22	0,619	
	Validación	0,861	0,11	0,2	0,724	
Claro	Calibración	0,876	-0,01	0,12	0,875	
	Validación	0,841	-0,03	0,13	0,834	
Garzas	Calibración	0,844	0	0,08	0,843	
	Validación	0,71	0	0,1	0,607	

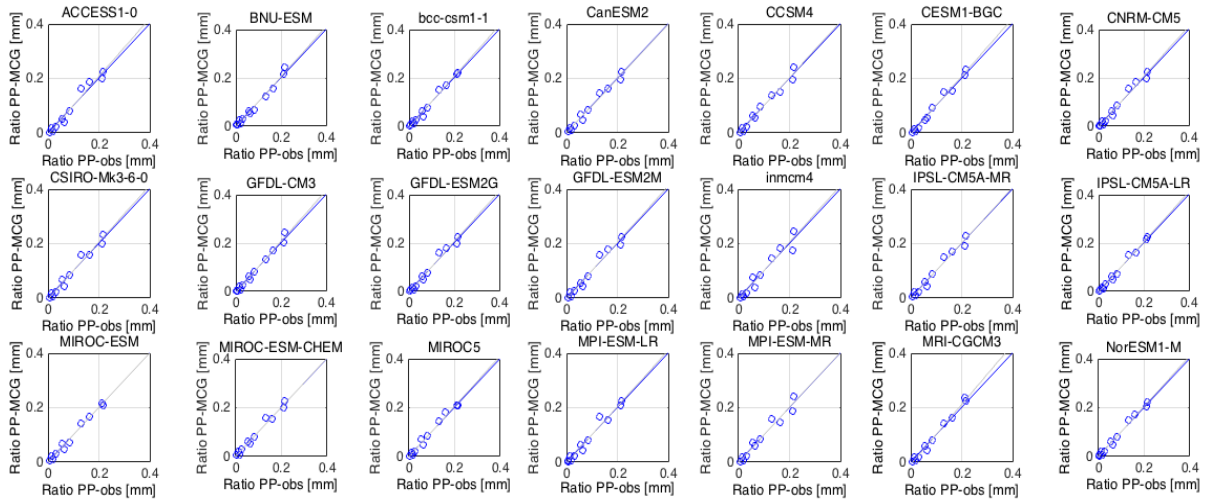


Figura 2. Correlación entre Ri observado y modelado para la precipitación.

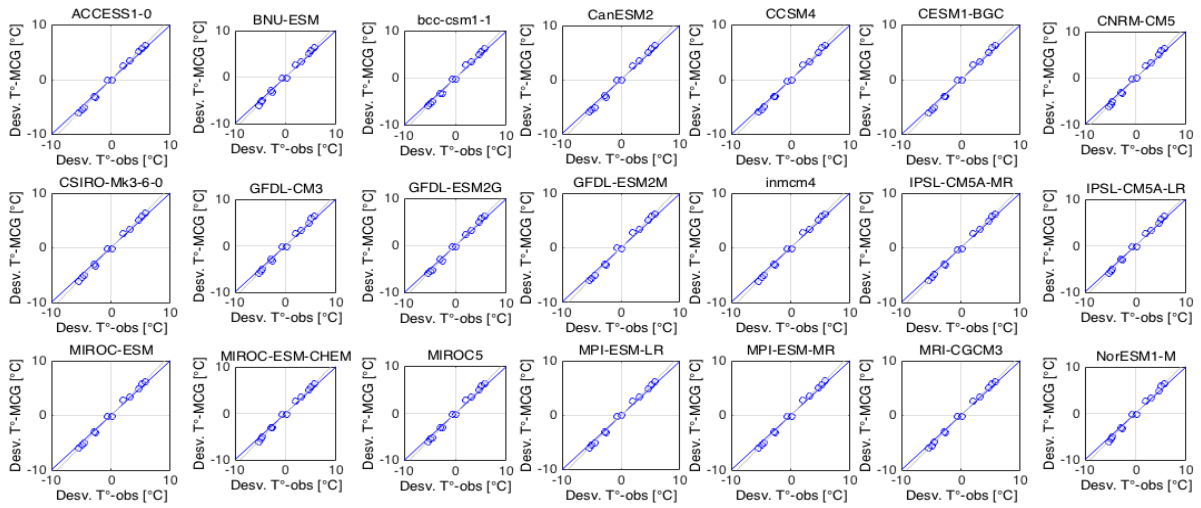


Figura 3. Correlación entre Di observado y Di modelado (temperatura).

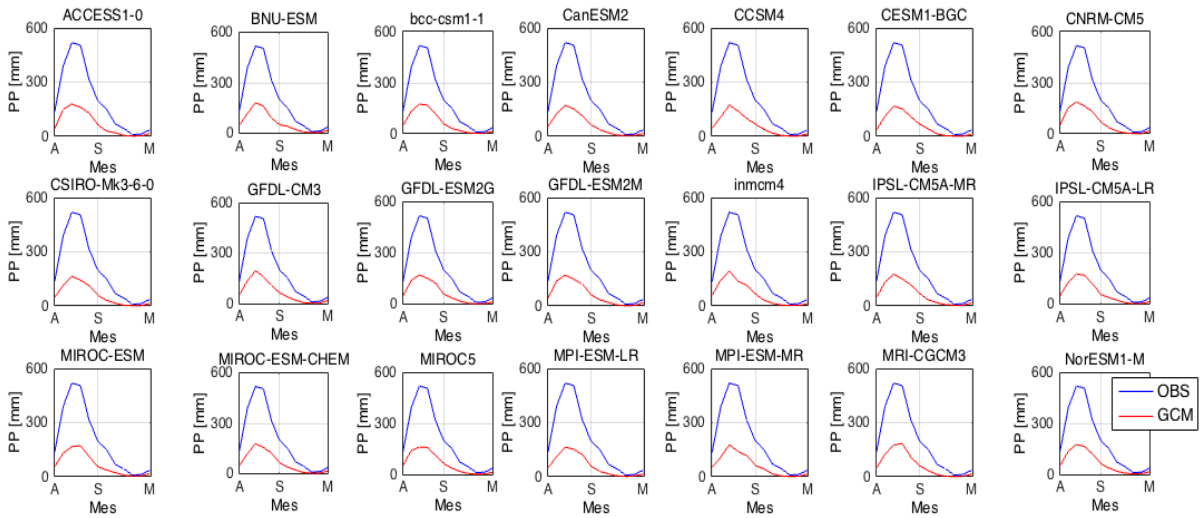


Figura 4. Precipitación media mensual, para modelos y para datos observados en la estación Armerillo. Periodo 1976-2005.

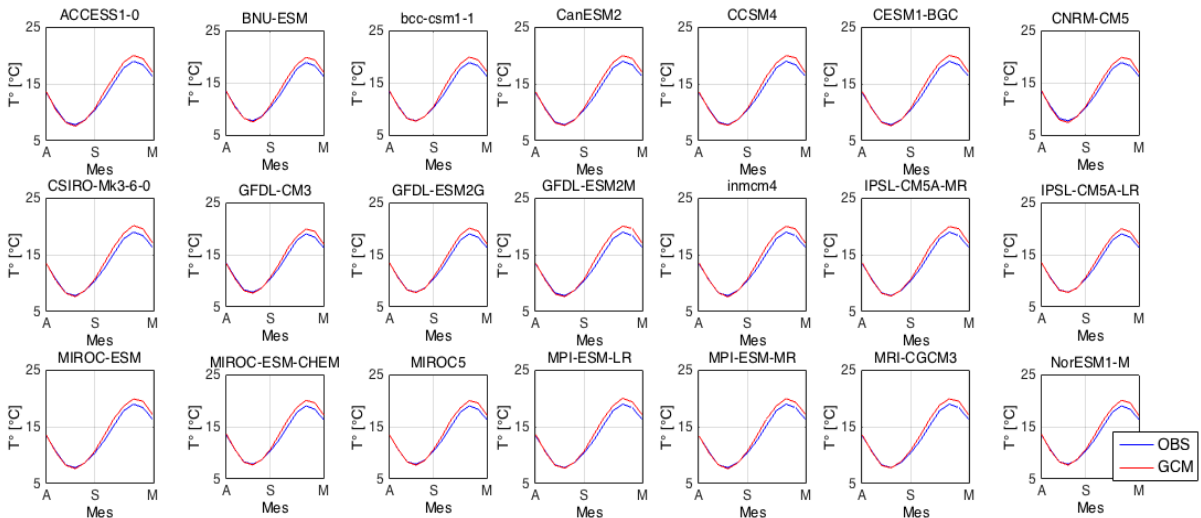


Figura 5. Temperatura media mensual, para modelos y para datos observados en la estación Colorado. Periodo 1976-2005.

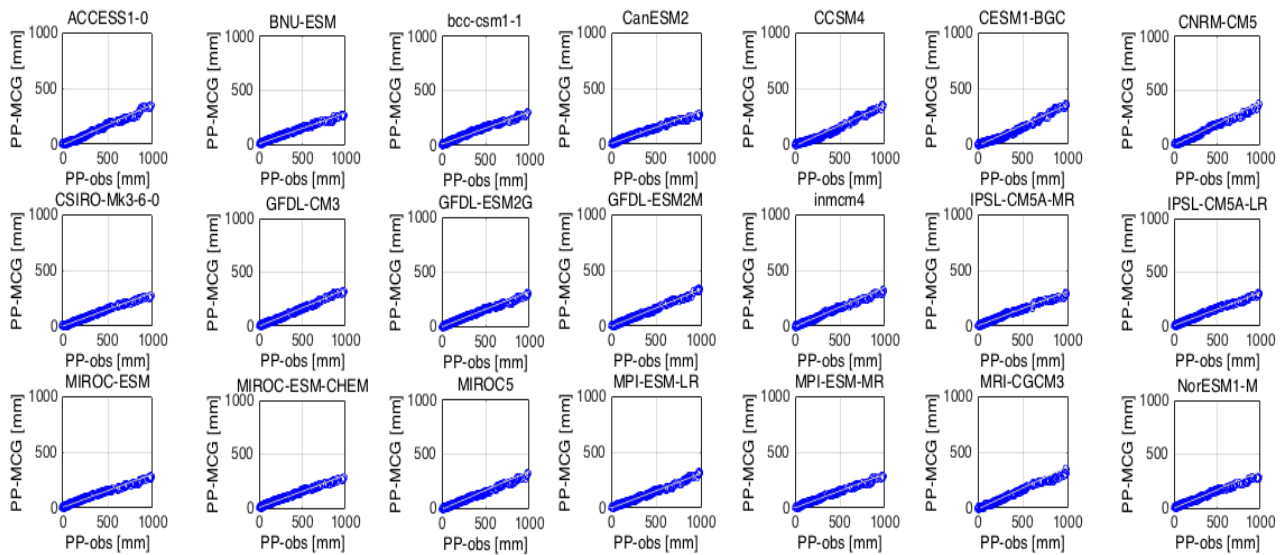


Figura 6. Correlación entre las curvas de duración de GCM y la curva de duración de lluvia mensual observada en la estación de Armerillo. Período 1976-2005.

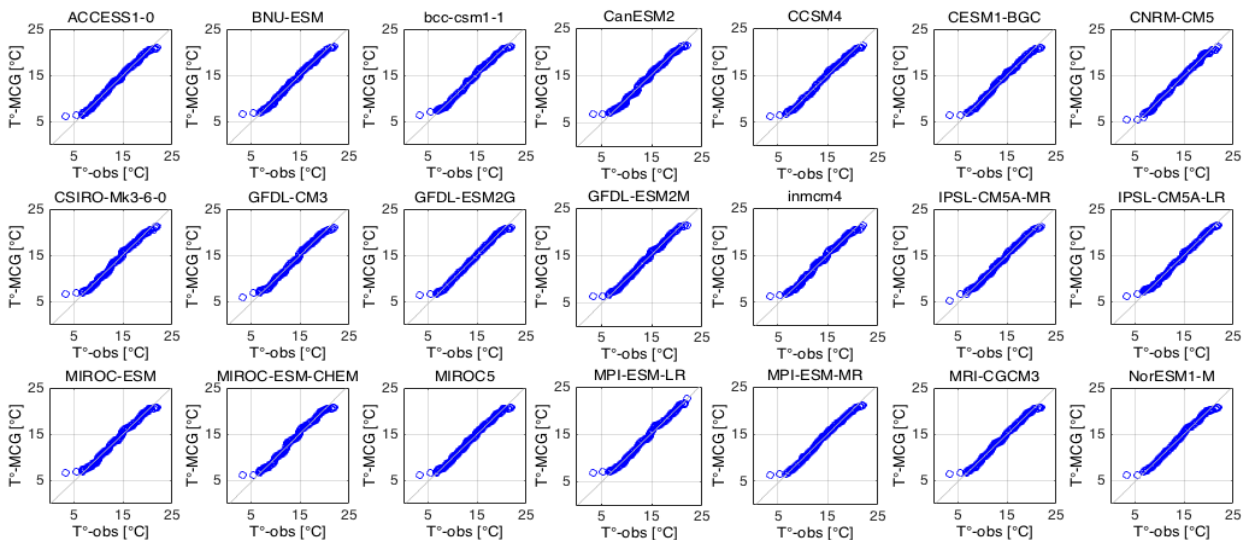


Figura 7. Correlación entre las curvas de duración de GCM y la curva de duración de temperatura promedio mensual observada en la estación de Colorado. Período 1976-2005.

La Fig. 7 muestra el resultado de la correlación en el caso de la temperatura, donde hay una ligera inconsistencia entre los valores modelados y observados en la parte inferior de la curva, cerca de 5 ° C de temperatura observada.

Finalmente, los resultados del análisis del ensamble se muestran en la Fig. 8, que ilustra la distribución del cambio en las temperaturas y las precipitaciones para cada modelo en el escenario RCP8.5 y el período 2070-2099. Se puede ver que cerca de la mitad de los modelos estiman fuertes reducciones en las precipitaciones anuales y los aumentos de temperatura. El cambio medio de precipitación es -31,3% y el cambio medio de temperatura es +2,75 ° C.

Los resultados del análisis de estacionalidad y variabilidad no mostraron diferencias significativas entre los diferentes modelos, lo que se descartó como criterio de selección en casi todos los casos. Solo el índice de variabilidad de la lluvia fue determinante para elegir los modelos que se utilizarán, seguido de la evaluación de la representatividad del conjunto o ensamble. Las métricas definidas y calculadas previamente se muestran en la Tabla 5.

Los modelos BCC-CSM1-1 (BCC), BNU-ESM (BNU) y MPI-ESM-LR (MPI) se seleccionan porque son consistentes con la mediana del conjunto de cambios, presentando también una buena representación de la variabilidad de la precipitación.

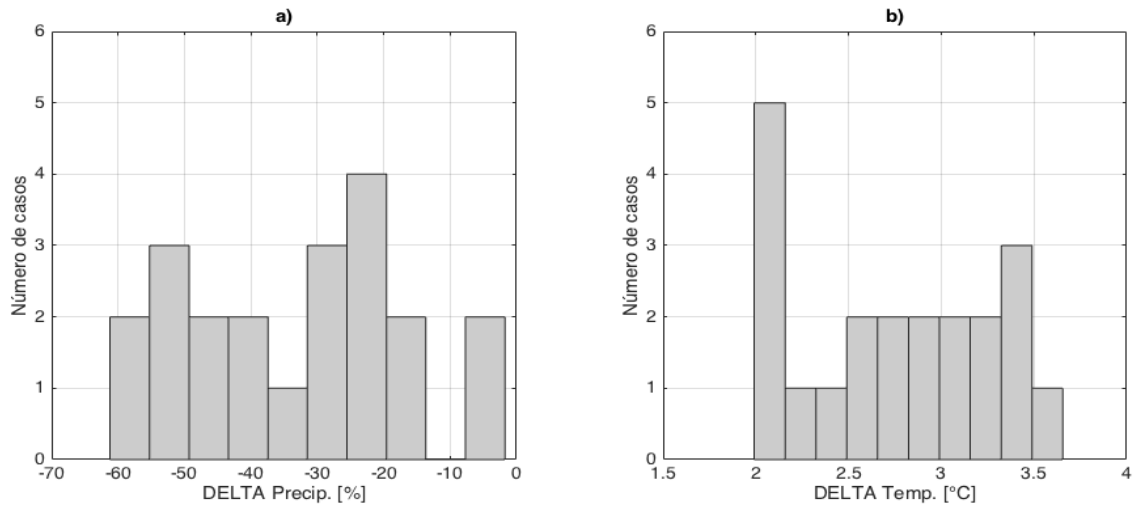


Figura 8. Cambios en la distribución de a) lluvia (ΔP_{med}) y b) temperatura (ΔT_{med}). Escenario RCP8.5, período 2070-2099 (Número de casos: Número de casos).

Tabla 5. Resumen de métricas calculadas para la selección de GCM.

GCM	Análisis de Estacionalidad				Análisis de Variabilidad		Análisis del Ensemble	
	Lluvia (Ri)		Temp (Di)		Lluvia	Temp	Lluvia [%]	Temp [°C]
	R ²	ECM	R ²	ECM	R ²	R ²	MPi/PP ^{anual} promedio	MT _i
'ACCESS1-0'	0,987	0,014	0,999	0,378	0,991	0,997	-29,649	-0,17
'BNU-ESM'	0,994	0,010	0,999	0,346	0,997	0,997	10,049	0,00
'BCC-CSM1-1'	0,994	0,010	0,999	0,347	0,997	0,996	10,482	-0,51
'CanESM2'	0,995	0,008	0,999	0,382	0,993	0,996	-5,029	1,31
'CCSM4'	0,995	0,009	0,999	0,343	0,976	0,997	-8,896	0,16
'CESM1-BGC'	0,997	0,008	0,998	0,427	0,970	0,996	15,112	-0,05
'CNRM-CM5'	0,986	0,014	0,999	0,368	0,967	0,997	10,856	0,76
'CSIRO-Mk3-6-0'	0,990	0,012	0,998	0,432	0,993	0,996	24,778	-0,28
'GFDL-CM3'	0,994	0,010	0,998	0,387	0,992	0,996	-17,867	0,42
'GFDL-ESM2G'	0,988	0,012	0,998	0,433	0,993	0,997	-24,445	-0,60
'GFDL-ESM2M'	0,989	0,012	0,999	0,362	0,996	0,997	-21,545	-0,91
'INM-CM4'	0,977	0,017	0,999	0,392	0,98	0,996	9,387	-0,93
'IPSL-CM5A-MR'	0,993	0,009	0,999	0,309	0,985	0,998	-16,80	0,79
'IPSL-CM5A-LR'	0,994	0,009	0,999	0,386	0,998	0,997	-15,412	0,76
'MIROC-ESM'	0,995	0,008	0,999	0,315	0,987	0,996	-11,197	0,64
'MIROC-ESM-CHEM'	0,993	0,009	0,999	0,458	0,995	0,995	-13,62	0,98
'MIROC5'	0,993	0,010	0,998	0,356	0,971	0,997	0,00	-0,83
'MPI-ESM-LR'	0,988	0,013	0,998	0,368	0,997	0,996	5,675	0,46
'MPI-ESM-MR'	0,990	0,011	0,999	0,364	0,992	0,997	5,557	0,32
'MRI-CGCM3'	0,994	0,011	0,999	0,294	0,965	0,997	32,055	-0,99
'NorESM1-M'	0,995	0,008	0,999	0,347	0,97	0,997	6,743	-0,91
Máximo	0,995	0,017	0,999	0,458	0,998	0,998	32,05	1,31
Mínimo	0,974	0,008	0,998	0,294	0,965	0,995	-29,60	-0,986

Validación y proceso de escalamiento

Los datos observados y la línea base simulada (LB) de los 3 GCM seleccionados (BCC, BNU y MPI) se utilizan para verificar el escalamiento correcto en las estaciones meteorológicas seleccionadas de precipitación (Armerillo) y temperatura (Colorado). El objetivo es verificar que las series simuladas se ajusten a las series observadas (en el período de abril de 1976 a marzo de 2005), tanto en la estacionalidad como en la variabilidad de los datos. Las métricas de rendimiento indican un proceso de escalamiento correcto, como se muestra en la Tabla 6, por ejemplo, con coeficientes de correlación en el rango de 0,995-0,999 para todos los casos.

Validación de la línea base de los GCM

El objetivo es validar el modelo hidrológico forzado con la serie escalada de GCM, comparando sus resultados con los resultados de los modelos forzados con los datos observados de precipitación y temperatura. Cada GCM se evalúa por separado para cada subcuenca y para las variables Q y SWE, exhibiendo buenos resultados en líneas generales. Los resultados se resumen en la Tabla 7, que muestra el valor máximo y mínimo de cada métrica de rendimiento para todos los GCM y subcuencas. SWE presenta un rendimiento más consistente que Q, por ejemplo, con coeficientes de correlación en el rango de 0,987-0,997 para el caso de SWE y coeficientes de correlación en el rango de 0,941-0,996 para Q.

Disponibilidad del recurso para los escenarios futuros

La disponibilidad de recursos hídricos se analiza utilizando tres criterios: estacionalidad, variabilidad y cambios netos en la acumulación de nieve y la escorrentía. El análisis principal se resume a continuación. Como ejemplo, la Fig. 9 muestra la variación futura de las tasas de flujo promedio mensuales (Q) y el promedio del total mensual de SWE para el río Melado, bajo los escenarios RCP 4.5 y 8.5. El conjunto de GCM en LB se compara con el conjunto de GCM para las 3 ventanas futuras definidas. En el caso de variabilidad, la Fig. 10 presenta el conjunto de las curvas de duración, siguiendo el mismo esquema anterior.

1. **Estacionalidad:** en todas las subcuencas modeladas, se proyectan disminuciones del promedio mensual del flujo medio en las 3 ventanas futuras de análisis, con respecto a la línea de base, donde a) VF1: Período 2009-2039, b) VF2: 2039-2069 y c) VF3: 2069-2099). Como se esperaba, el escenario RCP8.5 es el más severo en el mediano (VF2) y largo plazo (VF3), sin embargo, en el corto plazo (VF1) no hay diferencias significativas entre los dos escenarios evaluados.
2. **Variabilidad:** Ambos escenarios indican una disminución en los flujos mensuales promedio en todas las subcuencas, aunque RCP 4.5 proyecta una estabilización de esta disminución entre el mediano (VF2) y el largo plazo (VF3). El escenario RCP8.5 proyecta el fortalecimiento de esta tendencia hacia la futura reducción de la escorrentía. La excepción se

Tabla 6. Métricas de rendimiento de las curvas de duración de la precipitación mensual y la temperatura mensual promedio para cada GCM.

Variable	GCM	R ²	Error Medio	Error Cuadrático Medio
Precipitación [mm]	BCC	0,995	5,57	22,89
	BNU	0,996	10,18	25,35
	MPI	0,996	2,11	17,08
Temperatura [°C]	BCC	0,999	0,05	0,16
	BNU	0,998	0	0,22
	MPI	0,998	0	0,2

Tabla 7. Indicadores de ajuste mínimo y máximo del rango de la curva de duración promedio mensual de la escorrentía (Q) y el total mensual de SWE para cada GCM y subcuenca.

Variable	Unidad	Rango de Resultados	R ²	Error Medio [unidad]	Error Cuadrático Medio [unidad] ²
Q	[m ³ /s]	Min	0,941	0,22	0,59
		Max	0,996	7,79	9,54
SWE	[m]	Min	0,987	-0,02	0,02
		Max	0,997	0,05	0,06

observa en las subcuencas cuyos componentes pluviales son relevantes en la línea base. Se proyecta que estos sistemas aumenten la magnitud de los flujos máximos, es decir, para probabilidades de excedencia entre 5% y 20%. En términos generales, para la misma probabilidad de excedencia, se proyectan flujos más pequeños en el futuro, especialmente en aquellas cuencas donde el componente nival de la escorrentía es más relevante. En aquellas cuencas donde el componente pluvial es relevante, también habrá una disminución en las tasas de flujo, excepto en meses con magnitudes de precipitación significativas, en las que los aumentos de magnitud podrían estar asociados con una mayor elevación de la línea de nieve (aumenta superficie pluvial).

- Cambios netos en la acumulación de nevadas y la escorrentía:** todas las subcuencas presentan una disminución significativa en la capacidad de acumulación a corto plazo (VF1) y una alta variabilidad de esta acumulación en VF2 (RCP8.5). Con la excepción de la subcuenca del Maule, SWE demuestra ser una variable más sensible que el caudal para evaluar los impactos del cambio climático a corto plazo. Aunque los impactos en la capacidad de acumulación de nieve varían entre las

subcuencas debido a las diferencias en los porcentajes de área nival y sus diferentes elevaciones promedio, en todos los escenarios y subcuencas existe una estrecha relación entre el aumento de las temperaturas y el porcentaje de máximo SWE, el cual disminuye. La disminución de la precipitación tendrá un efecto significativo en la escorrentía, pero será más atenuado que el impacto proyectado debido a la reducción de la acumulación de nieve.

Disponibilidad de energía hidroeléctrica en escenarios futuros

Capacidad hidroeléctrica instalada

Debido al uso de relaciones mensuales no lineales entre la escorrentía total de las subcuencas seleccionadas y la generación de las centrales hidroeléctricas instaladas en la zona, los impactos proyectados para ventanas futuras son del mismo orden de magnitud que los impactos proyectados en las tasas de caudal. La estacionalidad de la generación hidroeléctrica presenta una producción máxima entre octubre y diciembre en la línea de base, con un segundo máximo en julio.

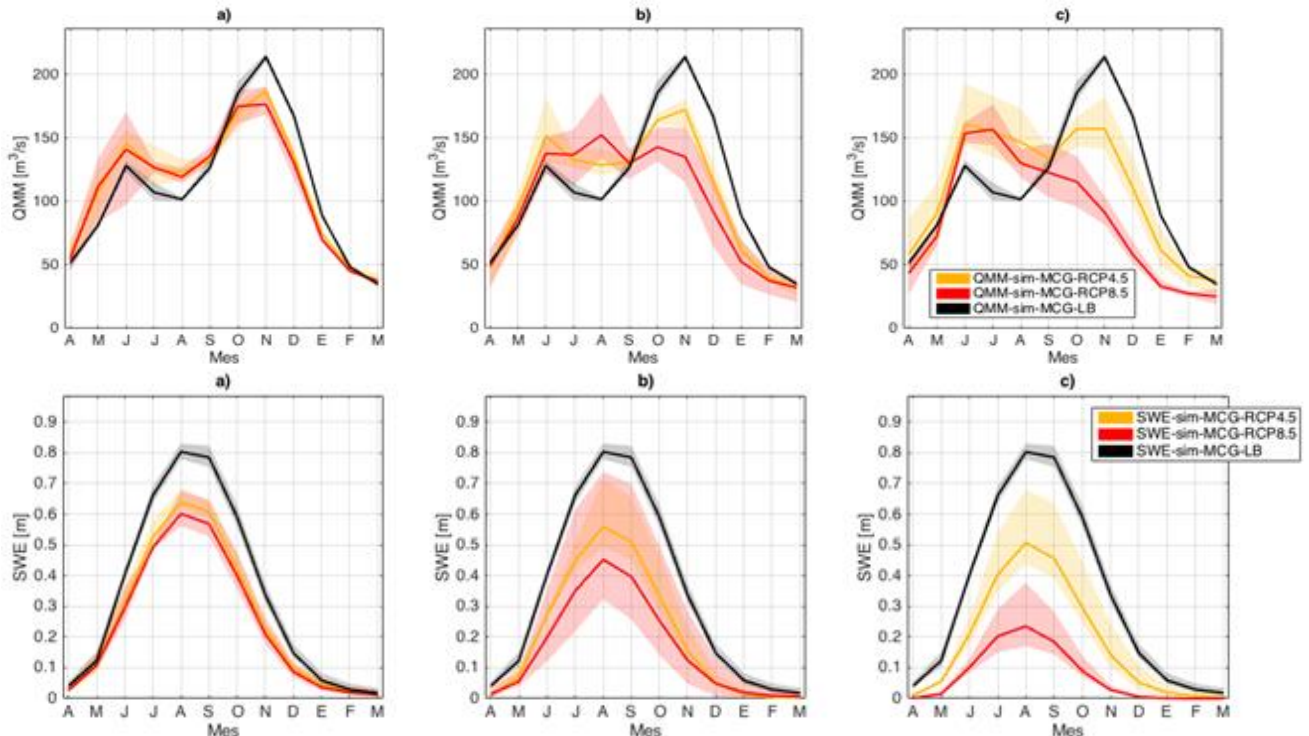


Figura 9. Comparación del promedio mensual de los ensambles de caudal medio mensual (QMM) de Melado (primera línea) y el promedio del total mensual de SWE (segunda línea), simulado en la línea base y para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, en las diferentes ventanas futuras. La información se divide en a) VF1: Período 2009-2039, b) VF2: 2039-2069 y c) VF3: 2069-2099. La sombra indica el rango de variación entre el máximo y el mínimo del conjunto de GCM.

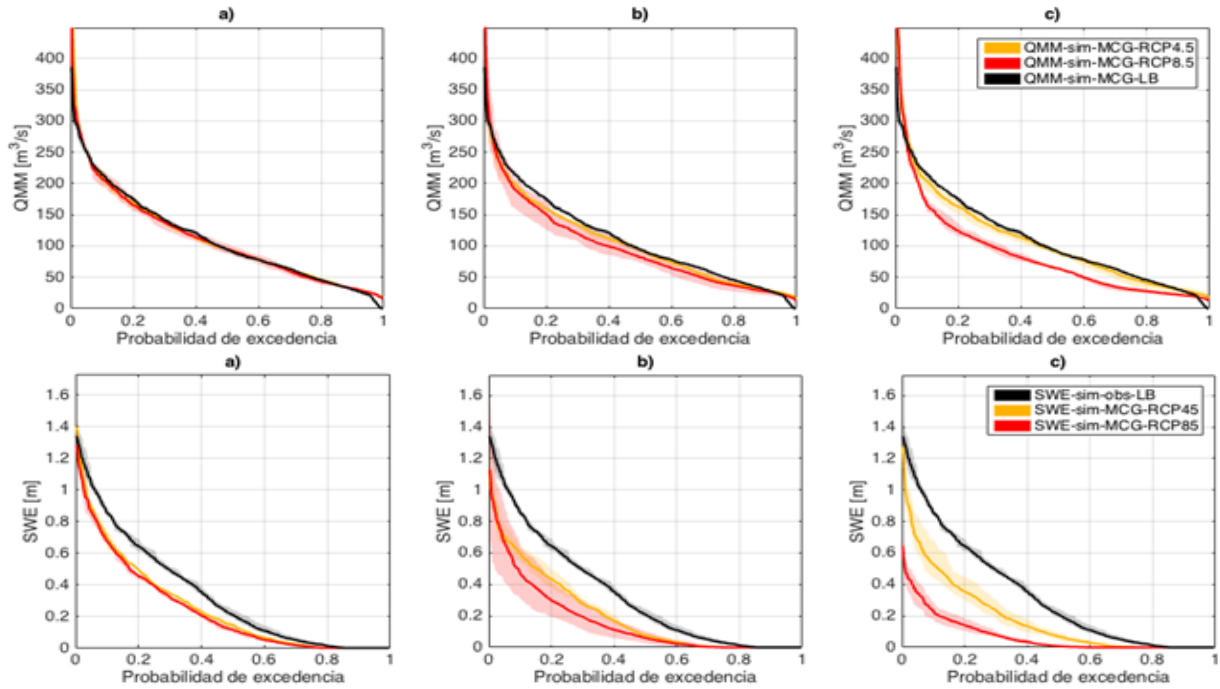


Figura 10. Comparación de las curvas de duración del promedio mensual de ensambles de flujo medio (QMM) de Melado (primera línea) y el promedio del total mensual de SWE (segunda línea), simulado en la línea de base y para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, en los diferentes Ventanas futuras. La información se divide en a) VF1: Período 2009-2039, b) VF2: 2039-2069 y c) VF3: 2069-2099. La sombra indica el rango de variación entre el máximo y el mínimo del conjunto de GCM.

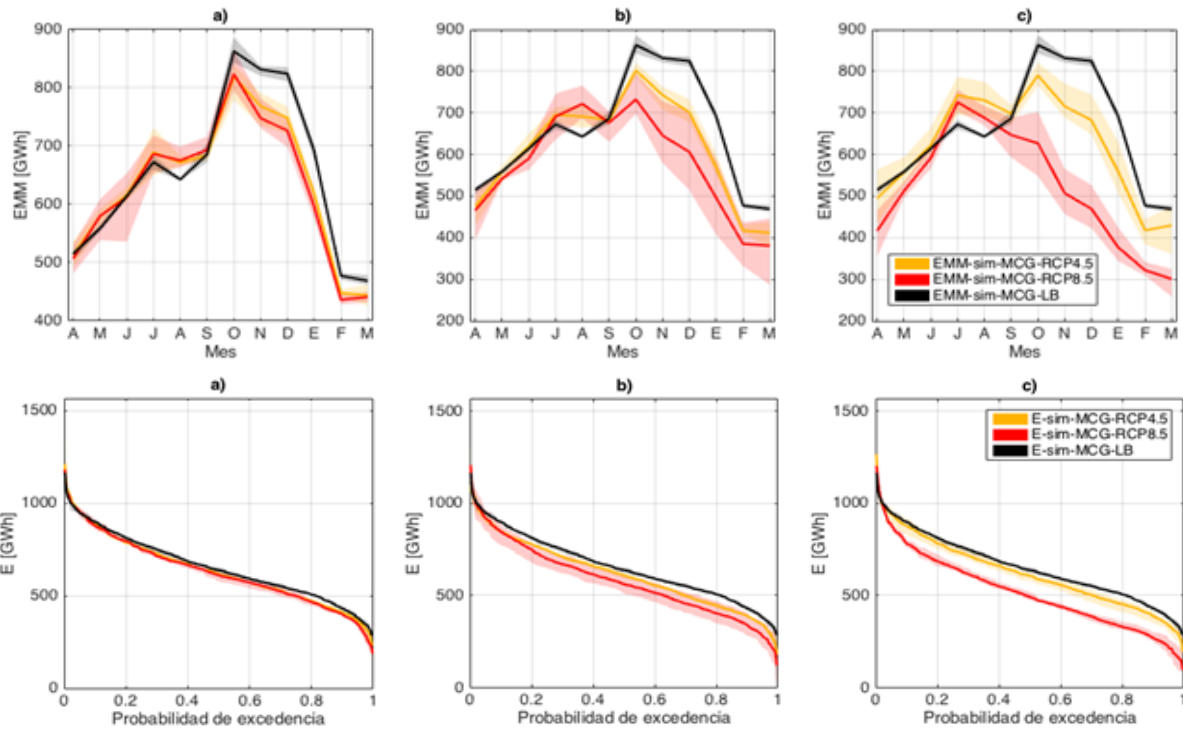


Figura 11. Comparación de los conjuntos mensuales de producción bruta media de energía (primera línea) y curvas de duración (segunda línea) de producción de energía debido a la capacidad instalada, simulada en la línea base y para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, en las diferentes ventanas futuras. La información se divide en a) VF1: Período 2009-2039, b) VF2: 2039-2069 y c) VF3: 2069-2099. La sombra indica el rango de variación entre el máximo y el mínimo del conjunto de GCM.

Esta estacionalidad se asemeja al régimen hidrológico de Melado, lo que podría explicarse porque el flujo de Melado representa más del 50% del flujo total del sistema evaluado. Similar a la disminución futura en la escorrentía asociada al deshielo y el cambio en el régimen hidrológico del río Melado, la producción hidroeléctrica futura no solo disminuirá, sino que su producción máxima durante el año cambiará de octubre (influencia nival) a julio (influencia pluvial) en el escenario RCP8.5 (VF3), debido a la menor capacidad natural de las cuencas de acumular nieve para derretirse en primavera. En el escenario RCP8.5, se espera una reducción aproximada del 30% en la probabilidad de excedencia entre la línea de base y la VF3, es decir, E85% en la línea de base será equivalente a E55% en el futuro. La Fig. 11 muestra la variación futura de la producción de energía bruta media mensual y las curvas de duración para RCP4.5 y RCP8.5

Capacidad hidroeléctrica planificada

Al analizar los resultados de las cuencas identificadas como ID21 e ID22 (ver Tabla 8, Fig. 12 y Fig. 13) es posible concluir que el mayor impacto del cambio climático se observará antes y con mayor severidad en las cuencas hidrográficas que dependen principalmente de la escorrentía de deshielo para su producción hidroeléctrica. Estos puntos de captura planificados se caracterizan por caudales y alturas de caída similares, pero con áreas de captación en una proporción de 4,5:1, respectivamente. Debido a la mayor elevación de la captación de agua en la cuenca ID22, su área total es menor que en ID21 y su área de nieve es proporcionalmente más relevante también. Una inspección visual de la energía media mensual máxima en ambos puntos para VF3 muestra una disminución aproximada de 120 a 95 GWh en ID21 (21% de variación) y de 45 a 20 GWh en ID22 (56% de variación), en el caso de Escenario RCP8.5.

Es importante destacar que este análisis también permite analizar la resiliencia de las centrales hidroeléctricas a los cambios futuros en la disponibilidad de agua, aspecto que no puede detectarse a través del estudio de la capacidad instalada. Al analizar las curvas de duración de los sitios ID58 e ID327, es posible concluir que a mayor probabilidad (en línea base) de alcanzar la generación máxima diseñada, mayor es la probabilidad futura de no sobredimensionar (en su etapa de diseño) la capacidad de generación una central (aún no construida). En este sentido, es posible observar que ID22 tiene una sobreestimación importante del caudal de diseño de línea de base, ya que su curva de duración de energía mensual indica que no hay probabilidad de alcanzar su capacidad de generación máxima.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo aborda la falta de datos de nieve a gran altitud, necesarios para la calibración de un modelo

hidrológico, mediante el uso de SWE modelado como variable de entrada en el modelo hidrológico. Su uso se evalúa a través de un conjunto de métricas de rendimiento, obtenidas para la calibración y validación de Q y SWE. Los resultados indican, en general, un mejor rendimiento de SWE en el proceso de calibración y validación. Esta información también mejora la representación física de los modelos hidrológicos en las cuencas de alta montaña, así como el conocimiento de la respuesta de las centrales hidroeléctricas que estén emplazadas o que se emplacen (en el futuro) sobre la línea de nieve de una cuenca Andina. Se debe tener en cuenta que debido al rango de elevaciones de los puntos de captación de agua seleccionados (722 a 1.283 m.s.n.m.), es posible analizar el impacto del cambio climático en las centrales hidroeléctricas planificadas que dependen de la acumulación de nieve y el derretimiento de la primavera y verano. La posibilidad de obtener la energía producida por una central hidroeléctrica planificada, considerando aspectos como el caudal de diseño y las restricciones asociadas con un caudal ecológico, ha significado un ejercicio fundamental para comprender y reforzar otros aspectos del impacto del cambio climático en la generación hidroeléctrica y la disponibilidad de agua. Además, estas lecciones se pueden extrapolar a otras áreas donde la escorrentía de deshielo es relevante para la producción de energía. La primera conclusión es que el mayor impacto del cambio climático se observará antes y con mayor severidad en las centrales hidroeléctricas que dependen principalmente de la escorrentía nival (derretimiento) para su producción hidroeléctrica. El segundo punto relevante es que a mayor probabilidad (en línea base) de alcanzar la generación máxima diseñada, mayor es la probabilidad futura de no sobredimensionar (en su etapa de diseño) la capacidad de generación una central hidroeléctrica (aún no construida).

Es importante resaltar que la energía hidroeléctrica es uno de los sectores menos afectados negativamente, a escala mundial, por el cambio climático y, aunque habrá cambios en todo el mundo, a nivel global podría haber una ligera ganancia en la generación total de energía hidroeléctrica global [Hamududu y Killingtveit, 2012]. Sin embargo, a pesar de la tendencia mundial, este estudio indica dos factores importantes a considerar para evaluar los impactos del cambio climático en la generación de energía hidroeléctrica: la elevación relativa del punto de captación con respecto a la línea de nieve y la sobreestimación del caudal de diseño en el periodo de referencia o línea de base. Además, la estimación de la contribución de la nieve a la escorrentía en el modelo hidrológico muestra ser esencial para evaluar los impactos del cambio climático sobre la generación de energía hidroeléctrica en Chile y otros países que dependen de la Cordillera de los Andes como fuente de recursos hídricos.

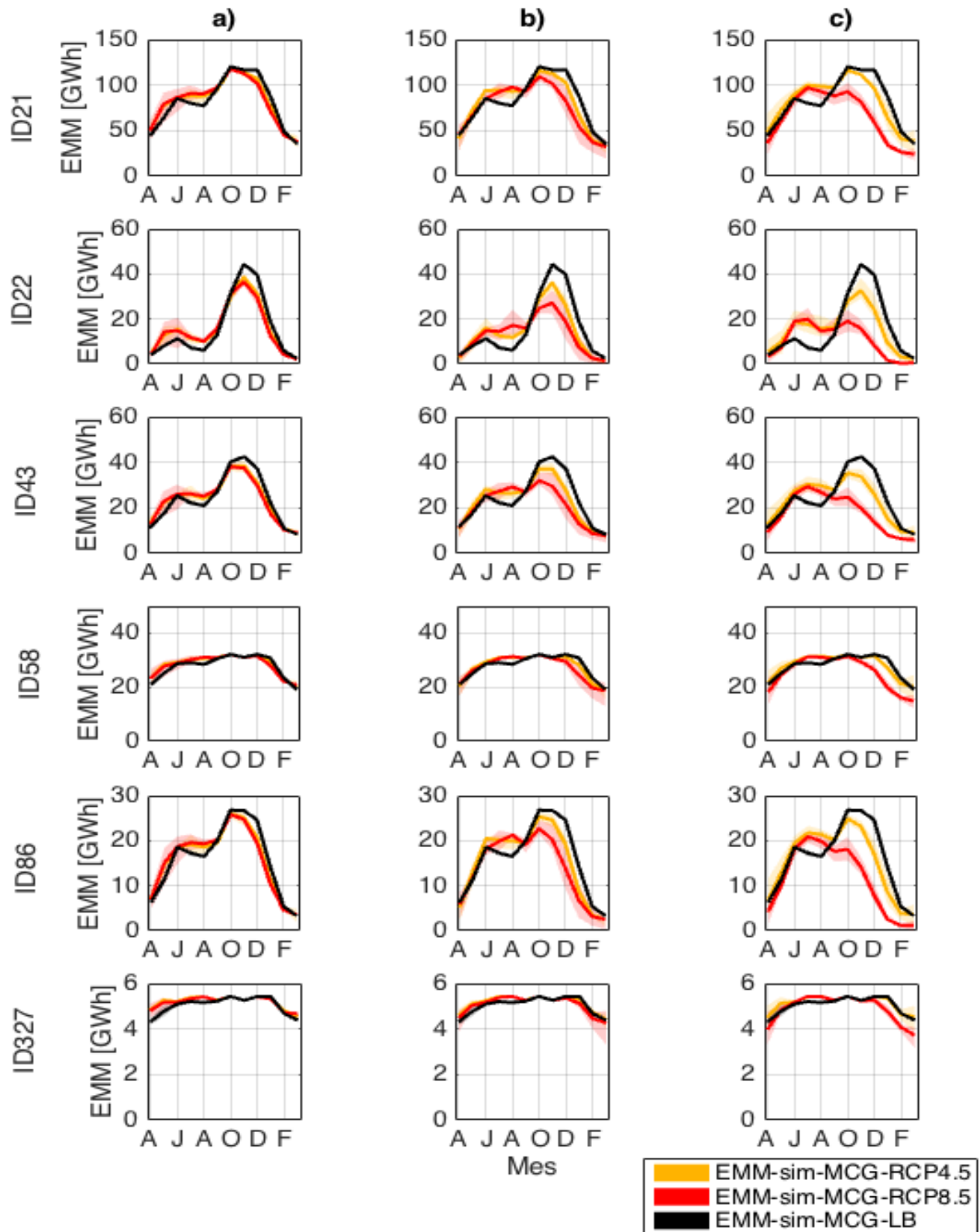


Figura 12. Comparación de los conjuntos de energía bruta media mensual de diferentes plantas potenciales en Melado, simulados en la línea de base (EMM-sim-MCG-LB) y para los escenarios RCP4.5 (EMM-sim-MCG-RCP4.5) y RCP8.5 (EMM-sim-MCG-RCP8.5), en las diferentes ventanas futuras. La información se divide en a) VF1: Período 2009-2039, b) VF2: 2039-2069 y c) VF3: 2069-2099. La sombra indica el rango de variación entre los máximos y mínimos del ensamble de GCM.

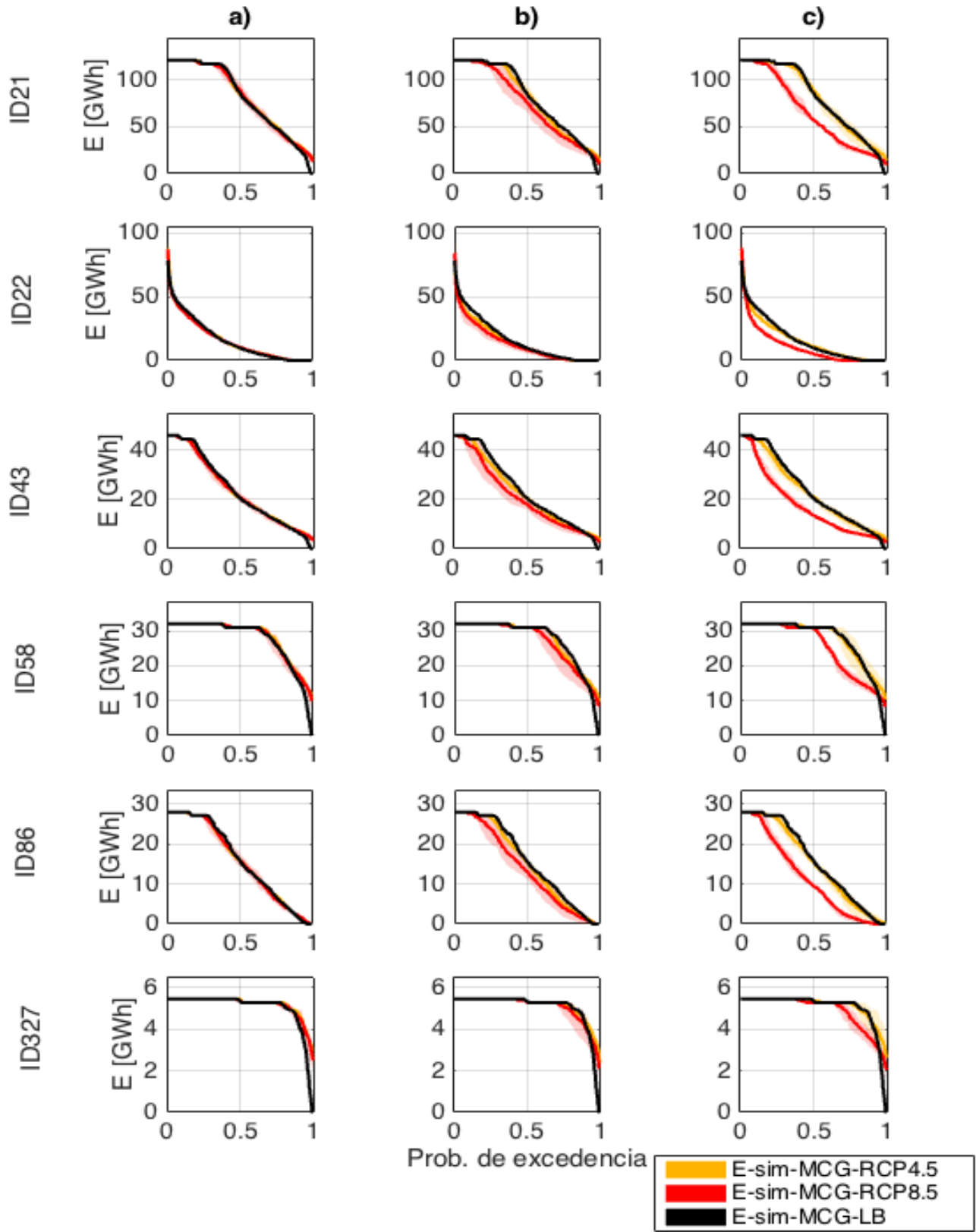


Figura 13. Comparación del conjunto de curvas de duración de energía bruta mensual para diferentes plantas potenciales en Melado, línea base simulada (E-sim-MCG-LB) y para RCP4.5 (E-sim-MCG-RCP4.5) y RCP8.5 (E-sim-MCG-RCP8.5), en las diferentes ventanas futuras. La información se divide en a) VF1: Período 2009-2039, b) VF2: 2039-2069 y c) VF3: 2069-2099. La sombra indica el rango de variación entre los máximos y mínimos del ensamble de GCM.

Tabla 8. Resumen del ensamble de energía potencial en distintos puntos de captación ubicados en el río Melado. Energía anual promedio, caudal medio anual promedio y precipitación anual promedio. Porcentajes de variación para diferentes ventanas de RCP8.5, con respecto a LB.

ID	Ventana Futura	Periodo	RCP8.5					
			Energía Media Anual		Q		PP	
			[GWh]	[%]	[m³/s]	[%]	[mm]	[%]
21	LB	1976-2005	972	-	105,0	-	2.587	-
	VF1	2009-2039	979	0,7	104,1	-0,8	2.446	-5,4
	VF2	2039-2069	895	-7,9	94,2	-10,3	2.250	-13,0
	VF3	2069-2099	776	-20,2	83,0	-20,9	1.995	-22,9
22	LB	1976-2005	193	-	24,0	-	2.587	-
	VF1	2009-2039	187	-3,0	23,8	-0,9	2.446	-5,4
	VF2	2039-2069	157	-18,3	21,5	-10,4	2.250	-13,0
	VF3	2069-2099	126	-34,9	19,0	-20,8	1.995	-22,9
43	LB	1976-2005	286	-	76,7	-	2.587	-
	VF1	2009-2039	283	-1,1	76,0	-0,8	2.446	-5,4
	VF2	2039-2069	251	-12,2	68,8	-10,3	2.250	-13,0
	VF3	2069-2099	210	-26,5	60,6	-20,9	1.995	-22,9
58	LB	1976-2005	332	-	35,6	-	2.587	-
	VF1	2009-2039	338	1,8	35,3	-0,9	2.446	-5,4
	VF2	2039-2069	324	-2,3	31,9	-10,3	2.250	-13,0
	VF3	2069-2099	303	-8,8	28,2	-20,9	1.995	-22,9
86	LB	1976-2005	191	-	111,4	-	2.587	-
	VF1	2009-2039	188	-1,4	110,4	-0,9	2.446	-5,4
	VF2	2039-2069	165	-13,5	98,9	-11,3	2.250	-13,0
	VF3	2069-2099	136	-28,9	85,9	-22,9	1.995	-22,9
327	LB	1976-2005	60,4	-	24,6	-	2.587	-
	VF1	2009-2039	61,9	2,6	24,4	-0,9	2.446	-5,4
	VF2	2039-2069	60,6	0,5	22,0	-10,4	2.250	-13,0
	VF3	2069-2099	58,6	-3,0	19,5	-20,8	1.995	-22,9

Por otro lado, el enfoque de selección de GCM en este estudio espera reducir la incertidumbre, la demanda computacional y las limitaciones de recursos humanos asociadas con esta tarea. Debido a que podría resultar muy caro incluir todas las proyecciones para todos los modelos, en la práctica se selecciona uno o un pequeño conjunto de GCM para la evaluación [Lutz *et al.*, 2016]. En la tarea de seleccionar los GCM para un caso de estudio particular, la literatura muestra diferentes enfoques, por ejemplo, la selección basada en las habilidades de GCM para simular el pasado cercano o

también llamado clima de referencia. El llamado enfoque envolvente es otra forma de realizar la selección, donde un conjunto de un grupo de GCM cubre una amplia gama de proyecciones para una o más variables climatológicas de interés [Lutz *et al.*, 2016]. Considerando el propósito de este trabajo, la metodología de Lutz *et al.* [2016] tiene el potencial de integrar diferentes enfoques, pero aún quedan algunas limitaciones.

Con el propósito final de superar estas limitaciones, se han definido tres criterios considerando los datos de

precipitación y temperatura como variables de interés. De acuerdo con estos criterios, se propone definir en primer lugar las habilidades de GCM que son preferibles para un estudio en particular. En este caso estamos interesados en la disponibilidad futura de agua y, a diferencia de los eventos extremos, se necesita la mejor representación posible de estacionalidad y variabilidad. De acuerdo con esto, las selecciones deben centrarse en la media del conjunto de todos los GCM, lo que permite una proyección representativa de los cambios futuros en la temperatura y la precipitación. La selección basada en las habilidades, realizada por Lutz *et al.* [2016], se presenta en el último paso, con menos ejecuciones de GCM disponibles para seleccionar en los dos pasos anteriores, por lo que los modelos seleccionados no necesariamente tienen la mejor habilidad para simular el clima pasado. Este problema se evita teniendo en cuenta las métricas de habilidad, pero es necesario un análisis adicional para seleccionar los mejores indicadores, en cualquier caso. De acuerdo con Pierce *et al.* [2009] los modelos con menos errores durante el período histórico predicen temperaturas futuras más cálidas que los modelos con más errores. Su investigación también muestra que ordenar los modelos por calidad tiene el efecto de ordenarlos por sensibilidad climática más de lo que se esperaría por casualidad, lo que resulta en que los mejores modelos tienen la mayor sensibilidad climática. En este sentido, analizar las métricas de habilidades en un primer paso podría permitir que se tengan en cuenta las proyecciones no conservadoras para los responsables políticos u tomadores de decisión. Se debe mencionar que Christensen *et al.* [2010] no encuentra evidencia convincente de una descripción mejorada de los estados climáticos medios, utilizando pesos basados en el rendimiento, en comparación con el uso de pesos iguales, lo que sugiere que la ponderación del modelo podría agregar otro nivel de incertidumbre a la generación de proyecciones climáticas basadas en ensambles de GCM.

Los resultados relativos al método de selección de GCM indican que el análisis de estacionalidad y variabilidad no mostró diferencias significativas entre los diferentes modelos, por lo que se descartaron como criterio de selección en casi todos los casos. Solo el índice de variabilidad de la precipitación fue determinante para elegir los modelos a utilizar, seguido de la evaluación de la representatividad del ensamble. Se puede ver que la mayoría de los modelos estiman fuertes reducciones en las precipitaciones anuales y los aumentos de temperatura. El cambio medio de precipitación es -31,3% y el cambio de temperatura media es +2,75 °C. Se debe tener en cuenta que la representación correcta de los efectos orográficos en las montañas de los Andes es una limitación bien conocida de los GCM, pero el proceso de escalamiento a las estaciones de referencia puede corregir el sesgo e inconsistencias detectadas entre valores observados y modelados, logrando que la mejor representación de los mismos esté ligada a la cantidad y calidad de la información disponible, tanto a

nivel de densidad de estaciones como de la longitud y consistencia de los registros observados que participan en el proceso del escalamiento estadístico.

Un aspecto metodológico adicional a considerar, y que no fue abordado en este estudio, consiste en evaluar si los GCM disponibles representan adecuadamente las oscilaciones atmosféricas que influyen en un territorio determinado, como requisito previo a la selección propuesta en este trabajo. Dada la influencia de las oscilaciones ENSO en la zona centro sur de Chile y SAM en la zona austral [Rubio-Álvarez & McPhee, 2010], en la reciente actualización del Balance Hídrico de Chile [DGA, 2017] se analizó la correlación entre los patrones de precipitaciones de 33 GCM (CMIP5) y las oscilaciones ENSO y SAM, lo cual permitió descartar 9 modelos ubicados fuera del intervalo de confianza. Esperamos alentar la aplicación del método de selección de GCM en diferentes cuencas de Chile e incluso en otros países que dependen de los recursos hídricos proporcionados por la Cordillera de los Andes. Esto permitiría mejorar en el futuro los análisis comparativos y agregados, dentro y entre países, que podrían interconectar sus sistemas eléctricos en el futuro, como Chile y Perú [BID, 2017].

AGRADECIMIENTOS. Los autores de este trabajo reconocen en primer lugar la excelente iniciativa de nuestra colega y formadora, Sra. Ximena Vargas M. en crear este homenaje a un gran colega como lo fue el Sr. Ernesto Brown F. Para estos autores, ambos han sido un tremendo aporte a la enseñanza y difusión de la hidrología en todas sus áreas, del mismo modo que han sido mentores constantes en su desarrollo profesional y humano. Por último, destacar la vida y ejemplo de don Ernesto, dotado de un razonamiento agudo, de un estándar ético intachable, de una calidad humana extraordinaria y de un vozarrón capaz de silenciar cualquier sala. Agradecidos de sus enseñanzas, las que perdurarán por siempre. Los autores desean agradecer además a la Subsecretaría de Energía que, a través de la licitación pública “Determinación del Impacto del Cambio Climático en el potencial esperado de generación hidroeléctrica en cuenca o subcuencas del río Maule”, permitió financiar gran parte de esta investigación.

REFERENCIAS

- Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J.P. & Valdivieso, J. 2017. Climate change impacts on hydroclimatic regimes and extremes over Andean basins in central Chile. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, doi:10.5194/hess-2016-690, 2017
- Cepeda, J. 2016. Análisis de los caudales nivo-glaciares históricos y proyectados en la cuenca del río Olivares: comparación entre el modelo DHSVM y WEAP. MSc. Thesis. DIC, FCFM, Universidad de Chile.
- CDEC SIC (Center of Economic Dispatch of Charge of the Central Interconnected System). 2015a. Updated statistics of weekly tributaries to SIC hydroelectric plants. Information authorized by Ernesto Huber (ehuber@cdecsic.cl) and sent via email by Juan Donoso (jmdonoso@cdecsic.cl).
- CDEC SIC (Center of Economic Dispatch of Charge of the Central Interconnected System). 2015b. Installed Capacity. Available online: <http://www.cdecsic.cl/informes-y-documentos/graficos-y-estadisticas/capacidad-instalada/>

- CDEC SIC (Center of Economic Dispatch of Charge of the Central Interconnected System). 2015c. Real operational statistics of the Central Interconnected System. Available online: <http://www.cdecsic.cl/informes-y-documentos/fichas/operacion-real/>
- Christensen, J. H., E. Kjellström, F. Giorgi, G. Lenderink, and M. Rummukainen. 2010. Weight assignment in regional climate models, *Clim. Res.*, 44, 179–194, doi:10.3354/cr00916.
- CNE (National Energy Commission). Capacity Installed by National Electrical System (XLS y KMZ files). September 2015. Available online: http://dataset.cne.cl/Energia_Abierta/S_Electrico/
- CONAF (National Forestry Corporation). 2014. Territorial Information System. Available online: <http://sit.conaf.cl/>
- Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. A. 2013. A snow water equivalent reanalysis case study over an Andean watershed. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 0628).
- Cortés G., Giroto M., & Margulis S. A., 2014a. Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 141, 64-78.
- Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. A. 2014b. Snow Water Equivalent Reanalysis Over a Scarce Data Region Via Assimilation of Snow Covered Area from Landsat 5, 7 and 8. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 0411).
- Cortés, G., M. Giroto, and S. Margulis. 2016. Snow process estimation over the extratropical Andes using a data assimilation framework integrating MERRA data and Landsat imagery, *Water Resour. Res.*, 52, doi:10.1002/2015WR018376.
- Cortés, G., and S. Margulis. 2017. Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6859–6867, doi:10.1002/2017GL073826.
- Cortés, G. 2016. Gaining insight into Andean snowpack climatology and change using a snow reanalysis approach applied over the Landsat satellite record. PhD thesis, UCLA.
- Centro del Clima y la Resiliencia (CR2). 2013. Flow, Precipitation and Temperature Database, January 1940 to December 2013. Available online: <http://www.cr2.cl/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos/>
- DGA. 2013. Análisis crítico de las redes hidrométricas, regiones V a VII y región Metropolitana. Informe Final. Prepared by KRAL Consultores Ltda for the Water General Directorate (DGA in Spanish), Ministry of Public Works, Chile. Available online: <https://research.csiro.au/gestionrapel/wp-content/uploads/sites/79/2016/11/An%C3%A1lisis-cr%C3%ADtico-de-las-redes-hidrom%C3%A9tricas-regiones-V-a-VII-y-regi%C3%B3n-metropolitana-2013.pdf>
- DGA. 2017. Actualización del Balance Hídrico Nacional. Informe Final. S.I.T. N°417. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios Planificación, Santiago, Chile. Realizado por Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile.
- DGA. 2018. Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de las macrozonas norte y centro, SIT N° 435. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios Planificación, Santiago, Chile. Realizado por Fundación para la Transferencia Tecnológica y Pontificia Universidad Católica de Chile.
- ECLAC (Economic Commission for Latin America and the Caribbean). 2009a. Disponibilidad futura de los recursos hídricos frente a escenarios de cambio climático. Study elaborated by Ximena Vargas. Available online: <http://www.cepal.org/es/publicaciones/5691-disponibilidad-futura-de-los-recursos-hidricos-frente-escenarios-de-cambio>
- ECLAC (Economic Commission for Latin America and the Caribbean). 2009b. Análisis de vulnerabilidad del sector hidroeléctrico: disponibilidad futura de los recursos hídricos en Chile frente a escenarios de cambio climático. Study elaborated by James McPhee. Available online: <http://www.cepal.org/es/publicaciones/5687-analisis-de-la-vulnerabilidad-del-sector-hidroelectrico-frente-escenarios-futuros>
- F.H.S. Chiew, J. Teng, J. Vaze, D.G.C. Kirono. 2009. Influence of global climate model selection on runoff impact assessment, *Journal of Hydrology*, Volume 379, Issues 1–2, 15 December 2009, Pages 172-180, ISSN 0022-1694.
- Giroto, M., Margulis, S. A., & Durand, M. 2014a. Probabilistic SWE reanalysis as a generalization of deterministic SWE reconstruction techniques. *Hydrological Processes*, 28(12), 3875-3895.
- Giroto, M., Cortés, G., Margulis, S. A., & Durand, M. 2014b. Examining spatial and temporal variability in snow water equivalent using a 27 year reanalysis: Kern River watershed, Sierra Nevada. *Water Resources Research*, 50(8), 6713-6734.
- Hamlet AF, Mote PW, Clark MP, Lettenmaier DP. 2005. Effects of temperature and precipitation variability on snowpack trends in the western U.S., *J. of Climate*, 18(21): 4545-4561.
- Hamududu, B. and Killingtveit, A. 2012. Assessing Climate Change Impacts on Global Hydropower. *Energies* 2012, 5(2), 305-322; doi:10.3390/en5020305.
- IDB (Inter-American Development Bank). Peru and Chile Move Forward with Electrical Interconnection Project. Available online: <http://conexiontial.iadb.org/2017/08/02/peru-y-chile-avanzan-en-proyecto-de-interconexion-electrica/?lang=en>
- Kohler T. and Maselli D. (eds) 2009. Mountains and Climate Change - From Understanding to Action. Published by Geographica Bernensia with the support of the Swiss Agency for Development and Cooperation (SDC), and an international team of contributors. Bern.
- Lutz, A. F., ter Maat, H. W., Biemans, H., Shrestha, A. B., Wester, P. and Immerzeel, W. W. 2016. Selecting representative climate models for climate change impact studies: an advanced envelope-based selection approach. *Int. J. Climatol.*, 36: 3988–4005. doi:10.1002/joc.4608
- Margulis, S. A., Giroto, M., Cortés, G., & Durand, M. 2015. A Particle Batch Smoother Approach to Snow Water Equivalent Estimation. *Journal of Hydrometeorology*.
- McPhee J., Rubio-Alvarez E., Meza R., Ayala A., Vargas X. and Vicuña S., 2010. An Approach to Estimating Hydropower Impacts of Climate Change from a Regional Perspective. K.W. Potter, D.K. Frevert (Eds.), *Proceedings of Watershed Management Conference 2010*, Wisconsin, United States (August 23th-27th 2010), pp. 13–24.
- Ministry of Energy. 2011. Selection and application of a hydrological model to estimate the impacts of climate change on the power generation of the central interconnected system. Revision B. Commissioned by the Undersecretariat of Energy to the Department of Civil Engineering, University of Chile. Available online: http://dataset.cne.cl/Energia_Abierta/Estudios/Minerg/40.Rep ort_Final_rev_B%281163%29.pdf
- MINENERGIA - DGA - DGF (Ministry of Energy, General Directorate of Water y Department of Geophysics of the U. of Chile). 2014. Non-Consumption Water Exploration Rights Explorer. Chilean hydroelectric potential database until 2014. Available online: <http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/DAANC/>
- MMA (Ministry of Environment). 2011. Second National Communication of Chile to The United Nations Framework Convention on Climate Change. Available online: <http://unfccc.int/resource/docs/natc/chinc2e.pdf>

- Moriassi, D., Arnold, J., Van Liew, M. W., Bingner, R., Harmel, R., & Veith, T. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.
- Peters, G. P., Marland, G., Le Quééré, C., Boden, T., Canadell, J. G., & Raupach, M. R. 2012. Rapid growth in CO₂ emissions after the 2008-2009 global financial crisis. *Nature Climate Change*, Vol. 2, 1, Pages 2-4.
- Pierce, D. W., T. P. Barnett, B. D. Santer, and P. J. Gleckler. 2009. Selecting global climate models for regional climate change studies, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 106, 8444-8446.
- Purkey, D., Joyce, B., Vicuna, S., Hanemann, M., Dale, L., Yates, D. and Dracup, J.A. 2008. Robust analysis of future climate change impacts on water for agriculture and other sectors: a case study in the Sacramento Valley. *Climatic Change*, 87, 109-122.
- Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., Magrath, J., Castel, A. P., & Pacheco, P. 2013. Climate Change and Water Resources in Arid Mountains: An Example from the Bolivian Andes. *Ambio*, 42(7), 852-863.
- Rubio-Álvarez, E. and McPhee, J. 2010. Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952-2003, *Water Resour. Res.*, 46(5), W05514, doi: 10.1029/2009WR007982.
- Vargas, X., Gómez, T., Ahumada, F., Rubio, E., Cartes, M. & Gibbs, M. 2013. "Water availability in a mountainous Andean watershed under CMIP5 climate change scenarios". Cold and Mountain Region Hydrological Systems Under Climate Change: Towards Improved Projections Proceedings of H02, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden. IAHS Publ. 360.
- Vicuña, S., Garreaud, R. & McPhee, J. 2010. Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climate Change*, Volume 105, Issue 3-4, pp 469-488.
- Viviroli, Daniel, et al. Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, vol. 15, no 2, p. 471-504.
- Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., Huber-Lee, A. and Galbraith, H. 2005a. WEAP21: A demand, priority, and preference driven water planning model: Part 2, Aiding freshwater ecosystemservice evaluation. *Water International*, 30(4), 487-500.
- Yates, D., J. Sieber, J., Purkey, D. and Huber-Lee, A. (2005b) WEAP21: A demand, priority, and preference driven water planning model: Part 1, model characteristics. *Water International*, 30(4), 501-512.

CONVENIO SOBRE LA REGULACIÓN DEL RÍO LAJA Y SU EFECTO EN LA OPERACIÓN DE LARGO PLAZO DEL SISTEMA ELÉCTRICO CHILENO

Juan Puertas¹ y Marcelo A. Olivares²

(1) Snowy Hydro Limited

(2) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

Contacto autor principal: juan.dosal@snowyhydro.com.au

RESUMEN. Se presenta un análisis del impacto de una modificación al Convenio de Riego Ad-Referéndum sobre la regulación del Río Laja, tanto sobre el riego en la cuenca como sobre la operación del Sistema Interconectado Central (SIC). La alternativa analizada consiste esencialmente en aumentar el caudal que puede ser utilizado para generación durante la temporada de riego en condiciones de muy bajo almacenamiento, para que estos caudales sean utilizados por los regantes de aguas abajo. El análisis se basa en simulaciones del modelo de Programación de Largo Plazo (PLP), que minimiza el costo de operación presente y futuro del SIC, y establece el uso del agua embalsada utilizando un enfoque de programación dinámica estocástica dual. La modelación incluyó más de 300 centrales, para un periodo de casi 2 años (25 etapas) y 50 escenarios hidrológicos. El principal resultado del modelo es el valor futuro del agua embalsada, correspondiente al costo térmico evitado por contar con dicha agua. La modificación propuesta hace que el valor futuro marginal del agua embalsada aumente, con menores caudales turbinados fuera de la temporada de riego y mayores volúmenes almacenados bajo una hidrología seca. En la temporada de riego, los caudales turbinados son mayores como efecto directo de la modificación propuesta, inyectando más energía hidráulica al SIC, con la consiguiente reducción de costos futuros esperados. Si bien la propuesta no tiene un impacto significativo sobre los costos de operación del SIC durante el período simulado, los ingresos percibidos por la empresa hidroeléctrica aumentan en un escenario hidrológico seco, pero el efecto se invierte para una hidrología media. En síntesis, la modificación analizada es potencialmente atractiva, con beneficios para el SIC, para la empresa hidroeléctrica y para el riego, en un escenario hidrológico seco. Para otros escenarios, los ingresos de la empresa eléctrica se ven disminuidos respecto al convenio original.

INTRODUCCIÓN

El Sistema Hidroeléctrico Laja es uno de los más importantes del Sistema Eléctrico Nacional (SEN) de Chile, cuenta con más de 1000 MW de potencia instalada y una alta capacidad de regulación multi-anual provista por el lago Laja. La operación del lago Laja ha estado históricamente sujeta al *Convenio de Riego Ad-Referéndum sobre la regulación del Río Laja* (ENDESA y Dirección de Riego, 1958). Este convenio, define metas de entrega para cada uno de los usos en función de la cota de pelo de agua del lago Laja, definiendo una serie de colchones (Figura 1). Los usuarios de riego se dividen entre primeros regantes, previos al Convenio, y segundos regantes, que corresponden a riego incorporado con posterioridad al Convenio.

En el marco de la Megasequía que ha sufrido Chile Central desde 2010, que ha impactado significativamente los caudales afluentes en la cuenca del Laja, la Dirección de Obras Hidráulicas (DOH) encargó un estudio hidrológico y batimétrico en la cuenca (DOH, 2014), donde se evaluaron los caudales afluentes al lago Laja en las décadas recientes y se comprueba una reducción con respecto a las condiciones previas al Convenio de 1958. En dicho estudio, que contó con la participación del Prof. Ernesto Brown, se proponen distintas alternativas de modificación al convenio, que apuntaban a reconocer las condiciones más secas prevalentes. Debido a los bajos niveles de almacenamiento en el lago Laja (Figura 2), durante la primera mitad de la presente década se firmaron varios

acuerdos de flexibilización del Convenio de 1958 entre DOH del Ministerio de Obras Públicas y ENDESA, que permitieron hacer frente a los efectos de prolongada sequía de la última década. Finalmente, en 2017 se firmó entre la DOH y la empresa ENEL GENERACIÓN CHILE S.A. el denominado “Acuerdo de Operación y Recuperación del Lago Laja - Complementa Convenio de 1958”.

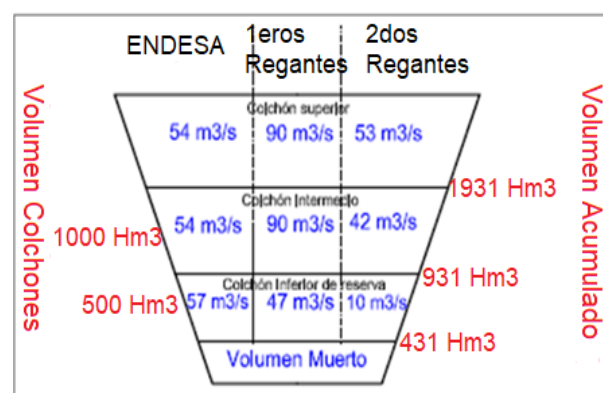


Figura 1. Colchones y metas de entrega Convenio Laja 1958

El presente trabajo se basa en el trabajo de título de Puertas (2016), y consiste en un análisis del impacto de una de las alternativas incluidas en DOH (2014), sobre la operación del sistema eléctrico, en ese entonces Sistema Interconectado Central (SIC).

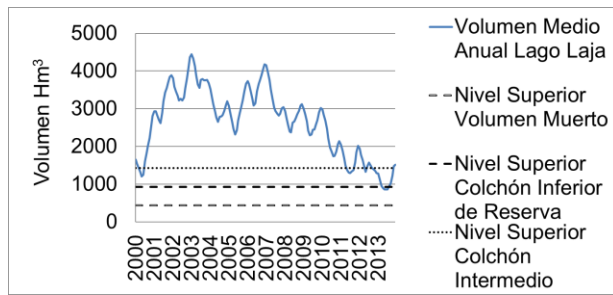


Figura 2. Almacenamiento medio anual lago Laja período 2000-2013

CONVENIO DE RIEGO

A continuación, se presenta una interpretación de las cláusulas más importantes para este trabajo del *Convenio de Riego Ad-Referéndum sobre la regulación del Río Laja* (1958). Cabe destacar que la interpretación presentada a continuación está basada en la descripción de DOH (2014).

La 3ª cláusula le asegura a los primeros regantes (los que ya tenían derechos de aprovechamiento de aguas constituidos a la fecha del Convenio) un gasto máximo de 90 m³/s. Si es que por alguna razón, los afluentes de la cuenca intermedia más el caudal de las filtraciones no son suficientes para suplir el gasto demandado, la generadora debe suplir este déficit turbinando por la Central Abanico o por la Central El Toro (Figura 3).

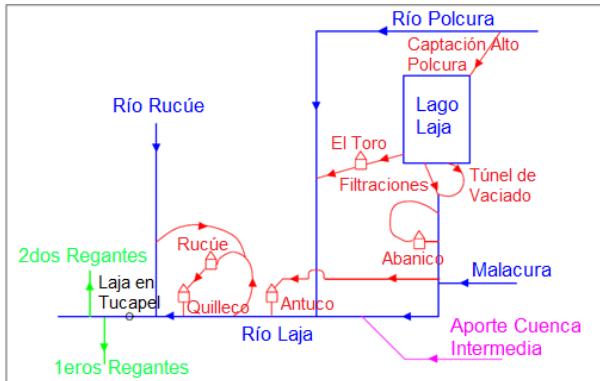


Figura 3. Esquema Sistema Hidroeléctrico Laja.

La 4ª cláusula, le asegura a la Dirección de Riego (actualmente Dirección de Obras Hidráulicas, DOH) un gasto máximo igual a 65 m³/s para los regantes que han adquirido derechos de aprovechamiento de aguas con posterioridad a la firma del Convenio, denominados “segundos regantes”. Hoy en día, este valor se fijó definitivamente en 53 m³/s, debido al riego asociado al canal Laja-Diguillín. Por lo tanto, los regantes sólo podrían aprovechar un porcentaje del total de los derechos de aprovechamiento de aguas constituidos. Este porcentaje va a depender del colchón donde se encuentre el nivel del lago (Figura 4) y va a seguir la distribución mensual que se indica en el Cláusula 4ª.

La Cláusula 5ª, establece que la ENDESA puede generar con un gasto medio anual máximo igual a 57 m³/s, un gasto medio mensual máximo igual a 67 m³/s y un caudal máximo diario de 85 m³/s.

La cláusula 6ª establece la creación de un Colchón Inferior de Reserva con volumen igual a 500 Hm³ para completar el déficit de riego en la Central Abanico. Como se mencionó en la Cláusula 3ª, actualmente este valor se completa turbinando por la central El Toro, debido a la imposibilidad de usar el túnel de vaciado. En este Colchón Inferior de Reserva y para los meses en que el riego no necesite la totalidad de sus derechos de aprovechamiento de aguas, la ENDESA podrá efectuar “economías”, que son un ahorro de volúmenes de agua, cuando no se utiliza la totalidad de los derechos de aprovechamiento de aguas asignados, para ser utilizados en el futuro. Estas economías se cancelan inmediatamente después de que la cota de pelo de agua del lago pasa al Colchón Intermedio. Para esta cláusula, la cota de pelo de agua del lago se obtiene sin considerar el volumen de dichas economías. Es importante destacar que el convenio de riego de 1958 asigna un porcentaje igual a 0% del total de los derechos de aprovechamiento de aguas constituidos para los segundos regantes cuando el nivel del lago se encuentra en este Colchón Inferior de Reserva.

Se hace hincapié en que cada parte involucrada no extrae los máximos derechos permitidos desde el lago Laja, al contrario, el máximo extraíble desde el lago Laja corresponde al caudal turbinado por las centrales El Toro y Abanico (57 m³/s), este caudal máximo va a poder ser utilizado por el riego aguas abajo.

PROGRAMACIÓN DE LARGO PLAZO (PLP) DEL SIC

Previo a la conformación del actual Sistema Eléctrico Nacional (SEN), los dos sistemas principales eran el SIC y el Sistema Interconectado del Norte Grande (SING). El SIC estaba compuesto por todas las centrales generadoras, líneas de transmisión troncal, líneas de subtransmisión, subestaciones eléctricas y barras de consumo desde la ciudad de Taltal hasta Chiloé (Figura 4). De esta forma, la cobertura del SIC superaba el 90% de la población del país.

La operación del sistema eléctrico se programa en forma centralizada utilizando modelos de optimización que minimizan los costos presentes y futuros de generación a nivel de todo el sistema. El análisis se divide en dos horizontes: largo y corto plazo. Para el horizonte de largo plazo, que considera típicamente cinco años, se resuelve un problema de optimización estocástica que considera la incertidumbre de caudales afluentes a cada central hidroeléctrica del sistema a través de un conjunto de escenarios definidos a partir de la hidrología histórica. Este modelo, denominado PLP, utiliza un enfoque de programación dinámica estocástica dual (Pereira y Pinto,

1985). Mayores detalles del modelo de programación de largo plazo, PLP, pueden encontrarse en Centro de Energía (2014).



Figura 4. Mapa Sistema Interconectado Central
Fuente: CDEC-SIC

Un resultado importante que se obtiene a partir del Modelo PLP, son los costos de operación del sistema, correspondientes a los costos de operación de las centrales térmicas. El Modelo PLP cuenta con una base de datos de los costos de operación de las centrales térmicas de todo el sistema por etapa, ya que para algunas centrales los costos varían en el tiempo (debido a alzas en los precios de los combustibles fósiles, por ejemplo). Cruzando la generación de cada central térmica con su respectivo costo de operación es posible obtener los costos de operación totales del sistema según la ecuación (1):

$$Costos_t = \sum_{i=1}^{N_t} C_{it} * E_{it} \quad (1)$$

$Costos_t$ = Costos totales sistema para la etapa t

C_{it} = Costo central i para la etapa t

E_{it} = Energía inyectada al sistema por la central i durante la etapa t

ESTUDIO HIDROLÓGICO Y MODIFICACIONES PROPUESTAS AL CONVENIO

En el estudio de la cuenca del Laja (DOH, 2014) se caracteriza hidrológicamente e hidráulicamente la cuenca del lago Laja, además de actualizar toda la información hidrológica y batimétrica disponible. Cabe mencionar que cuando se celebró el convenio de riego, no se contaba con las tecnologías de medición de hoy; en el año 1958, el caudal afluente medido en la zona era igual a 64 m³/s, asignándose derechos de aprovechamiento de aguas a la ENDESA por 57 m³/s, dejando una diferencia de 7 m³/s para contribuir a la estabilidad del Lago Laja. Sin embargo, las estadísticas de los últimos 53 años, muestran un caudal afluente a la zona igual a 54.6 m³/s, por lo que para mantener el margen establecido en 1958, la ENDESA debería disminuir sus derechos a 47.6 m³/s. Dicha disminución representaría un 17% del total de sus derechos de aprovechamiento de aguas en el Laja. Por ende, en este trabajo no se analizan cambios drásticos como este dentro de las modificaciones que se propone al convenio de riego ya que se traducirían en pérdidas significativas que impedirían cualquier posible acuerdo entre las partes. Las recomendaciones de DOH (2014) proponen, en esencia, disminuir los asignados a la ENDESA para los colchones superiores e intermedio, pero al mismo tiempo proponen modificar la distribución mensual de generación. De esta manera, se daría más flexibilidad a la empresa hidroeléctrica para que pueda maximizar la generación en meses más rentables (marzo, abril, mayo) y reducir las entregas entre los meses de junio y agosto. Por otro lado, se propone incluir a los segundos regantes en el Colchón Inferior de Reserva o colchón de seguridad de riego.

Considerando las recomendaciones del estudio hidrológico, así como el trabajo realizado por el Centro de Energía de la Universidad de Chile (2014), en el presente trabajo se analizan las siguientes modificaciones al convenio de riego de 1958:

1. Aumentar el volumen del Colchón Intermedio de 500 Hm³ a 1000 Hm³.
2. Disminuir el caudal asignado a la ENDESA de 57 m³/s a 54 m³/s, para los Colchones Superior e Intermedio.
3. Aumentar el caudal asignado a los segundos regantes de 0 a 10 m³/s, para el Colchón Inferior de Reserva.
4. Aumentar el valor de los derechos de aprovechamiento de aguas eventuales de la ENDESA de 47 m³/s a 57 m³/s, para el Colchón Inferior de Reserva.

Estas modificaciones buscan mejorar la condición de los segundos regantes, ya que la disponibilidad del recurso hídrico para ellos está fuertemente ligada al volumen del lago Laja, y por ende, está sujeto a una gran variabilidad.

La ventaja de esta propuesta radica en que estos 10 m³/s adicionales para los segundos regantes eventualmente van a tener que ser turbinados por la central El Toro. Por ende, esta propuesta además de traer beneficios directos para los segundos regantes, puede beneficiar también a la ENDESA, dependiendo de la hidrología. Cabe destacar que para el Colchón Inferior de Reserva, esta propuesta aumenta el límite máximo eventual extraíble del lago Laja por parte de la ENDESA, pero solamente si se extrae para abastecer al riego. Esta propuesta se esquematiza en Figura 5.

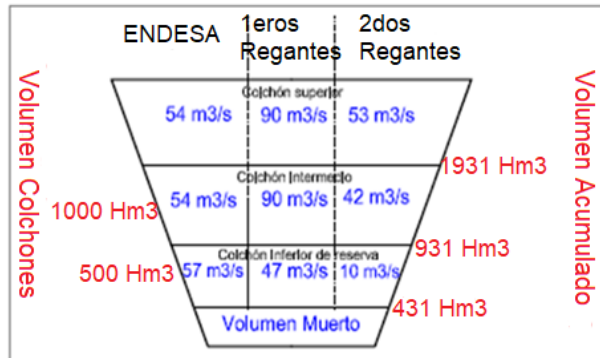


Figura 5.- Colchones y metas de entrega Propuestas

RESULTADOS MODELACIÓN Y DISCUSIÓN

En esta sección se presentan los resultados de la modelación PLP para el Caso Base (convenio de 1958) y la modificación Propuesta en la Figura 5. Se incluyeron 25 etapas, las primeras 4 de duración semanal y las siguientes 21 de duración mensual. La modelación incluyó la operación de más de 300 centrales y 50 escenarios hidrológicos.

En Figura 6 se presenta el valor del agua embalsada, representado por la función de costo futuro esperado, para el Embalse Laja. Este costo futuro esperado corresponde a los costos térmicos en que deberá incurrir el sistema eléctrico dependiendo del agua embalsada en un momento dado. Para un volumen embalsado cercano a 0, el costo futuro esperado en que tendrá que incurrir el sistema es muy elevado porque al no tener agua almacenada en los embalses, el sistema se ve obligado a suplir gran parte de la demanda eléctrica usando centrales térmicas (que tienen costos elevados) y los afluentes futuros. Al contrario, si el embalse se encuentra cercano a su capacidad máxima, los costos del sistema se reducen significativamente, pues frente a cualquier escenario hidrológico futuro, el sistema va a ser capaz de suplir una parte de la demanda eléctrica usando el agua embalsada. Además, la pendiente de esta curva representa el valor marginal del agua embalsada, y a medida que el volumen embalsado aumenta, está pendiente decrece. Esto quiere decir, que el beneficio futuro marginal de tener una unidad extra de agua embalsada, es mayor cuando el embalse se encuentra cercano a su límite inferior que cuando el embalse se

encuentra cercano a su capacidad máxima. Es importante destacar que, con la finalidad de prevenir que mejoras en Laja impactaran negativamente otros embalses del sistema interconectado, se revisó el valor del agua embalsada para todos los embalses del SIC y no se observaron cambios relevantes comparando el Caso Base con el caso Propuesto. Como era de esperar, para el lago Laja se observan diferencias relevantes. Al comparar los costos futuros esperados del sistema, la Propuesta presenta costos menores que el Caso Base para todo el rango de volúmenes almacenados en el embalse Laja. Esto se podría explicar porque para ciertos escenarios hidrológicos, la empresa hidroeléctrica se ve “obligada” a turbinar más caudal que en el Caso Base para suplir el déficit de los segundos regantes, y este caudal extra se traduce en costos menores para el SIC. Por la misma razón, la pendiente de la función de costos es mayor bajo la Propuesta, lo que significa que el valor marginal del agua embalsada es mayor.

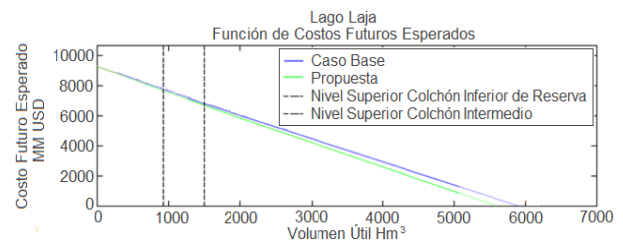


Figura 6. Función Costos Futuros Esperados Embalse Laja.

En la Figura 6 la diferencia entre las curvas del Caso Base y la Propuesta representa los ahorros futuros esperados que percibiría el sistema para distintos niveles de agua embalsada, si se implementara la Propuesta. Además, cabe destacar que hay un quiebre en la pendiente de este gráfico, y este quiebre se produce cuando el nivel del embalse pasa del Colchón Inferior de Reserva al Colchón Intermedio, momento en que el caudal máximo turbinable de la empresa hidroeléctrica cambia y por ende también cambia el valor marginal del agua embalsada.

Desde la Figura 7 hasta la Figura 10 se presenta la evolución en el tiempo de diversas variables de interés. En cada caso el tiempo se expresa como etapas de modelación.

En la Figura 7 se presenta el volumen almacenado en el Lago Laja durante el periodo simulado. Como condición inicial, se consideró que el volumen del Embalse Laja se encuentra justo en la transición entre el Colchón Intermedio y el Colchón Inferior de Reserva, aproximadamente 931 Hm³. Se observa que el volumen del Lago Laja para el esquema propuesto está casi siempre, a excepción de las últimas etapas de la modelación, por encima del observado para el Caso Base. Esto se relaciona con los resultados de la Figura 6, pues mientras más alto el valor marginal del agua

embalsada, mayores incentivos para almacenar agua y ahorrar costos térmicos futuros. En términos de la condición de equimarginalidad, una decisión de entrega óptima se obtiene en principio igualando el beneficio marginal presente con el beneficio marginal futuro. Así, si los beneficios marginales futuros aumentan (y todo lo demás permanece constante), la nueva decisión de entrega va a ser menor. Por ende, el volumen almacenado en el embalse va a aumentar. En otras palabras, si el agua embalsada es más valiosa, el sistema tiende a acumular agua para el futuro. Esto se aprecia claramente en la primera temporada de riego (etapas 6 a 13). Para la Propuesta el valor marginal futuro del agua aumentó con respecto al Caso Base, por tanto el lago Laja va a tender a acumular agua, lo cual se refleja en menores caudales turbinados por parte de la central El Toro para el mismo período (ver Figura 8). No se incluyen los resultados para escenarios hidrológicos medios y húmedos, pues para estas hidrologías los regantes no perciben problemas de escasez de recursos hídricos (Centro de Energía (2014)).

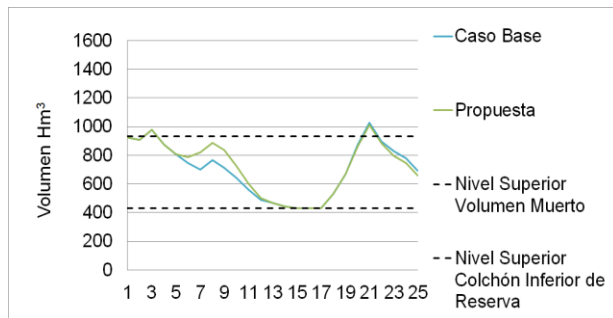


Figura 7. Volumen Lago Laja, Hidrología Seca.

En relación con la disponibilidad de agua para los regantes de aguas abajo, la Figura 9 muestra el riego servido por etapas, para una hidrología seca. Se observa que, para la primera temporada de riego del período de modelación, el riego servido bajo la Propuesta es mayor que para el Caso Base. Esto se explica por el aumento de los caudales asignados a los segundos regantes en el Colchón Inferior de Reserva (comparar Figura 1 y 5).

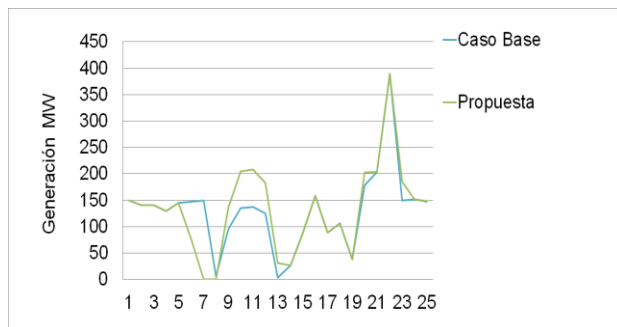


Figura 8. Generación Central El Toro, Hidrología Seca.

Por otra parte, al inicio de la segunda temporada de riego del período simulado, el riego servido para la Propuesta

es levemente mayor que el riego servido para el Caso Base, pero luego, en el mes de Diciembre, éstos se igualan. Esto último viene del hecho que justo en esa etapa el nivel del embalse pasa del Colchón Inferior de Reserva al Colchón Intermedio (ver Figura 7), donde ya no hay diferencias en los caudales asignados a los regantes comparado con el Caso Base. Para todo el período de modelación, se observa que, considerando la Propuesta, el volumen de agua para riego aumenta en 371 Hm³, equivalente a un 15% adicional con respecto al Caso Base.

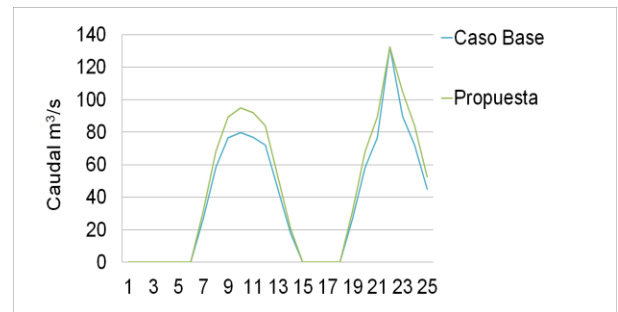


Figura 9.- Caudales para riego, Hidrología Seca.

En las Figuras 10 y 11 se presentan los costos marginales en la barra de interés para escenarios seco y húmedo, respectivamente. Para cada etapa, este costo viene dado por la central térmica más costosa que está inyectando energía al sistema en dicha barra. De esta forma, si el sistema pudiera abastecer gran parte la demanda eléctrica usando energía hidráulica, los costos marginales serían muy bajos, ya que para un nivel de demanda eléctrica dado, primero operan las centrales con costos operaciones más bajos y luego, el déficit de la demanda eléctrica lo completan las centrales con costos operacionales más elevados. Como parte de este trabajo se analizaron los costos marginales en las barras Pazucar220, Ajahuel220, Quillota220 y Charrua220 (la más cercana al Sistema Hidroeléctrico Laja); que representaban las barras principales del SIC. Como los resultados para estas 4 barras son muy similares, en este informe se muestran sólo los resultados asociados a la barra Charrua220.

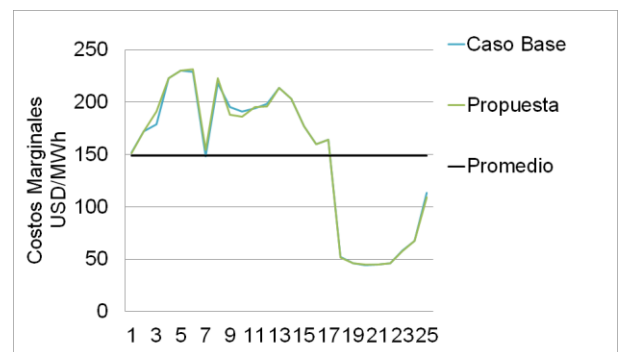


Figura 10. Costos marginales asociados a barra Charrua220, Hidrología Seca.

Lo primero que llama la atención es que, en la tercera etapa del periodo de modelación, el costo marginal de la Propuesta se encuentra por encima del costo marginal del Caso Base. Esto se explica con la función de costos futuros esperados: como el agua es más valiosa para la Propuesta, el sistema tiende a acumular agua, este caudal acumulado va a tener que ser reemplazado con energía térmica más costosa y esto se traduce en un alza de los costos marginales. Si se avanza dentro del horizonte de tiempo de la modelación, desde el primer mes de Noviembre hasta el primer mes de Marzo (temporada de riego), se observa que el costo marginal con la Propuesta se encuentra por debajo del Caso Base. La explicación es similar; pues para estas etapas, la generadora (para la Propuesta) se ve obligada a turbinar más agua para suplir la demanda de los segundos regantes. Por lo tanto, se va a inyectar más energía hidráulica al SIC, desplazando a las últimas unidades de energía térmica que entraron a operar dentro del sistema, y disminuyendo los costos marginales.

En Figura 11, se muestran los costos marginales para la misma barra para la hidrología húmeda, se aprecia que los costos marginales del sistema casi no cambian si se compara el Caso Base con la Propuesta. Esto porque para hidrologías húmedas, en el lago Laja, no es necesario turbinar caudales extras para suplir las demandas de los segundos y primeros regantes, ya que la cuenca intermedia y/o las filtraciones cumplen con lo establecido en el convenio de riego (ver Figura 3). Es importante notar que los costos marginales promedio del sistema son diferentes comparando una hidrología seca y una hidrología húmeda. Para la hidrología seca el promedio es cercano a los 150 USD/MWh, mientras que para una hidrología húmeda, este promedio desciende a un valor cercano a los 60 USD/MWh. Al mantener más agua almacenada, el beneficio marginal futuro del agua (la pendiente de la función de costos futuros esperados) es menor, y por ende el sistema tiende a turbinar más agua, reduciendo los costos marginales.

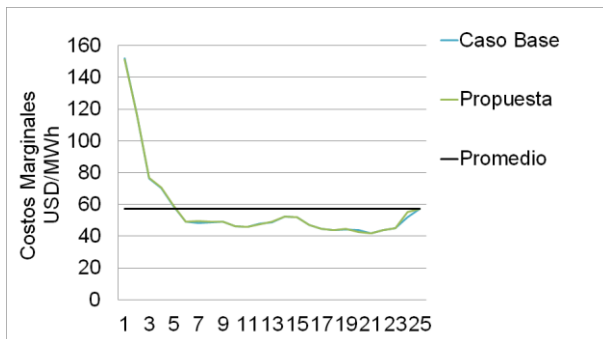


Figura 11. Costos marginales asociados a barra Charrua220, Hidrología Húmeda.

En Tabla 1 y en Tabla 2 se presentan los costos totales de operación del sistema (en millones de dólares) para cada etapa de simulación, bajo una hidrología seca y una hidrología media, respectivamente. Los costos de

operación para la hidrología húmeda no presentaban una diferencia apreciable entre los dos casos. Estos costos fueron calculados a partir de los resultados del Modelo PLP y la ecuación (1). Para obtener el costo total en valor presente, a los costos de las etapas futuras se les aplica un factor de descuento.

Para la hidrología seca, se observa que la Propuesta resulta en un ahorro de 8.4 MUSD, equivalente al 0.22% con respecto al Caso Base. Esto se explica nuevamente en el hecho de que la empresa hidroeléctrica eventualmente se va a ver obligada a turbinar más agua para suplir el déficit de riego en situaciones secas, inyectando más energía hidráulica al sistema y desplazando a las centrales térmicas más costosas. En la Tabla 1 se aprecia que las etapas que presentan menores costos con la Propuesta corresponden a la segunda mitad de la temporada de riego (etapas 9 a 13). Para la hidrología media (ver Tabla 2), el ahorro que presenta la Propuesta es menor, ya que para este tipo de hidrología la cuenca intermedia es capaz de suplir el déficit de los primeros y segundos regantes en muchas etapas, por ende la energía hidráulica extra inyectada al sistema va a ser menor. Cabe hacer notar que los costos de operación totales en el periodo modelado para las hidrologías seca y media están dentro del rango de valores que toma la función de costos futuros de la Figura 6.

Por último, se analiza una estimación de los ingresos de la empresa hidroeléctrica percibiría a partir de sus operaciones en la cuenca del Laja considerando la Propuesta. Esta estimación se realiza a partir de los costos marginales obtenidos para el nodo donde estas centrales inyectan la energía generada.

Como se mencionó anteriormente, las modificaciones al convenio de riego no alteran considerablemente la operación de todas las centrales del SIC, sino que sólo afectan al Sistema Hidroeléctrico Laja, y por lo tanto no se incluye un análisis de los ingresos de otras centrales El Toro, Abanico, Antuco, Rucúe y Quilleco. De esta forma, se asumirá que los ingresos de la generadora en la etapa t vienen dados por la siguiente ecuación:

$$Ingresos_t = \sum_{i=1}^{N_{SHL}} CMg_{it} * E_{it} \quad (2)$$

$Ingresos_t$ = Ingresos ENDESA para la etapa t

N_{SHL} = Número de centrales hidroeléctricas del Sistema Hidroeléctrico Laja (El Toro, Abanico, Antuco, Rucúe y Quilleco)

CMg_{it} = Costo marginales en la barra donde se conecta la central i , etapa t

E_{it} = Energía inyectada al sistema por la central i durante la etapa t

menores para el sistema, esto se traduce en menos energía térmica, que va a ser reemplazada por energía hidráulica, o sea, mayores ingresos para el sector hidráulico. Este resultado es muy importante, pues hasta este punto, para una hidrología seca (tendencia que viene presentándose los últimos años en la zona central de Chile), si se compara la Propuesta con el Caso Base, los costos de operación del sistema disminuyen y los ingresos percibidos por la empresa aumentan.

CONCLUSIONES

La operación de un embalse multipropósito, para generación hidroeléctrica y riego, constituye un problema desafiante, especialmente considerando la naturaleza multiescala de las forzantes involucradas. La operación para riego está condicionada a escala de cuenca, mientras que la generación hidroeléctrica involucra una escala mayor, de sistema eléctrico interconectado.

En el caso del Lago Laja, la naturaleza multipropósito para generación hidroeléctrica y riego está capturada en un convenio de riego, que data originalmente de 1958 y que fue recientemente actualizado en 2017. Este convenio establece, entre otras condiciones, los caudales a ser entregados para ambos usos en función del volumen almacenado, adoptando un esquema de colchones. Previo a la actualización de 2017, se desarrolló un estudio (DOH, 2014) para identificar posibles alternativas de modificación. El presente trabajo da cuenta del análisis de una de tales alternativas sobre el riego en la cuenca y sobre la operación del Sistema Interconectado Central (SIC). La alternativa aquí analizada consiste esencialmente en aumentar el caudal que puede ser utilizado para generación en condiciones de muy bajo almacenamiento (colchón inferior de reserva), a fin de que estos caudales puedan ser utilizados por los segundos regantes aguas abajo.

El análisis fue realizado utilizando el modelo de Programación de Largo Plazo (PLP), que bajo una lógica de minimización del costo presente y futuro para el SIC, establece el uso del agua embalsada en un horizonte multianual, con etapas semanales y mensuales, utilizando un enfoque de programación dinámica estocástica dual. La modelación incluyó la operación de más de 300 centrales, para un periodo de tiempo de casi 2 años (25 etapas), y para 50 escenarios hidrológicos. La modificación propuesta se traduce en un cambio en las restricciones del modelo de optimización PLP.

El principal resultado del modelo corresponde a la función de costos futuros (FCF) esperados de cada uno de los embalses del sistema. Esta función representa el valor del agua embalsada, asimilado al costo térmico evitado en el futuro por contar con dicha agua. La pendiente de esta función representa el valor marginal del agua embalsada. La modificación propuesta hace que el valor futuro marginal del agua embalsada aumente. Además, los mayores caudales asignados para generación resultan en que más energía hidráulica sea

inyectada al SIC, lo que se traduce en costos futuros esperados menores.

A partir de la FCF se simuló la operación del sistema, incluyendo las entregas para generación hidroeléctrica desde el Lago Laja. Congruente con la FCF, la propuesta hace que para una hidrología seca se mantengan mayores volúmenes almacenados, como resultado de menores caudales turbinados fuera de la temporada de riego. En la temporada de riego para hidrología seca, los caudales turbinados son mayores como efecto directo de la modificación propuesta. Por otra parte, la propuesta no tiene un impacto significativo sobre los costos de operación del SIC. Para un escenario hidrológico seco, que representa el comportamiento hidrológico de los últimos años en la zona central de Chile, con la Propuesta se obtienen costos de operación 0.22% menores (equivalentes a 8.4 MUSD para todo el período modelado) que para el Caso Base. Esto se explica por el aumento de caudales de generación propuesto cuando el sistema se encuentra en una condición de muy bajo almacenamiento, que desplazan generación térmica. Adicionalmente, las modificaciones propuestas no alteran considerablemente la operación de otras centrales del SIC, incluyendo otras centrales de embalse.

En cuanto a los ingresos percibidos por la empresa hidroeléctrica, al asignarle la Propuesta mayores caudales en condiciones de bajo almacenamiento, ésta percibe más ingresos bajo un escenario hidrológico seco, pero el efecto se invierte para una hidrología media.

En síntesis, la modificación analizada es potencialmente atractiva, con beneficios para el SIC, para la empresa hidroeléctrica y para el riego, en un escenario hidrológico seco. Para otros escenarios, los ingresos de la empresa eléctrica se ven disminuidos respecto al convenio original.

AGRADECIMIENTOS. Los autores agradecen al Centro de Energía de la FCFM de la U. de Chile, y particularmente al Ing. Eduardo Pereira, por las simulaciones del programa PLP. Un especial agradecimiento al Prof. Ernesto Brown, quien proporcionó una completa explicación del estudio efectuado por CONIC-BF y participó como miembro de la Comisión de Trabajo de Título que dio lugar a este artículo.

REFERENCIAS

- Centro de Energía. Universidad de Chile. 2014. "Mejoras software de Programación de Largo Plazo - Convenios de Riego y Gestión de Embalses."
- Dirección de Obras Hidráulicas (DOH). Ministerio de Obras Públicas. 2014. "Estudio Hidrológico Río y Lago Laja y Batimetría Lago Laja VIII Región del Bío-Bío." Estudio efectuado por CONIC-BF Ingenieros Civiles Consultores Ltda. y DESMAR Ltda.
- Pereira, M. and Pinto, L. 1985. "Stochastic Optimization of a Multireservoir Hydroelectric System: A Decomposition Approach." *Water Resources Research* 21(6): 779-792.
- Puertas, J. 2016. "Efecto del Convenio de Riego del Sistema Hidroeléctrico Laja sobre la Programación de Largo Plazo del Sistema Interconectado Central de Chile." Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.

PROCESOS METEOROLÓGICOS EN EVENTOS DE PRECIPITACIÓN Y SIMPLIFICACIONES EN INGENIERÍA. BUSCANDO EL EQUILIBRIO ENTRE LA FÍSICA Y LA PRÁCTICA.

Miguel Lagos-Zúñiga^{1,2}, Roberto Rondanelli^{3,4} y René Garreaud^{3,4}

(1) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile

(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile

(3) Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

(4) Centro de Investigación del Clima y la Resiliencia (CR2) Universidad de Chile, Santiago, Chile

Contacto autor principal: mlagosz@uchile.cl

RESUMEN. El comportamiento térmico de la atmósfera en su estructura vertical permite construir forzantes en modelos hidrológicos, estimar la línea de nieves e isoterma cero, así como condiciones de inestabilidad atmosférica relacionadas con la ocurrencia de precipitación convectiva y estudios de contaminación atmosférica. La precipitación, por su lado, es el insumo principal en cualquier estudio hidrológico, por lo que su correcta cuantificación, junto con la determinación de la línea de nieves, permite comprender cuánta de la precipitación escurrirá de forma líquida y cuánta quedará almacenada en sectores cordilleranos por un tiempo más prolongado. En el presente artículo se muestran algunas prácticas comunes utilizadas en hidrología y cómo estas pueden ser abordadas desde las ciencias de la atmósfera. En particular nos referiremos al gradiente vertical de temperaturas, la determinación de la línea de nieves, presentamos una breve descripción de fenómenos físicos asociados a la precipitación y finalmente discutiremos sobre la interpolación espacial de la precipitación. Los tópicos analizados permiten concluir sobre la necesidad de colaboración entre ambas disciplinas y algunos desafíos pendientes.

INTRODUCCIÓN

Al revisar los estudios hidrológicos usuales, es un problema común la estimación de forzantes meteorológicas en cuencas sin observaciones o con una densidad insuficiente de registros, que no permite representar adecuadamente la heterogeneidad espacial de la precipitación, temperatura y la línea de nieves.

En Chile, el estudio de la línea de nieves ha sido un desafío abordado por diversos investigadores desde Lira (1941), suponiendo un gradiente vertical de temperaturas constante para la tropósfera (e.g., Vargas et al., 1988) así como caracterizando su relación con la isoterma cero (Garreaud, 1993). Con el uso de sensores remotos, se puede contar una poderosa fuente de información para estimar la superficie nival, determinando su comportamiento para distintas condiciones estacionales (Lagos y Jara, 2017).

La determinación de la ocurrencia, intensidad y distribución espacial de la precipitación es un problema de interés tanto para la comunidad hidrológica como meteorológica. Los procesos físicos que suelen ocurrir a gran escala, transporte de vapor de agua, convección y otros fenómenos resultan de interés para un meteorólogo, y cuando los hidrometeoros generados en las nubes caen en forma de precipitación sobre la superficie, pasan a ser de interés para la hidrología.

La determinación espacial de forzantes meteorológicas desde un punto de vista puramente hidrológico suele basarse en métodos regresivos o de interpolación, extrapolación espacial y suele no considerar la dinámica de la atmósfera y procesos microfísicos que ocurren en ella.

En el presente capítulo se discuten a modo descriptivo diversas simplificaciones utilizadas comúnmente en hidrología - modelación hidrológica y las consecuencias de estas suposiciones. Del mismo modo se analiza desde un punto de vista meteorológico, el realismo de estas simplificaciones y se discute sobre cómo poder mejorar dichas prácticas. De forma particular se analiza:

- Estimación perfil vertical de temperaturas
- Estimación de la línea de nieves.
- Estimación espacial de precipitación.

En el presente trabajo se muestra una revisión bibliográfica de los temas expuestos con algunos casos de estudio y modelación simplificada para situaciones hipotéticas finalizando con una discusión, conclusiones y desafíos pendientes.

ESTIMACIÓN DE TEMPERATURA

En modelación hidrológica, es esencial conocer las series de temperatura para alimentar cada una de las unidades de respuesta hidrológica. Quizá una de las prácticas más comunes, consiste en determinar un gradiente altitudinal de temperaturas (Escobar y Vicuña, 2009), estableciendo una regresión entre temperatura superficial y la temperatura en la zona de interés. El supuesto utilizado para esta aproximación es reconocer la estructura vertical de la tropósfera libre, que suele decaer a un gradiente vertical de temperaturas de 6,5 °C/km en una atmósfera estándar.

Durante el 12/06/2020 se registró un evento considerable de precipitaciones en Chile Central, registrando 14,2 [mm] en 11 horas en la estación Quinta Normal

(33,445°S; 70.683°W) y un acumulado de 29,8 [mm] en 14 hrs en Santo Domingo (33,655°S; 71.614°W). Si consideramos el comportamiento térmico de la atmósfera durante ese día (Figura 1), se aprecia que a las 08:00 am (12 Z), la atmósfera estaba bastante húmeda en los primeros niveles y se alcanza la saturación a los 1800 [m s.n.m.] y 2300 [m s.n.m.]. Del mismo modo se aprecia que la humedad prácticamente desaparece para alturas mayores a 4200 [m s.n.m.]. Otro aspecto importante que se aprecia con claridad es que el día inmediatamente siguiente, aparece una capa de mezcla con alta estabilidad hasta los 700 [m s.n.m.], recuperando una gradiente vertical de temperaturas

negativo por sobre esta elevación en la denominada troposfera libre, por otro lado, la atmósfera presentó una condición bastante lejos de la saturación, con un contenido de humedad altamente variable en la vertical (Figura 1, panel derecho). La condición de inversión térmica aquí observada es una característica típica del invierno (70% del tiempo, según Rutllant, 1981) y puede alcanzar hasta 1200 [m s.n.m.] en la cuenca de Santiago (Garreaud y Rutllant, 2006), esta capa según los flujos radiativos de onda corta puede romperse para horas más avanzadas del día (Corral, 2014).

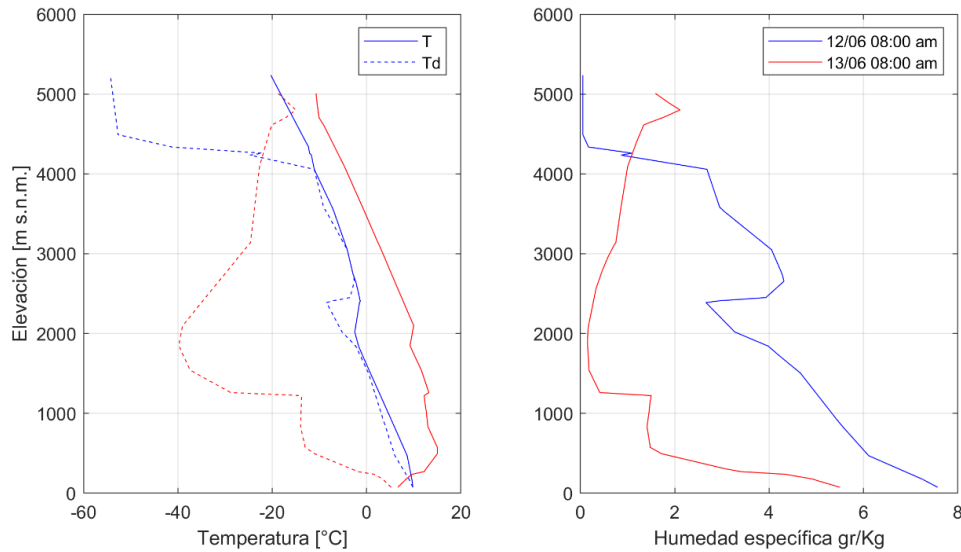


Figura 1. Observación de globos sonda en la estación Santo Domingo para los días 12/06 (azul) y 13/06 (rojo) a las 08:00 am. En el panel izquierdo se muestran las temperaturas y temperaturas de punto de rocío en líneas continuas y segmentadas respectivamente y en el panel derecho se muestra la humedad específica.

Supongamos ahora que se tiene un modelo hidrológico que debe ser alimentado por forzantes, para simular la respuesta de alguna cuenca a este evento de precipitación. Al considerar todas las estaciones meteorológicas con transmisión satelital (DGA, DMC y AgroMET) entre las latitudes 32,7° y 33,9° S para utilizar un modelo lineal de estimación de temperaturas y contrastar con registros de globos sonda (Figura 2), se tiene que mientras existe la capa de mezcla, el comportamiento de las estaciones presenta una gran dispersión y no sigue un comportamiento lineal. Por otra parte, mientras se tiene una atmósfera menos estable, las observaciones en superficie se asemejan bastante a las obtenidas mediante globo sonda. De la Figura 2 se puede sugerir que en el caso de un día con precipitaciones la atmósfera está bien mezclada en relación al contenido de vapor. En el caso de un día sin precipitación las diferencias entre las estaciones y el sondeo pueden deberse tanto a la desacople de la capa de mezcla marina (eso sugiere al menos la existencia de una capa de inversión) y también al desarrollo de una capa de mezcla local sobre los sitios elevados, en donde la

temperatura esté determinada mayormente por el balance energético local. Desde la termodinámica de la atmósfera, es posible deducir el gradiente vertical de temperaturas de una atmósfera saturada (Γ_s) según la Ecuación (1) (Wallace and Hobbs, 2006, Cap3).

$$\Gamma_s = \Gamma_d \left[\frac{1 - \rho L_v \left(\frac{dr_s}{dp} \right)_T}{1 + \frac{L_v}{c_p} \left(\frac{dr_s}{dT} \right)_p} \right] \quad (1)$$

donde:

- Γ_d : Gradiente vertical de temperaturas de una atmósfera seca (9,8 °C/km)
- ρ : Densidad del aire.
- L_v : Calor latente de vaporización
- r_s : Razón de mezcla de vapor de saturación
- p : Presión atmosférica
- T : Temperatura de la atmósfera
- c_p : Calor específico a presión constante

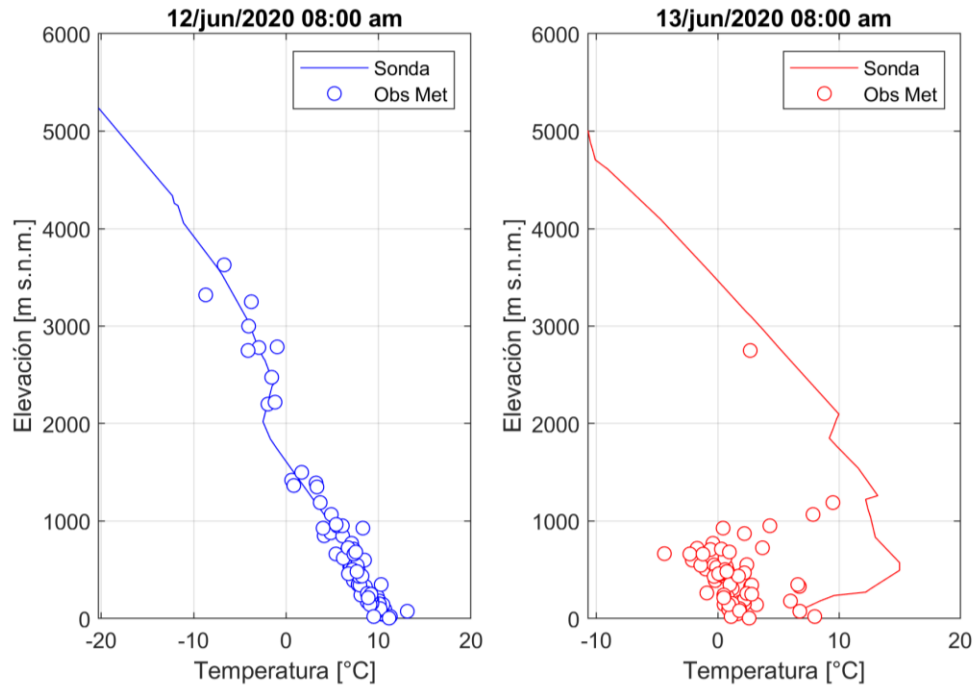


Figura 2. Perfil vertical de temperaturas obtenido mediante globo sonda de Santo Domingo y observaciones en superficie para días con y sin ocurrencia de precipitaciones.

Valores típicos de Γ_s , van entre 4 [°C/km] hasta 6 [°C/km], sin embargo, en la tropósfera alta es prácticamente idéntico al gradiente vertical de temperaturas de una atmósfera seca por el reducido contenido de humedad de la atmósfera en mayores altitudes. Supongamos dos valores de Γ_s para el mismo evento de precipitación: 4 y 5 [°C/km], al contrastar estas pendientes desde que se alcanza el nivel de condensación por ascenso (saturación) en las temperaturas medias diarias, se observan los perfiles de temperatura de la Figura 3.

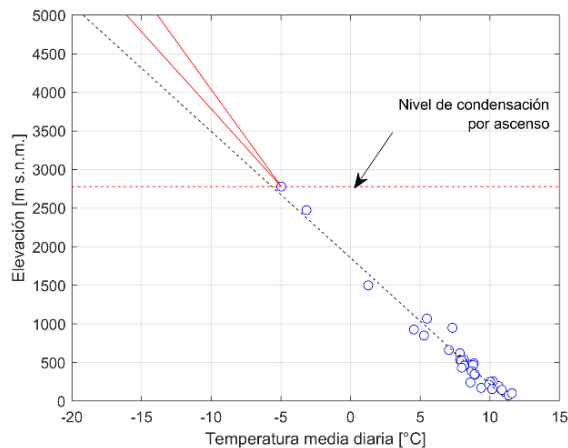


Figura 3. Perfil vertical de temperaturas derivado de observaciones medias diarias entre latitudes 33,4° S y 33,8° S (puntos) para el día 12/06/2020. Ajuste logrado con una regresión lineal (negro) y temperaturas que se tendrían (rojo) si se sigue gradiente adiabático húmedo desde el NCA entre -4 y -5 [°C/km].

Las implicancias que tendrá continuar con gradiente térmico idéntico a lo que se tenía en la tropósfera baja, repercutirá directamente en la correcta estimación del área pluvial aportante y en la nieve potencialmente acumulable para cotas más bajas.

Del mismo modo, supongamos que se tienen los mismos gradientes, pero esta vez en la temporada de deshielo y con una temperatura media en superficie de 10 [°C] por sobre la registrada en este caso. Si la temperatura de derretimiento de la nieve se supone igual a 0°C, se tendrá que sobre los 3.500 [m s.n.m] podría fácilmente acumular nieve de forma permanentemente por la falta de energía suficiente para derretimiento.

Este último hecho, ocurre con frecuencia en modelación hidrológica distribuida y suele abordarse variando parámetros asociados al derretimiento de la nieve y glaciares, evitando así una acumulación de este recurso durante el periodo de modelación. Dado lo anterior, una aproximación más realista de las temperaturas en altura podría reducir un poco la incertidumbre asociada a la modelación hidrológica, conciliando los procesos físicos relacionados con la ocurrencia de caudales de deshielo.

A modo de ejemplo, se muestran gradientes verticales de temperatura calculados en base a estaciones de superficie en el valle del río Mapocho, con temperaturas medias diarias desde 01/01/1980 hasta 16/08/2016 (Tabla 1) y los coeficientes de correlación ajustados (Figura 4). En ella es posible apreciar que la media de gradiente vertical de temperaturas (dT/dZ) en días secos se da en torno a -4 K/km, mientras que para días húmedos se centra en -5.5 K/km. El resultado anterior ha sido documentado con estimaciones similares para la Quebrada de Ramón (Ibañez et al., 2018).

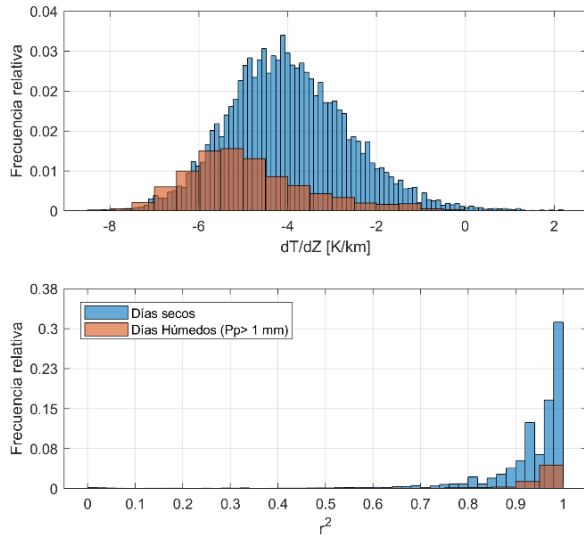


Figura 4. Histograma del perfil vertical de temperaturas derivado de observaciones medias diarias a lo largo del valle del río Mapocho (panel superior) y frecuencia de los coeficientes de correlación ajustados entre observaciones en superficie para días secos y húmedos, definidos como aquellos días con precipitación observada en Quinta Normal sobre 1 [mm]. No se rellenan datos faltantes en estaciones de temperatura.

ESTIMACIÓN DE LÍNEA DE NIEVES

Otro aspecto relevante en hidrología es la determinación de la línea de nieves, que se define como la elevación

que diferencia la ocurrencia de nieve o lluvia durante un evento de precipitación. Su estimación se utiliza principalmente para determinar la magnitud de eventos de crecida y se asocia usualmente a la isoterma cero o 1 [°C].

Los enfoques existentes en Chile para estimar la línea de nieves son variados y comenzaron a publicarse desde los años 80. Vargas et al. (1988) y Seguel, 1985, proponen un método basado en la temperatura índice (Ecuación 2), una temperatura umbral para la ocurrencia de nieve y la suposición de un gradiente atmosférico preferentemente húmedo (Ecuación 3).

$$T_{indice} = (T_{m\acute{a}x} + (k - 1)T_{m\acute{i}n})/k \quad (2)$$

$$H_{LNV} = H_{Estaci\acute{o}n} - (T_{indice} - T_{umbral})/\Gamma \quad (3)$$

donde:

- $H_{Estaci\acute{o}n}$: Elevación de estación meteorológica base [m s.n.m.].
- $T_{m\acute{a}x}$: Temperatura máxima diaria [°C].
- $T_{m\acute{i}n}$: Temperatura mínima diaria [°C].
- T_{umbral} : Temperatura a la cual la precipitación ocurre en forma de nieve.
- k : Número entre 4 y 7, Seguel y Stowhas (1985) proponen $k=7$.
- Γ : Gradiente vertical de temperatura observada [°C/m]

Posteriormente, Garreaud (1993), al analizar datos de globos sonda propone que la línea de nieves suele

Tabla 1. Estaciones meteorológicas utilizadas para construir la Figura 4, con su ubicación y completitud de datos diarios en el periodo 1980-2016.

Nombre estación	Elevación [msnm]	Latitud	Longitud	% Datos
Portillo	3000	-32.8444	-70.1108	8%
Rio Aconcagua en Chacabuquito	950	-32.8503	-70.5094	18%
Rungue Embalse	700	-33.0194	-70.9081	71%
Huechun Andina	590	-33.0758	-70.7686	51%
La Ermita central en bocatoma	1350	-33.3414	-70.3636	21%
Rio Mapocho en los almendros	966	-33.3703	-70.4508	19%
Campus san Joaquín UC	570	-33.4975	-70.6142	6%
Quebrada de Macul	950	-33.5017	-70.5144	6%
Glaciar Echaurren	3850	-33.5722	-70.1283	8%
Laguna Negra	2780	-33.6658	-70.1078	11%
El Yeso Embalse	2475	-33.6767	-70.0886	95%
Quinta Normal Santiago	527	-33.445	-70.6828	100%
PUDAHUEL SANTIAGO	482	-33.3919	-70.7944	100%
EULOGIO SANCHEZ TOBALABA AD.	650	-33.4544	-70.5478	100%
Los Bronces	3429	-33.1488	-70.2851	29%
Lagunitas	2765	-33.200	-70.2611	44%

situarse en promedio 300 [m] por debajo de la elevación de la isoterma cero (Ecuación 3).

$$H_{LN-G} = H_0 - 300 \quad (3)$$

Más recientemente, Covian y Stowhas (2015), proponen una caracterización de línea de nieves en todo el territorio nacional basándose en diferentes probabilidades de excedencia de diseño y analizando el comportamiento de varias tormentas proponiendo diversas ecuaciones para distintas épocas del año.

En el libro “Principles of Snow Hydrology” de Dewalle and Rango (2008), se propone que la ocurrencia de nieve es función directa de la humedad relativa, pues esta última definirá la temperatura crítica o umbral, que determina cuando un evento de precipitación será sólida o líquida según se muestra en la Figura 5. Este método fue testeado en la cuenca del río Coya (32° S) y entregó las mejores estimaciones para la línea de nieves según Lagos et al. (2015).

El motivo físico que explica que la línea de nieves esté más bajo que la isoterma cero, y que introduce la existencia de una temperatura umbral, puede explicarse por un enfriamiento local de los hidrometeoros, induciendo su congelación durante el trayecto de caída de las nubes. Este enfriamiento sería más efectivo en condiciones de atmósfera seca por la disminución de la probabilidad de coalescencia con moléculas de vapor de agua.

Lagos y Jara (2017), analizando imágenes satelitales MODIS para su producto cobertura nival fraccional, han encontrado que la línea de nieves, analizada en eventos de precipitación diaria por sobre 10 [mm], presenta un comportamiento dinámico apreciable. A modo de

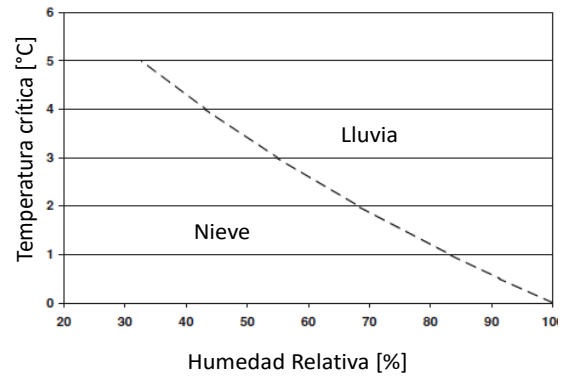


Figura 5. Temperatura umbral o crítica que diferencia la ocurrencia de nieve o lluvia. Fuente: Adaptado de Dewalle & Rango (2008).

ejemplo se muestran líneas de nieve estimadas mediante percepción remota en la cuenca del río Copiapó, apreciándose que existe una alta variabilidad de esta, la que pueda cambiar según la época del año (Figura 6). Sobre zonas de glaciares descubiertos, existe además una capa turbulenta donde puede darse una inversión térmica debido a los efectos de temperaturas sobre cero en la atmósfera. Estos altos gradientes, generan incluso gradientes térmicos muy negativos en otros sectores de glaciares descubiertos. Ayala et al. (2017), muestra que la incorporación de la dinámica de estos efectos puede generar diferencias de hasta 15° respecto a la estimación de temperaturas basadas simplemente en la consideración de gradientes térmicos basados en observaciones en superficie a cotas inferiores. Por todo lo anteriormente expuesto, y dada la complejidad real de la atmósfera, que varía altitudinalmente en su composición y está afecto a

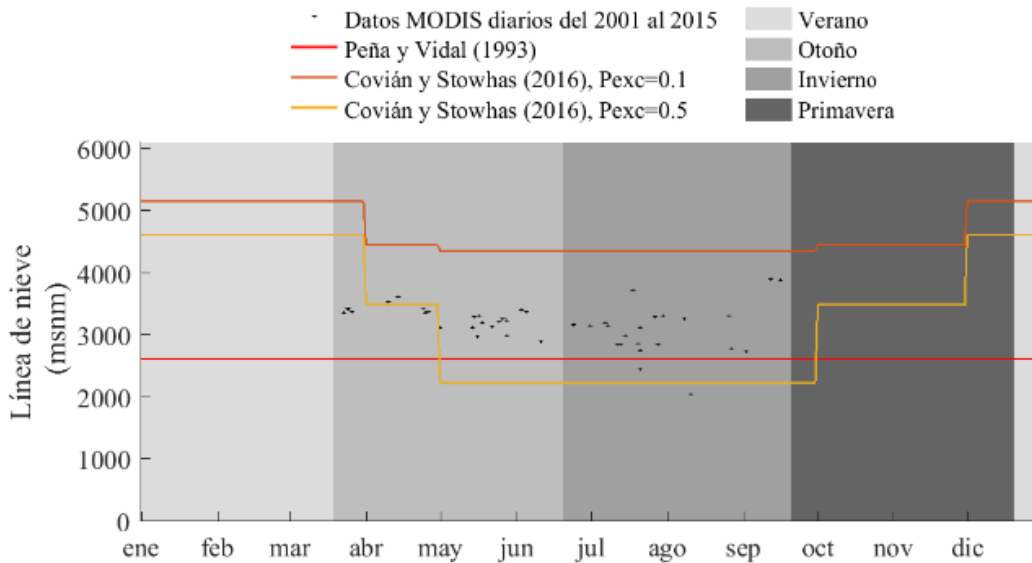


Figura 6. Elevación de la línea de nieves calculada por percepción remota en el río Copiapó en el periodo 2001-2016. En la línea roja se muestra la cota de Peña y Vidal (1993) para la latitud más cercana y en otras líneas se muestra la elevación planteada por Covián y Stowhas (2015) para dos probabilidades de excedencia. Fuente: Figura elaborada por Francisco Jara en el marco del estudio Lagos y Jara (2017).

fenómenos de escala sinóptica para resolver la Ecuación (1), tanto para días húmedos, como en días sin precipitación pero donde ocurra saturación, permitirá mejorar las estimaciones de esta variable crucial desde un punto de vista dinámico y más allá de los típicos criterios utilizados, pero vigentes en el diseño de importantes obras hidráulicas en el país (DGA, 1995; Dirección de Vialidad, 2017), donde se supone simplemente una elevación de línea de nieves estática.

PRECIPITACIÓN COMO ORIGEN FÍSICO Y CASO TEÓRICO CON MODELO LINEAL DE PRECIPITACIÓN OROGRÁFICA

La ocurrencia de la precipitación en meteorología es un proceso más bien complejo que comienza con la condensación y procesos de coalición-coalescencia que se desarrollan dentro de una nube (Wallace and Hobbs, 2006). La eficiencia en la producción de hidrometeoros, así como los tiempos que le tomará a una gota de agua en alcanzar la superficie son tiempos microfísicos relevantes, que dependiendo de la velocidad de desplazamiento de la nube repercutirán en el lugar de caída de la partícula de precipitación. Del mismo modo, si el tiempo transcurrido entre que un hidrometeoro abandona la nube es suficientemente alto y las condiciones atmosféricas lo permiten, este puede experimentar evaporación, derretimiento y/o sublimación, según corresponda.

Para los Andes extra tropicales existe una importante evidencia de un incremento de precipitación con la elevación. Viale y Garreaud (2015), analizaron la precipitación diaria observada entre las latitudes 33° y 44°S, encontrando que, en general, se tiene que las estaciones ubicadas en la zona de pendiente barlovento registran en general dos veces más precipitación que en las zonas más bajas viento arriba de las barreras montañosas, resultado similar al obtenido por Falvey y Garreaud (2007). Scaff et al. (2007), reportó un gradiente medio de 6,3 [mm/km] en 30°S, encontrando rangos de variación para eventos puntuales de -42 a 52 [mm/km].

El efecto de remover la cordillera de los Andes en modelos numéricos que resuelven la física completa de la atmósfera son concluyentes respecto al rol de los Andes en el incremento de montos de precipitación (eg. Barret et al., 2009; Viale, 2010), de modo que, al no existir los Andes, las precipitaciones serían sustancialmente menores.

Para que ocurra precipitación debe necesariamente existir ascenso que se favorece en condiciones de inestabilidad atmosférica para eventos convectivos, o por efectos dinámicos al enfrentar topografía como el ascenso orográfico en atmósferas típicamente estables. La Frecuencia de Brunt-Vaisälä (Ecuación 4), es una medida típica en meteorología para cuantificar inestabilidades. En el cálculo de N_m , se compara que tan distinta es un gradiente vertical de temperatura

observada respecto a una atmósfera seca. Para valores bajos de N_m , se está en condiciones de inestabilidad mientras que para valores altos se estará en condiciones de estabilidad (Wallace y Hobbs, 2006).

$$N_m = \left[\frac{g}{T} (\Gamma_{obs} - \Gamma_d) \right]^{0.5} \quad (4)$$

Donde:

- g : Aceleración de gravedad
- T : Temperatura de referencia de la atmósfera.

La frecuencia de Brunt-Vaisälä además permite definir el número de Froude de la dinámica del flujo atmosférico que viaja a una velocidad U al enfrentarse a una barrera montañosa de altura h .

$$Fr = \frac{U}{N_m h} \quad (5)$$

Para condiciones de $Fr > 1$ se tendrá un flujo sobre la barrera montañosa, mientras que en caso contrario el flujo se dará a través de ella para una montaña individual o se desplazará hacia el norte o el sur al enfrentarse a una barrera montañosa de extensión horizontal significativa. La condición de $Fr < 1$ se conoce como bloqueo orográfico y se traduce en precipitaciones máximas en el valle, en caso contrario las precipitaciones serán máximas en la pendiente de barlovento y de mayor elevación si existe suficiente humedad en la altura. En términos del flujo, siempre habrá una capa inferior que está bloqueada y una superior que si logra cruzar la barrera de altura h . De este modo el cálculo de esta altura crítica y su comparación con la altura de las montañas es un desafío que ayuda a determinar con mayor exactitud el bloqueo orográfico.

La zona de influencia de precipitación en caso de bloqueo está dado por el Radio de deformación de Rossby $N_m h / f$, donde f es la vorticidad planetaria o parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \text{sen}(Lat)$) y Ω la velocidad angular de la rotación terrestre. Considerando valores típicos $N_m = 0,01 \text{ s}^{-1}$, $h = 3000 \text{ m}$ y $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ se genera una zona de bloqueo de 300 [km].

Para ejemplificar los impactos que puede tener la dinámica, así como procesos microfísicos en la generación de escorrentía se utiliza el modelo lineal de Smith and Barstad (2004) en la Cordillera de la Costa Chilena, entre las latitudes 40° y 40,4°S (Figura 7). Esta zona se ubica 23 [km] al sur oeste de la ciudad de Valdivia y a 50 [km] al este de la localidad de La Unión, capital de la Provincia de Ranco en la región de Los Ríos. Estas montañas alcanzan elevaciones máximas cercanas a 1000 [m.s.n.m] en la latitud 40.2° S y presentan diversos cordones montañosos de entre 10 y 50 [km] de ancho, teniendo una orientación NW en la parte norte hacia una orientación Oeste en la parte sur. La zona de máximas elevaciones se sitúa en torno a 10 km de la costa.

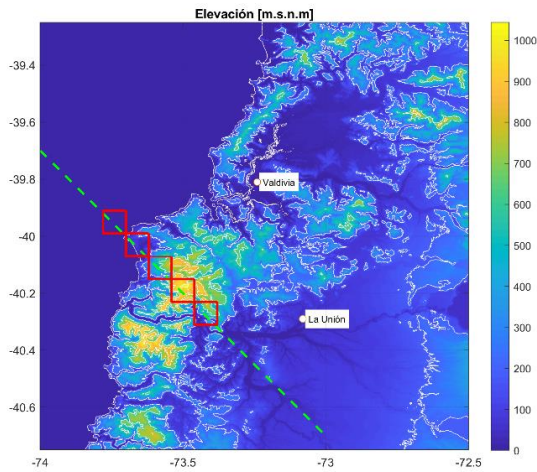


Figura 7. Mapa de elevación de la zona de estudio considerada, se muestran en blanco contornos de elevación cada 250 [m], una transecta NW en donde se hace el análisis de la distribución espacial y en cuadros rojos las cinco zonas donde realiza el análisis espacial, desde 15-km corriente arriba (desde el NW) hasta en la pendiente de sotavento.

Como caso base se considera una condición de viento NW de 10 [m/s] y una frecuencia de Brunt-Vaisälä de 0,005 [s^{-1}]. Se considera además tiempos microfísicos τ_c

y τ_f de 1000 [s] para una altura con suministro de humedad específica de 3 [km]. Como resultado de esta simulación se aprecia en la Figura 8, que la precipitación máxima ocurre en la pendiente de barlovento y la barrera montañosa tiene una influencia de varios kilómetros corriente arriba de la misma.

Cuando se cambia la dirección del viento predominante al viento Norte (Figura 9), es notable el efecto en la distribución espacial que se produce, pues naturalmente las pendientes de barlovento cuya orientación sea perpendicular a la velocidad de las parcelas de aire se verán favorecidas en la generación de precipitación por efecto orográfico.

Llevando los resultados de simulaciones a un análisis espacial e incorporando una nueva simulación viento oeste, se puede observar diferencias en las curvas de intensidad-área, análogas a las curvas de Precipitación-Duración-Área de la Figura 10, donde se aprecian diferencias en las superficies afectadas por distintas intensidades de precipitación.

Un resumen de la localización y valores de máxima intensidad de precipitación alcanzadas se muestra en la Tabla 2. Allí es posible inferir que, dependiendo de la duración del evento, bajo el supuesto de una intensidad constante, se apreciarán diferencias muy significativas en los montos totales de precipitación y en diversos sectores de la zona en estudio.

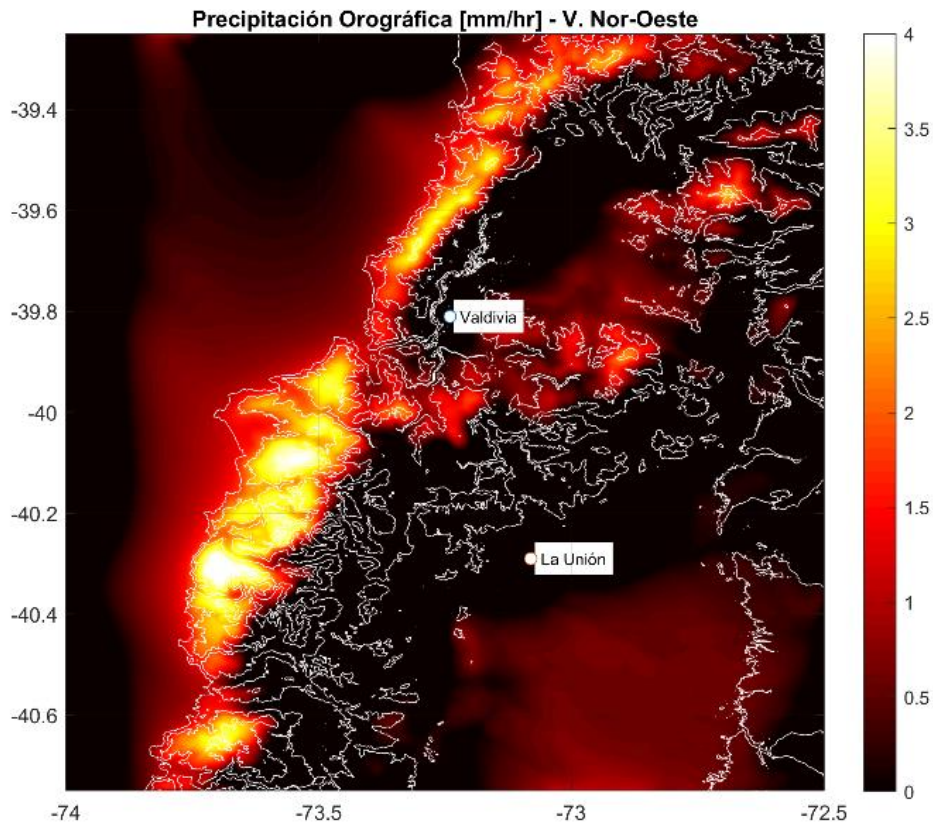


Figura 8. Mapa base de precipitación para las condiciones de viento NW de 10 [m/s], $N_m = 0,005s^{-1}$ y tiempos microfísicos de 1000 segundos.

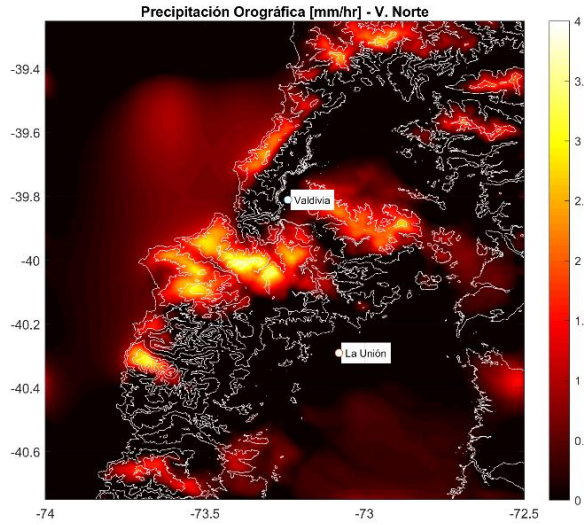


Figura 9. Mapa de precipitación para las condiciones de viento N de 10 [m/s], $N_m = 0,005s^{-1}$ y tiempos microfísicos de 1000 segundos.

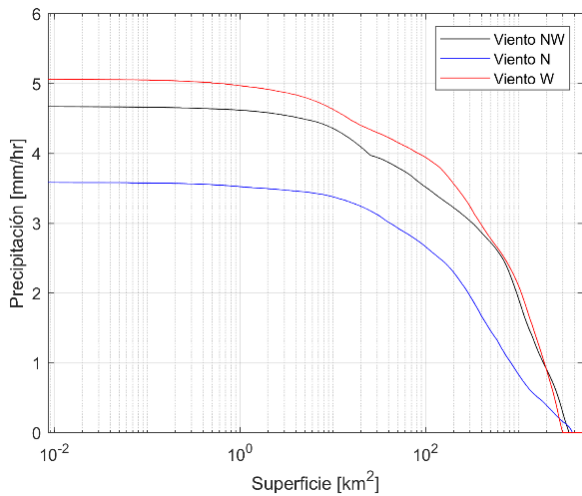


Figura 10. Comparación entre la superficie influenciada por distintas intensidades de precipitación al variar la dirección del viento.

Al realizar un análisis de sensibilidad de la velocidad del viento (Figura 11, panel superior), se aprecia que la zona más alejada de la montaña sólo se ve influenciada por la precipitación para velocidades inferiores a 21 [m/s] alcanzando un máximo de 0,8 [mm/h]. Para la pendiente de barlovento siempre se generan precipitaciones, pero estas disminuyen abruptamente para velocidades mayores a 30 [m/s]. La zona de máxima elevación presenta una relación monótona creciente de la lluvia con la velocidad hasta 26 [m/s], alcanzando una intensidad máxima de 7 [mm/h], descendiendo levemente para velocidades mayores. En la pendiente de Sotavento, sólo se perciben precipitaciones para vientos mayores a 17 m/s. [m/s], alcanzando intensidades máximas de 4 [mm/h], para vientos de 31 [m/s].

Tabla 2. Valores de intensidad máxima, ubicación de zonas de máxima precipitación la superficie que influyen en el cuadrante definido por las coordenadas (72,25; 73,25)W y (40,0; 40,6)S.

Caso	Zona de máxima precipitación	Superficie de máxima precipitación [km ²]	Intensidad media [mm/h]
Viento NW (base)	Pendiente barlovento	1	4,8
Viento N	Máxima elevación	10	3,8
Viento W	Pendiente Barlovento	0,5	5

En la Figura 11 (panel inferior) se aprecia que la precipitación es altamente influenciada por la frecuencia de Brunt-Väisälä para frecuencias entre 0,001 y 0,015 [s⁻¹] en todas las zonas geográficas analizadas. Para la zona más alejada de las montañas en barlovento, se alcanza un máximo para $N_m=0,05$ [s⁻¹] con intensidades cercanas a 0,9 [mm/h]. A pie de monte, se alcanzan intensidades mayores a 1 [mm/h] para frecuencias inferiores a 0,01 [s⁻¹]. En la pendiente de barlovento se alcanzan valores por sobre 1 [mm/h] para frecuencias inferiores a 0,015 [s⁻¹], con un máximo de precipitación de 6,8 [mm/h].

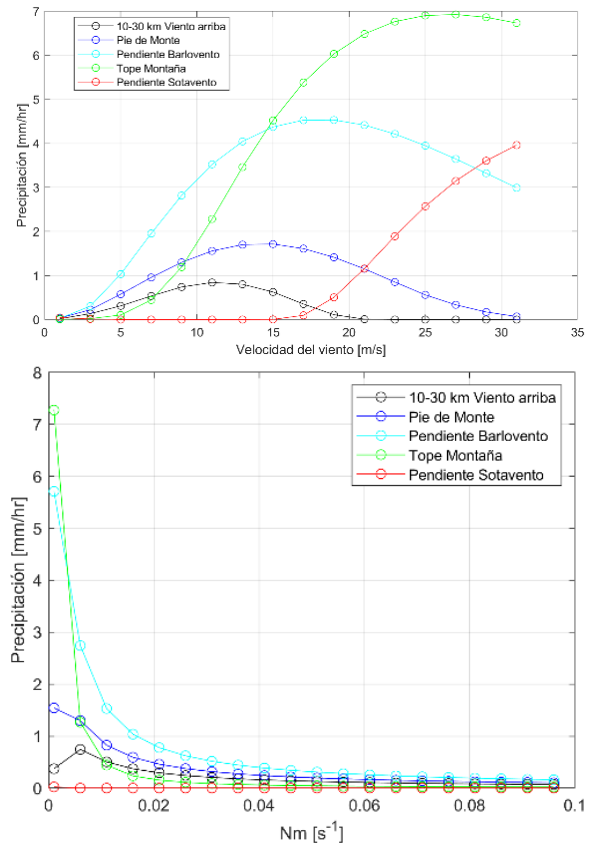


Figura 11.- Análisis de sensibilidad para la ocurrencia de precipitación en el espacio dadas distintas condiciones de velocidad de viento y tiempos microfísicos en las zonas identificadas en la Figura 7.

Para el tope de montaña, este valor alcanza valores máximos para todas las zonas analizadas a frecuencias inferiores a 0,05 [m/s] teniendo un valor máximo de 7,2 [mm/h]. Se destaca que salvo para el caso de 10-30 km viento arriba se alcanza un valor máximo de precipitación para una frecuencia de 0,05 [s^{-1}], el resto muestra su máxima intensidad para la mínima frecuencia Nm analizada. Para la condición base analizada, la pendiente de sotavento no reporta precipitación.

Todo lo anteriormente expuesto, permite mostrar de un modo simplificado pero realista, los diversos procesos que están involucrados en la ocurrencia de precipitación orográfica, que, de no tenerse en consideración serán tratados desde un punto de vista netamente estadístico o de interpolación/extrapolación de observaciones puntuales.

DISCUSIÓN

El gradiente vertical de temperaturas, así como el perfil de humedad para un cierto instante de tiempo, determinarán que tan fiables serán las estimaciones de temperatura para elevaciones mayores al nivel de condensación por ascenso. Del mismo modo permitirán estimar de un modo más adecuado la línea de nieves para días de tormentas.

Debido a la presencia de una capa de inversión térmica que permanece o puede ser destruida durante el ciclo diurno (Corral, 2014), existirán días donde será más difícil realizar una correcta estimación de la temperatura

a distintas elevaciones, reflejadas en menores coeficientes de correlación lineal entre distintas estaciones, aunque esto no sea muy frecuente. A escala de tiempo horaria, definitivamente la correcta representación de la temperatura necesariamente requerirá considerar los procesos de meteorología a meso-escala y/o de balances energéticos a escalas temporales inferiores.

La determinación espacial de la precipitación es un proceso básico que debe ser analizada en detalle durante la realización de un estudio hidrológico. En la docencia de hidrología, se muestran algunos métodos para estimar dicha variable, siendo los más típicos: i) Promedio aritmético, ii) Polígonos de Thiessen, iii) Método de las Isoyetas y iv) Métodos hipsométricos (Dingman, 2015; Chow et al., 1994).

Todos los procesos anteriormente escritos, así como otros métodos geoestadísticos (Dingman, 2015) consideran la variabilidad espacial de la precipitación en base a observaciones puntuales, reduciéndose el problema a la estimación de superficies de precipitación en un dominio extenso, considerando un número limitado de estaciones.

Otros aspectos dinámicos como la inestabilidad y el bloqueo orográfico también repercutirán en la distribución espacial de la precipitación. Si bien pueden existir gradientes típicos, estos son susceptibles a una gran variabilidad dependiendo de estas condiciones (Scaff et al., 2017). De modo que ajustar un gradiente orográfico según un método hipsométrico no necesariamente será el mejor método para distribuir esta

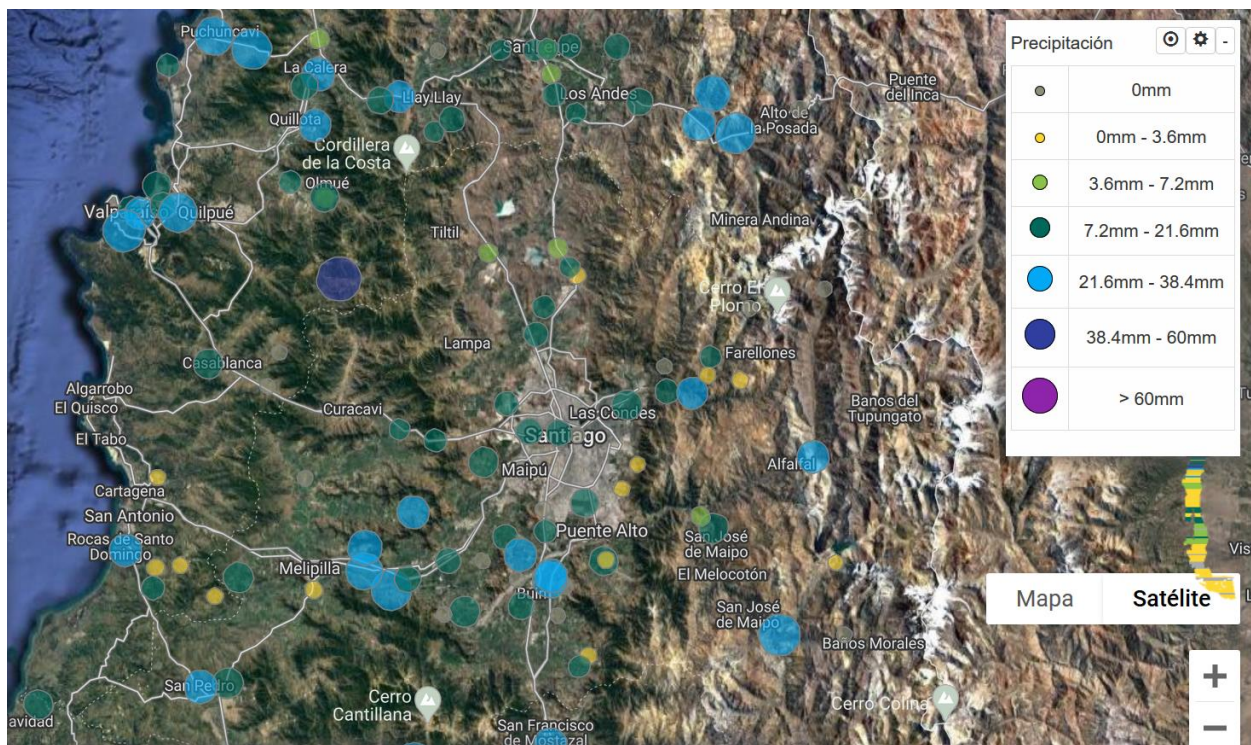


Figura 12. Precipitaciones diarias registradas para el evento del 12/06/2020 informadas en la plataforma VISMET (<http://vismet.cr2.cl/>)

variable en el espacio, puesto que, a cotas máximas, no necesariamente se tendrán los montos máximos de precipitación (eg. Falvey y Garraud, 2007).

Por ejemplo, al analizar el evento del 12/06/2020 (Figura 12), se aprecia que, en un periodo de 24 horas, se obtiene una distribución de precipitaciones bastante heterogénea, donde no se sigue necesariamente un gradiente orográfico de precipitación claro, existiendo máximos en torno a las costas de Valparaíso, en algunos valles, así como un máximo en plena Cordillera de la costa.

Los perfiles de velocidad y dirección de viento (Figura 13), evidencian que cerca de la superficie se tenían velocidades de dirección SW y NE y en la medida que se sube en elevación, cambia la dirección a viento NW. Dicho comportamiento ilustra la compleja fluidodinámica de la atmósfera, que, al estar cerca de la superficie, está sujeta a condiciones de no penetración en la topografía de los vientos de escala sinóptica, así como de condiciones más locales inducidas por gradiente de temperaturas locales, capa límite atmosférica, entre otros procesos.

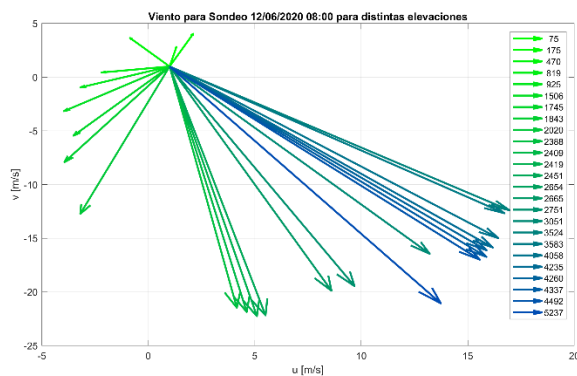


Figura 13. Dirección y velocidad de viento para radiosondeo del 12/06/2020 en la Estación Santo Domingo a las 08:00 am.

A lo anterior se suma el hecho que algunas estaciones en altura no reportan precipitación, presumiblemente por la falta de mediciones precisas de la nieve, que requieren o derretirla o pesarla, protegiendo además la medición para evitar el proceso de subestimación de estas mediciones para eventos de nieve (Yang et al., 1998) donde se reporta una subestimación para la nieve cercana al 90%.

Para este tipo de fenómenos, presumiblemente una distribución aplicable a zonas topográficas uniformes es posible utilizar interpolaciones espaciales típicas (eg. Inverso de la Distancia en Gómez et al., 2017), sin embargo, para construir un modelo orográfico será necesario considerar siempre la dirección preferencial del viento para reproducir estimaciones realistas. De todos modos, para regiones de Sotavento este modelo perderá validez por el efecto de bloqueo apreciable en la Figura 11, utilizando un modelo simplificado.

El uso de modelos de regresión logística y de regresión paramétrica entre observaciones y atributos topográficos ha sido ampliamente utilizado (eg. Castro et al., 2014) y permite el desarrollo de set-de datos consistentes, que en caso de tener como inputs reanálisis atmosféricos, permiten tener una estimación realista y que a su vez esté, de algún modo modulada por los procesos microfísicos que ocurren.

En el contexto de lo recién expuesto, cabe señalar que como parte de la actualización del balance hídrico nacional (DGA, 2017) se ha desarrollado el producto meteorológico grillado CR2MET que va en esta línea y entrega de forma pública estas estimaciones para características climatológicas típicas y propias para distintas latitudes.

Por otra parte, el estudio de fenómenos extremos como el desastre ocurrido en la región de Atacama en marzo de 2015 por un comportamiento sinóptico inusual (Rondanelli et al., 2019), requerirá de modelación numérica con algún esquema de asimilación de datos para poder reducir la incertidumbre de las estimaciones. La Hidrometeorología como disciplina en crecimiento, ha permitido el acople de modelos dinámicos de la atmósfera como WRF a modelos hidrológicos, desarrollando incluso una versión directamente integrada en ambos procesos: WRF-Hydro (Gochis et al., 2013). El potencial de estos modelos permite una conexión directa, minimizando interpolaciones y otros procesos subjetivos en la modelación hidrológica.

Rasmussen et al. (2011), por ejemplo, realizó cuatro simulaciones de alta resolución de WRF para reproducir precipitación sólida en Colorado, USA; validando sus simulaciones con mediciones in-situ de nieve, encontrando una relación precisa para altas resoluciones espaciales del modelo numérico.

En este sentido, tanto los procesos de balance de masa, energía y *momentum* que ocurren en la atmósfera, representados por simulación atmosférica, deben pasar por un paso de asimilación de observaciones para reducir la incertidumbre de dichas estimaciones. Del mismo modo, los modelos hidrológicos deben ser calibrados para poder reproducir condiciones observadas, según disponibilidad, en sus distintas variables de estado y flujos. Esta retroalimentación abre un gran abanico de oportunidades y debe ser explorado por la comunidad nacional en vista de mejorar la comprensión de los procesos físicos involucrados tanto en la hidrología como en la meteorología.

CONCLUSIONES

A lo largo de la información presentada en este capítulo se recalca la importancia de la estimación del perfil vertical de temperaturas, que permite tener nociones más asertivas sobre la cuantificación de recursos hídricos y una mejor estimación de flujos de masa producto del derretimiento de nieve y glaciares. Este último aspecto

es clave también a la hora de cuantificar inestabilidad atmosférica y generación de precipitación.

La línea de nieves depende directamente del perfil vertical de temperaturas, de modo que su correcta estimación, conociendo también su cambio producto de la saturación de la atmósfera, generará un conocimiento más acabado y realista del proceso analizado.

Modelos típicos para distribuir la precipitación en el espacio, deben ser revisitados considerando las condiciones sinópticas o de convergencia local que les impulsaron, puesto que un modelo netamente orográfico puede entregar valores sesgados de precipitación y esto dependerá tanto de la dirección del viento y características topográficas que definirán el bloqueo y la ocurrencia o no de precipitaciones a sotavento.

Finalmente se concluye que el desarrollo de la colaboración entre la meteorología y la hidrología es un puente necesario para favorecer la correcta interpretación y tratamiento de los procesos físicos involucrados tanto a escala de cuenca como a escala de cuenca como a escala sinóptica, especialmente en eventos de mayor complejidad o atípicos.

AGRADECIMIENTOS. Se agradece a Ximena Vargas Mesa, por su invitación a ser parte de esta iniciativa en homenaje a Ernesto y su constante motivación en el estudio y enseñanza de las ciencias hidrológicas durante tantas generaciones.

REFERENCIAS

- Ayala, A., Pellicciotti, F., & Shea, J. M. (2015). Modeling 2 m air temperatures over mountain glaciers: Exploring the influence of katabatic cooling and external warming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(8), 3139-3157.
- Barrett, B. S., Garreaud, R., & Falvey, M. (2009). Effect of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Monthly Weather Review*, 137(9), 3092-3109.
- Castro, L. M., Gironás, J., & Fernández, B. (2014). Spatial estimation of daily precipitation in regions with complex relief and scarce data using terrain orientation. *Journal of Hydrology*, 517, 481-492.
- Ven, T. C., Maidment, D. R., & MAYS, L. (1994). *Hidrología aplicada*. Editorial Mc Graw Hill, Santafé de Bogotá-Colombia, 2-5.
- Corral, M. (2014). Caracterización de la estructura térmica de la atmósfera en la cuenca de Santiago y su relación con la calidad del aire. Tesis para optar al grado de Magíster en Meteorología y Climatología. Departamento de Geofísica, FCFM. Universidad de Chile.
- Covian, F. y L. Stowhas. (2015). Modelación probabilística de la línea de nieves durante eventos de tormenta entre los 28.5° y 46.5 ° S. XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Santiago, Chile.
- Dewalle, D. R., and Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Second edition. Cambridge University Press.
- Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology*. Waveland press.
- Dirección General de Aguas, DGA (1995). Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. Elaborado por Ayala, Cabrera y Asociados Ingenieros Consultores Ltda. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- DGA (2017). Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile, Realizado por: Universidad de Chile & Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Dirección de Vialidad. (2017). Manual de Carreteras, Volumen 3: Instrucciones y criterios de diseño. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- Escobar, M., & Vicuña, S. (2009). Guía metodológica: modelación hidrológica y de recursos hídricos con el modelo WEAP. A joint publication of Centro de Cambio Global-Universidad Católica de Chile and Stockholm Environment Institute.
- Garreaud, R. (1993). Impacto de la variabilidad de la línea de nieves en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile Central. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Garreaud, R. D., & Rutllant, J. (2006). Factores meteorológicos de la contaminación atmosférica. Contaminación Atmosférica Urbana. Episodios críticos de contaminación ambiental en la ciudad de Santiago, 36-40.
- Gochis, D. J., Yu, W., & Yates, D. N. (2013). The WRF-Hydro model technical description and user's guide, version 1.0. NCAR Tech. Doc.
- Ibañez, M. A., Gironas, J. A., Oberli, C., & Chadwick, C. (2018). Daily and Seasonal Variation of the Temperature Lapse Rate and Freezing Level Location in the Andes Mountains. *AGUFM*, 2018, A31K-3014.
- Falvey, M., & Garreaud, R. (2007). Wintertime precipitation episodes in central Chile: Associated meteorological conditions and orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2), 171-193.
- Gómez, T., Cepeda, J., Lagos-Zúñiga, M. y S. Montserrat. (2017). Modelación hidrológica de la tormenta 25m en la cuenca del río huasco: validación de caudales usando datos sedimentológicos. XXIII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Lagos-Zúñiga, Miguel, Corwnell Edward y James McPhee. (2015). Metodología para estimar la línea de nieves en tiempo real y su validación con imágenes MODIS. XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Lagos-Zúñiga, Miguel y Francisco Jara. (2017). "Estimación de la línea de nieves utilizando técnicas de precepción remota, entre -28° y -36° de latitud ¿qué ha pasado desde Peña y Vidal?". XXIII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Lira, Gustavo. 1941. "Hidrología". Departamento de Obras Civiles, Universidad de Chile.
- Peña y Vidal. 1993. "Estimación estadística de la línea de nieves durante los eventos de precipitación entre las latitudes 28 y 38 grados sur". XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Rondanelli, R., Hatchett, B., Rutllant, J., Bozkurt, D., & Garreaud, R. (2019). Strongest MJO on record triggers extreme Atacama rainfall and warmth in Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3482-3491.
- Rutllant, J. (1981). Subsistencia forzada sobre ladera andina occidental y su relación con un episodio de contaminación atmosférica en Santiago. *Tralka*, 2(57), 76.
- Seguel, R., y Stowhas, L. 1985. Estimación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvionivales. VII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
- Scaff, L., Rutllant, J. A., Rahn, D., Gascoin, S., & Rondanelli, R. (2017). Meteorological interpretation of orographic precipitation gradients along an Andes west slope basin at 30° S (Elqui Valley, Chile). *Journal of Hydrometeorology*, 18(3), 713-727.
- Smith, R. B., & Barstad, I. (2004). A linear theory of orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(12), 1377-1391.

- Vargas, X., Brown, E. y Andreani, C. 1988. "Uso de información regional para la estimación de crecidas". CRH 88-53-I. Concepción: Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Viale, M. (2010). Características de las Precipitaciones Orográficas de invierno sobre los Andes Subtropicales Centrales Doctoral dissertation, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.
- Viale, M., & Garreaud, R. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10), 4962-4974.
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.
- Yang, D., Goodison, B. E., Metcalfe, J. R., Golubev, V. S., Bates, R., Pangburn, T., & Hanson, C. L. (1998). Accuracy of NWS 8" standard nonrecording precipitation gauge: Results and application of WMO intercomparison. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 15(1), 54-68.

PROYECCIONES DE CAMBIO EN LOS TIPOS DE CLIMAS EN CHILE CONTINENTAL UTILIZANDO EL ÍNDICE DE ARIDEZ COMO REFERENCIA

Tomás I. Gómez-Zavala¹

(1) Meteodata, Santiago, Chile

Contacto autor principal: tomas@meteodata.cl

RESUMEN. Se propone realizar potenciales cambios en la hidrología a nivel nacional para un periodo futuro. Esto considerando el efecto del cambio climático en el territorio nacional, revisando como proxy las proyecciones de dos de las principales variables del ciclo hidrológico: precipitación y evapotranspiración potencial (ETP), a través del uso del índice de aridez (IA) como valor referencial. Para ello, se utilizará como base de información, el producto meteorológico CR2MET, que cuenta con información de precipitaciones y temperaturas extremas a una resolución temporal diaria en el periodo 1985-2015 y una resolución espacial aproximada de 5x5km, para todo el territorio nacional. Utilizando este producto como base, se realiza un escalamiento estadístico de las proyecciones realizadas por 34 modelos de circulación general de la atmósfera, para la precipitación y las temperaturas extremas, a escala temporal diaria para el periodo 2030-2060. Utilizando la información de temperaturas extremas y de radiación incidente aproximada, se estima la evapotranspiración potencial, tanto en el periodo de línea base como futuro. Por medio del cálculo del índice de aridez (IA), se realiza una clasificación climática de todo el territorio nacional en seis categorías: hiperárido, árido, semi-árido, semi-húmedo, húmedo y frío. Utilizando dichas proyecciones, es posible revisar cambios espaciales en las categorías climáticas. Se estima que entre un 10% y un 13% del territorio nacional cambiará a una categoría más árida, al comparar el periodo de línea base, con el modelado 2030-2060. Se identifican tres zonas con mayor frecuencia de cambio de categoría climática hacia un sector más árido: (i) sectores cordilleranos altos, (ii) la parte norte de Patagonia y (iii) el valle central. Mientras que en los primeros dos sectores predomina la influencia del aumento de evapotranspiración potencial, en el caso del último el cambio de clima se asocia a un efecto conjunto de disminución de precipitación y aumento de ETP.

INTRODUCCIÓN

Chile es un país que, dadas sus características geográficas, presenta condiciones climáticas muy diversas, variando desde climas hiper-áridos, de precipitaciones casi nulas y alta oscilación térmica hasta climas extremadamente lluviosos y muy fríos, con una amplia gama de matices.

A pesar de esta gran variedad de climas, un elemento siempre presente es la Cordillera de los Andes, la cual siempre juega un papel preponderante, al modular la variabilidad climática según la región geográfica. En la zona norte, el Altiplano se vuelve escenario de precipitaciones estivales (conocido como invierno “altiplánico” o “boliviano”), debido a la interacción de la cordillera con corrientes de humedad provenientes del Amazona, ascenso forzado por la topografía y la inestabilidad vespertina, desarrollando eventos de precipitación convectiva de alta intensidad. Por otro lado, en los sectores centro y sur del país, la presencia de la cordillera también genera un ascenso forzado sobre los sistemas frontales, generando así un efecto de intensificación de la precipitación. Por otro lado, la Cordillera funciona como un reservorio natural, al almacenar gran parte de estas precipitaciones en forma sólida, en el manto nival (Viale, 2011).

En este contexto, el fenómeno de cambio climático, que se viene desarrollando desde hace más de un siglo, asociado a los cambios en la composición de la química atmosférica, ha comenzado ya a ejercer cambios en los

patrones climatológicos de Chile. En general, el fenómeno de cambio climático se asocia con incrementos de temperatura a nivel global, mientras que los efectos que genera sobre las precipitaciones varían localmente. En general, existe un consenso entre los modelos de circulación general, los cuales indican una disminución de las precipitaciones en Chile (Pachauri, 2014). Adicionalmente, algunos estudios vinculan el fenómeno de cambio climático con la mega sequía de la década de 2010-2029, atribuyéndole un cuarto de la anomalía de precipitaciones a este fenómeno, siendo la parte restante producida por la variabilidad natural (Boisier et al, 2018, Garreaud et al, 2020).

Estas alteraciones de variables meteorológicas impactan directamente sobre la hidrología de todas las cuencas a nivel nacional. El efecto más directo y estudiado corresponde a la relación entre disminución de precipitaciones y la consecuente disminución de escorrentía. Existen múltiples esfuerzos, de distintas magnitudes y complejidades, que han buscado cuantificar las proyecciones y consecuencias de estas alteraciones, tanto a nivel nacional (DGA, 2019a; DGA, 2019b) como a nivel de cuencas (CNE, 2020)

Si bien los cambios en el ciclo hidrológico se relacionan en primera instancia con las disminuciones de las precipitaciones, en una segunda derivada del problema el aumento de las temperaturas afecta concretamente a otros flujos del ciclo del agua, como la evapotranspiración y la sublimación. Este es un aspecto que usualmente es considerado dentro de los estudios

solo como un resultado de un proceso de modelación, en parte debido a que la información respecto a este flujo es usualmente muy limitada, considerando una distribución espacial, y rara vez es considerado como el enfoque principal de estudio.

A pesar de la existencia de múltiples esfuerzos por cuantificar los cambios en la hidrología producidos por el Cambio Climático, la gran mayoría se basa en el desarrollo de modelos que demandan gran cantidad de información, tiempo de preparación y procesamiento. Un enfoque alternativo, más sencillo para evaluar cambios en el clima, corresponde a evaluar una comparación entre la oferta (representada por la precipitación) y la demanda (representada por la evapotranspiración potencial) de agua, través del llamado Índice de Aridez (IA). Basándose en este índice, es posible realizar una categorización básica del tipo de clima presente en cada zona, para periodos pasados y futuros, en el caso de contar con información consecuente de estas variables.

Para evaluar el impacto del Cambio Climático, múltiples instituciones a nivel mundial desarrollan modelos físicos, intentando representar la respuesta de la atmósfera ante las condiciones históricas y proyecciones de composición de química atmosférica. Estos modelos, llamados Modelos de Circulación General de la atmósfera (GCM, por sus siglas en inglés) entregan proyecciones para todo el sistema climático, considerando todas sus múltiples variables, incluidas por supuesto proyecciones de precipitación y temperaturas, a una escala global. Considerando estas características, estos modelos representan una excelente alternativa para realizar un diagnóstico de los potenciales cambios de clima en Chile.

Sin embargo, estos modelos al ser desarrollados a una escala global, son procesados a escalas geográficas de baja resolución, las cuales no necesariamente representan de forma adecuada las particularidades del clima chileno, altamente influenciadas por detalles de meso escala como la topografía, quedando invalidados como fuente de información apropiada para estudios en las cuencas chilenas (Xu, 1999). Resulta necesario entonces ajustar esta información mediante técnicas de escalamiento, las cuales permitan incorporar información de escala espacial más detallada a las proyecciones hechas por los modelos. De particular interés resultan las técnicas de escalamiento estadístico, las cuales son una alternativa eficiente y efectiva de procesar la información de los GCM a una escala regional donde sean utilizables, tomando como base una serie de observaciones de la variable a escalar.

La utilización conjunta de la información provista por los GCM previamente procesada por métodos de escalamiento permite contar entonces con estimaciones de precipitación y temperatura, tanto para periodos históricos como futuros. La utilización de esta información, en el cálculo del IA, permitirá realizar un diagnóstico sencillo pero efectivo de los impactos del Cambio Climático en el territorio nacional. Además, al

ser una metodología eficiente computacionalmente, permitirá abarcar una gran variedad de modelos GCM, reduciendo así la incertidumbre de la señal asociado al Cambio Climático, reconociendo que la incorporación de una mayor cantidad de fuentes ayuda a disminuir el error esperado (Li, 2012).

En función de lo anterior, se plantea como objetivo de este artículo proveer información de referencia sobre zonas geográficas a nivel nacional, las cuales estarían cambiando su tipo de clima histórico, debido a los efectos del fenómeno de calentamiento global. Para realizar esto, se utilizará la información de precipitación y temperaturas provista por 28 GCM, debidamente escalada. Dicha información será utilizada para calcular el IA, sobre el cual se realizará una categorización del clima. A través de la comparación de los valores obtenidos para periodos históricos y futuros, se identificarán sectores más vulnerables a cambios de clima y, por tanto, de su hidrología asociada.

DATOS Y METODOLOGÍA

Este artículo propone la revisión de cambios en el clima del territorio nacional a través de la evaluación del Índice de Aridez (IA), a fin de realizar una clasificación climática basada en este último. La definición de dicho índice se muestra en la ecuación 1 (Spinoni, 2015)

$$IA = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{Pp_{anual}}{ETP_{anual}} \quad (1)$$

Donde Pp_{anual} es el valor de la precipitación anual en la zona de análisis y ETP_{anual} es la evapotranspiración potencial total anual. El valor de n, que representa un conjunto de años para evaluar un índice climatológico, usualmente se define en 30 años. El cálculo de la ETP_{anual} se desarrolla utilizando la ecuación de Baier (Baier, 1971) para obtener la ETP_{diaria} , la cual se muestra en la ecuación 2.

$$ETP_{diaria} = 0.157 T_{max} + 0.158(T_{max} - T_{min}) + 0.109R_a - 5.39 \quad (2)$$

Donde la ETP_{diaria} es la evapotranspiración total diaria (expresada en $mm \text{ día}^{-1}$), T_{max} es la temperatura máxima diaria, T_{min} es la temperatura mínima diaria (ambas en $^{\circ}C$) y R_a es la radiación diaria (expresada en $MJ \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Posteriormente, es necesario agregar temporalmente el resultado de cálculo, En el presente desarrollo, esta variable será agregada a nivel anual, obteniendo el valor total en dicha ventana temporal.

En función del IA, es posible realizar una clasificación climática, según lo propuesto por Middleton y Thomas (1997), según lo que se muestra en la Tabla 1.

Tabla 1. Clasificación climática en función de valores del IA y la ETP.

Tipo	IA
Hiper árido	< 0,05
Árido	[0,05 - 0,2)
Semi árido	[0,2 - 0,5)
Sub húmedo seco	[0,5 - 0,65)
Húmedo	≥ 0,65
Frío	ETP ≤ 400 mm

La aplicación de estas ecuaciones, a un nivel nacional, requiere una base de datos de información meteorológica de las variables de precipitación, temperaturas máxima y mínima y radiación. En el caso de las precipitaciones y las temperaturas extremas se utiliza el producto denominado CR2MET (Boisier, 2018) como insumo para los cálculos. Dicho producto corresponde a un escalamiento estadístico de datos del reanálisis ERA5 (Hersbach, 2016), el cual fue desarrollado relacionando registros de dichas variables con lo estimado por el reanálisis, incorporando información no solo la variable a corregir, sino también de otras variables de gran escala relevantes, asociadas a una mejora en la precisión. El producto CR2MET incorpora, en el caso de las temperaturas extremas, otros productos de percepción remota, en particular, imágenes MODIS de temperatura superficial del suelo (Wan, 2006). El procesamiento de la información base de ERA5 complementada con estas otras fuentes de información entrega un producto con valor agregado que representa una mejora con respecto a utilizar el producto original por sí solo.

Este producto entrega información a una resolución espacial de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ (aproximadamente $5 \times 5 \text{ km}$), abarcando todo el territorio nacional. Considera una resolución temporal diaria, para el periodo 1979-2018. Dicho producto ha sido utilizado exitosamente en estudios previos que abarcan zonas de estudios de carácter cuasi-nacional, destacando en particular la actualización del Balance Hídrico Nacional, en sus diversas etapas (DGA, 2018; DGA, 2019; DGA, 2020). Los valores de radiación diaria fueron calculados por medio de la ecuación de irradiación solar, ajustada por latitud y día del año (Wallace & Hobbs, 2006). Se calculó una serie de irradiación directa para cada uno de los píxeles definidos en el producto CR2MET, de forma de obtener una base de datos consecuente.

La utilización de esta información permite obtener cálculos de la situación de línea base. Para estimar valores para periodos futuros, es necesario recurrir a las proyecciones realizadas por GCM, modelos que realizan proyecciones del sistema climático en base a distintos potenciales escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero y de la composición atmosférica. En este estudio, se utilizaron 34 simulaciones futuras del escenario de Cambio Climático RCP8.5, obtenidas desde 27 modelos distintos, desarrollados por distintos

centros de investigación, los cuales se detallan en la Tabla 2.

Desafortunadamente, la baja resolución espacial de estos modelos hace que no sea factible su utilización directa en estudios de impacto regional. Para ser utilizados a esta escala, la información provista por dichos modelos debe ser sometida a procesos de escalamiento que les permita ser representativos de la realidad local. Dicho escalamiento puede ser realizado con métodos dinámicos o estadísticos. En este artículo, debido a la gran cantidad de simulaciones a utilizar, se opta por realizar un escalamiento de tipo estadístico.

Existen distintas técnicas de escalamiento estadístico descritas en la literatura. En este artículo en particular, se utilizarán metodologías diferenciadas según el tipo de variable: en el caso de las temperaturas extremas, la metodología de mapeo de diferencias por cuantiles (QDM, por sus siglas en inglés) según lo descrito por Cannon et al, 2015 y, en el caso de las precipitaciones, mapeo por distribución escalada (SDM, por sus siglas en inglés), según lo propuesto por Switanek et al, 2017. Sin entrar en mayores detalles (se refiere al lector a las publicaciones originales para el seguimiento de las metodologías), resulta necesario destacar que se utilizan técnicas diferentes para distintas variables, debido al tipo de registros que se tienen en cada una. Por un lado, los valores de temperaturas corresponden a un continuo temporal, puesto que en cualquier espacio y tiempo del dominio se tendrá un valor real medido, y obedecen en general una distribución estadística normal o cuasi normal, la cual bajo un escenario de cambio climático modifica sus parámetros. Por otro lado, las precipitaciones tienen un aspecto bidimensional, que debe ser representado en un escenario de cambio climático, donde no solo se debe estudiar el cambio en la magnitud de la variable, sino que también en su frecuencia de ocurrencia. A diferencia de la temperatura, existen días en los cuales puede o no llover, lo que condiciona los conceptos expuestos anteriormente. Este aspecto es considerado en la metodología SDM, la cual fue desarrollada para abordar de forma explícita esta característica particular de la precipitación. La información de irradiación solar incidente se supondrá invariante, debido a que en su planteamiento no se consideraron variables atmosféricas, sino que solo geográficas. Sin embargo, ambas metodologías requieren de información de referencia sobre la cual operar. En este caso, dicha información será la base de datos CR2MET, por lo cual se obtendrán como resultado del proceso de escalamiento 34 bases de datos de la misma resolución espacial y temporal, abarcando un periodo común desde 1980 hasta 2060. Esta información se utilizará para comparar las diferencias de categoría climática entre los periodos definido como línea base (1981-2010) y futuro (2031-2060), a través del cálculo del Índice de Aridez.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Habiéndose aplicado las técnicas de escalamiento correspondientes a las variables de precipitación y temperaturas extremas, es posible, a modo de diagnóstico inicial, evaluar la situación correspondiente a la línea base, definido como el periodo 1985-2015. Se toma este periodo como referencia de línea base, de forma tal que se considere parcialmente el efecto de sequía que ha afectado a la zona central del país durante la última década.

Las técnicas de escalamiento fueron aplicadas considerando periodos decadales, utilizando para la definición de las funciones de transferencia un periodo de 30 años, centrados en la década a escalar.

En el caso de las temperaturas extremas, estas se utilizarán como base de cálculo, en conjunto con los valores de radiación supuestos en cada punto, para calcular el valor de la evapotranspiración potencial de referencia.

Los resultados del escalamiento de la precipitación, para el periodo base, se muestra en el panel izquierdo de la

Tabla 2. Modelos de circulación general utilizados en este estudio.

Modelo	Centro de Investigación / Institución a cargo	Resolución		Ensembles
		Latitud [°]	Longitud [°]	
ACCESS1-0	Centre for Australian Weather and Climate Research	1,25	1,88	1
ACCESS1-3		1,25	1,88	1
BNU-ESM	Beijing Normal University	2,79	2,81	1
CCSM4	National Center of Atmospheric Research	0,94	1,25	2
CESM1-BGC		0,94	1,25	1
CESM1-CAM5		0,94	1,25	1
CMCC-CESM	Euro-Mediterranean Center on Climate Change	3,44	3,75	1
CMCC-CMS		3,71	3,75	1
CMCC-CM		0,75	0,75	1
CNRM-CM5	National Centre for Meteorological Research - France	1,40	1,41	1
CSIRO-Mk3-6-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation	1,86	1,88	3
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis.	2,79	2,81	3
FGOALS-s2	LASG/IAP.	1,66	2,81	1
GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2,00	2,50	1
GFDL-ESM2G		2,02	2,00	1
GFDL-ESM2M		2,02	2,50	1
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace	1,89	3,75	2
IPSL-CM5A-MR		1,27	2,50	1
IPSL-CM5B-LR		1,89	3,75	1
MIROC-ESM-CHEM	MIROC team	2,76	2,81	1
MIROC-ESM		2,76	2,81	1
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute	1,87	1,88	3
MPI-ESM-MR		1,87	1,88	1
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute (Japan)	1,12	1,13	1
MRI-ESM1		1,12	1,13	1
NorESM1-M	Norwegian Climate Center'	1,89	2,50	1

Figura 1, donde se grafican los promedios anuales de precipitación en el periodo 1985-2015. Estos valores no presentan diferencias estadísticas significativas y son, por tanto, indistinguibles de los valores de referencia utilizados como base para el proceso de escalamiento. El segundo panel (central izquierdo) representa el promedio de precipitación anual media proyectado para el periodo 2030-2060, en base a todas las proyecciones de los GCM especificados en la Tabla 2, debidamente escalados y procesados. Se observa en este panel que las distribuciones de las precipitaciones no presentan cambios drásticos en su distribución espacial, pero sí en sus valores anuales.

El panel central derecho de dicha figura presenta las diferencias absolutas entre los valores de precipitación anual media, con el fin de facilitar la identificación de los cambios en los montos anuales. Dichas disminuciones pueden llegar a valores cercanos a 350

mm anuales en sectores cordilleranos del sector sur de Chile. Sin embargo, porcentualmente, las disminuciones más drásticas se proyectan en el sector de Chile central, donde se alcanzan porcentajes de disminución aproximados de un 20%.

Contrarrestando a la tendencia anterior, se observan dos sectores donde las proyecciones de precipitaciones aumentan: (i) el sector del norte grande y (ii) el sector de la Patagonia más austral, en latitudes superiores a 50°S. En el caso del sector norte, a pesar de que se observan ligeros aumentos en los montos, según lo descrito en la figura, los cambios porcentuales muestran que se trata de variaciones menores, que no resultan estadísticamente significativas. Sin embargo, en el caso de las proyecciones en la zona más austral del país, se estima que los montos de precipitación anual podrían aumentar hasta en un 10% con respecto a los valores de línea base.

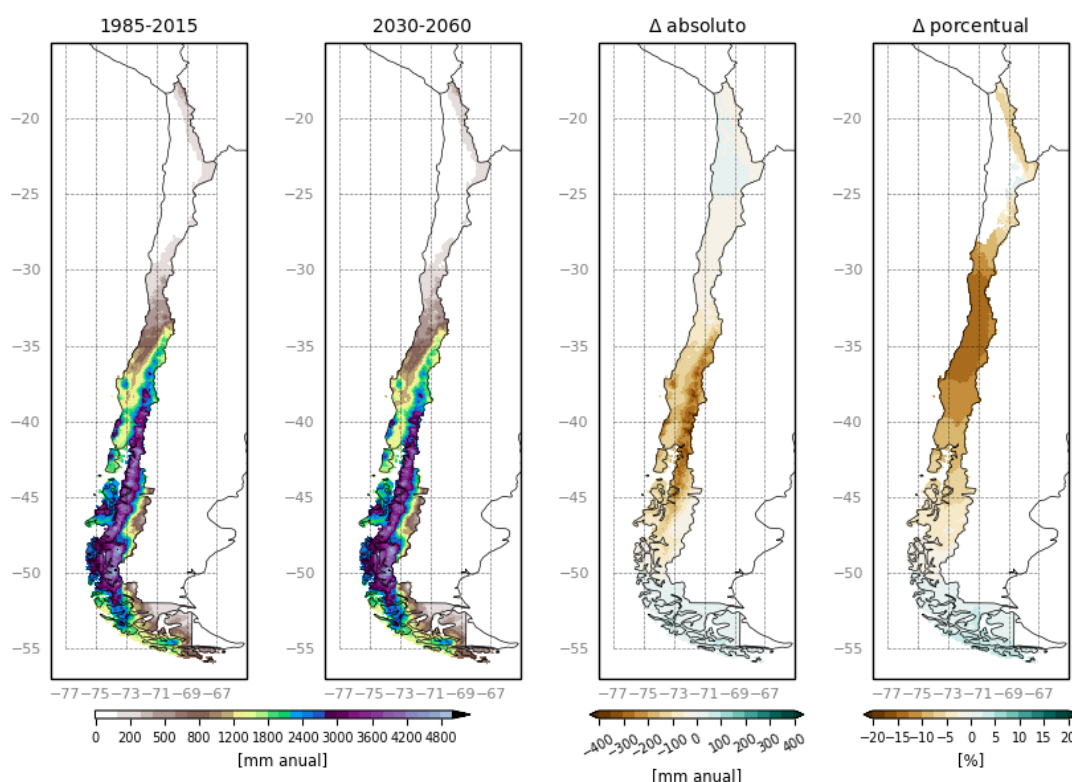


Figura 1. Resultados promedios de la precipitación de todos los GCM sometidos al proceso de escalamiento. Se presentan los valores medios del periodo de línea base (panel izquierdo), periodo futuro de análisis (panel central izquierdo) y las diferencias entre ellos, en valores absolutos (panel central derecho) y porcentual (panel extremo derecho).

La Figura 2 presenta paneles análogos a los de la Figura 1, pero en ella se presentan los resultados de los valores de evapotranspiración potencial. Los valores de esta variable fueron calculados mediante la fórmula de Baier (1971). A pesar de ser una fórmula relativamente simple, la utilización de la base de datos grillada de CR2MET permite obtener una distribución espacial razonable, pudiendo identificar claramente zonas como el valle central, donde se esperaría mayor evapotranspiración potencial.

Dicha fórmula, al utilizar en su formulación los valores de temperatura extremas, tiende a replicar los patrones de cambio proyectadas de estas variables, como se puede ver en el panel de cambio absoluto (panel central derecho). Sin embargo, al realizar un análisis de los cambios porcentuales, se identifican zonas donde los aumentos respecto a su condición de línea base resultan significativos, superando incrementos del valor referencial base en un 30%. Estos aumentos se ubican en dos zonas principalmente: en los altos sectores

cordilleranos, y de forma generalizada en toda la Patagonia ubicada al sur de 42°S. Resulta interesante notar que, a pesar de que ambas variables proyectan cambios significativos, la señal de distribución espacial de éstos y de intensidad no es necesariamente coherente. Así, por ejemplo, el sector cordillerano en las regiones de Los Ríos y Los Lagos, donde se prevé una fuerte disminución de las precipitaciones, los cambios proyectados de ETP no resultan tan significativos; o bien, el caso de Patagonia,

donde se proyectan zonas con proyecciones de disminución y aumentos de precipitación, pero aumentos porcentuales considerables de ETP.

Un análisis del índice de aridez (IA) permitirá identificar zonas donde los efectos del cambio de una de estas variables, o el efecto conjunto de ambas, resulte tan significativo como para motivar un cambio en la categorización del clima presente.

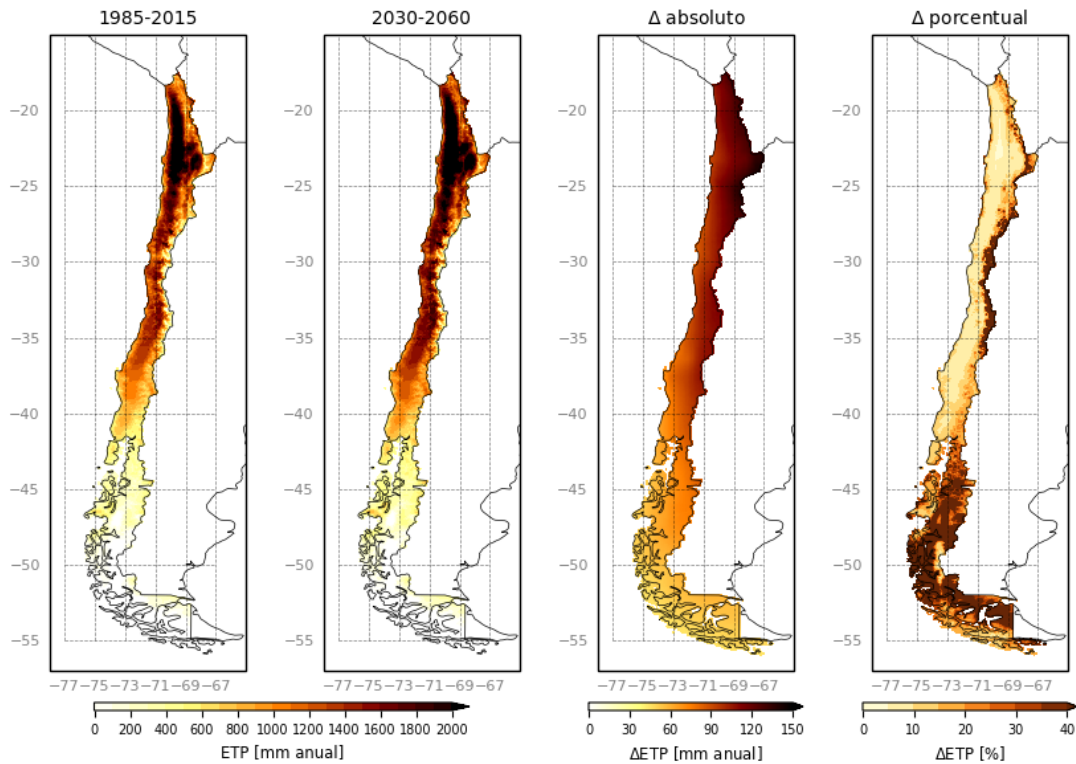


Figura 2. Resultados promedios de la evapotranspiración potencial anual media de todos los GCM escalados. Se presentan los valores medios del periodo de línea base (panel izquierdo), periodo futuro de análisis (panel central izquierdo) y las diferencias entre ellos, en valores absolutos (panel central derecho) y porcentual (panel extremo derecho).

La Figura 4 muestra la clasificación climática de todo el territorio nacional, en función de los valores estimados de IA para el periodo de línea base (panel izquierdo) y el periodo de proyección futura 2030-2060 (panel central). Si bien esta categorización cualitativa discretiza la distribución espacial bien definida en función del producto meteorológico base, perdiendo la continuidad de valores, presenta la ventaja que permite identificar patrones de cambio con mayor facilidad. El panel derecho de esta figura busca hacer aún más evidente la identificación de cambios en la categorización climática, identificando en negro todo píxel que experimenta algún cambio de categoría según lo descrito en la Tabla 1. La superficie geográfica promedio que cambia de categoría en el periodo 2030-2060, con respecto al periodo de línea base, es 95.462 km², con un rango que varía entre 76.775 km² y 103.562 km² (considerando el rango intercuantil q25-q75), según

las diferentes estimaciones obtenidas desde distintos GCM (ver barra central de la Figura 3). Con el objetivo de refinar el análisis de las superficies que cambian de categoría y las principales forzantes que dominan dicho cambio, se definen tres sub-zonas de estudio: (i) Altiplano, (ii) Valle Central y (iii) Patagonia, así como también dos sub-periodos de análisis: 2021-2040 y 2041-2060. Las zonas geográficas se encuentran destacadas en el panel derecho de la Figura 4, mientras que el área total que cambia de categoría en cada sub-periodo se muestra en la Figura 3.

La definición de las zonas geográficas se realizó identificando sectores que presentaran una mayor área con cambio de categoría. Cabe destacar que, en el caso de la zona de Altiplano, si bien la zona geográfica que se describe abarca desde 17°S hasta 25°S, el análisis a realizar para este sector se extiende para gran parte de las altas cumbres de los Andes subtropicales. La Figura 5

muestra la evolución temporal de los histogramas de frecuencia relativa de categoría presente en todo Chile, así como en cada zona geográfica definida, en tres periodos temporales. En el análisis de Chile completo resulta difícil identificar cambios significativos. En el caso del Altiplano, se observa que los aumentos de temperatura proyectados transforman zonas de clima frío en climas de tipo árido o semi árido, al mismo tiempo que se produce un secamiento de la región, que se vuelve cada vez más árida, al aumentar la ETP en mayores valores que los leves aumentos de la precipitación. Es por esto que, en este sector, los cambios de categoría ocurren asociados principalmente al aumento de la ETP. Por otro lado, el sector del Valle Central presenta un mecanismo combinado. En esta zona, donde los valores de ETP y precipitaciones anuales son relativamente similares, la acción conjunta de una mayor demanda (aumento de la ETP) y una menor disponibilidad (disminución de la precipitación) es el mecanismo dominante en el cambio de categoría climática.

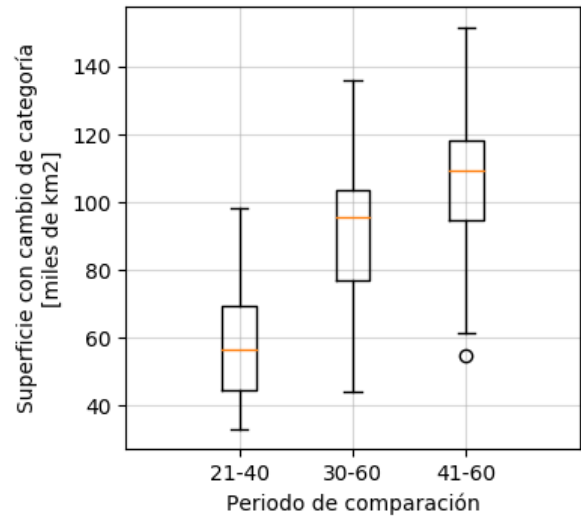


Figura 3. Evolución temporal de área que cambia de categoría climática. Cada caja del diagrama representa la dispersión del conjunto de valores obtenidos en función de los GCM.

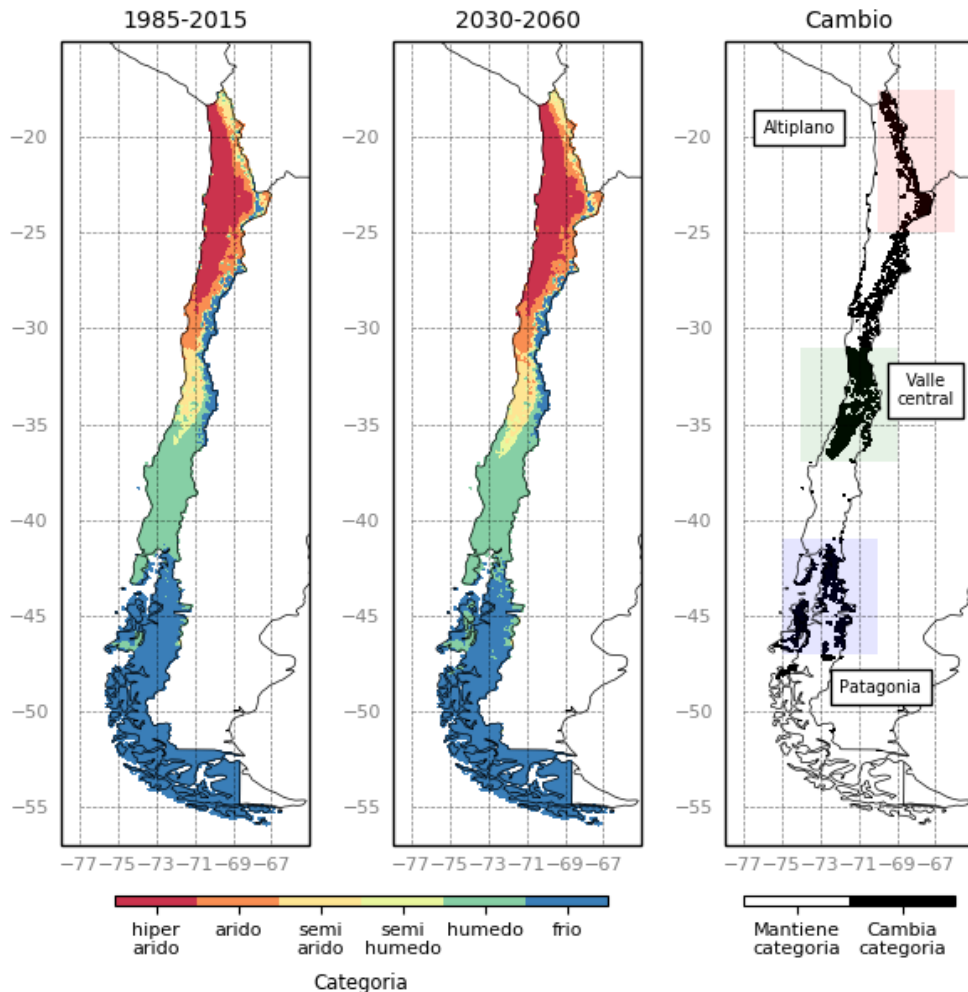


Figura 4. Clasificación climática según lo propuesto por Middleton, 1997 a nivel nacional, definida en función del Índice de Aridez calculado para el periodo base (panel izquierdo), periodo futuro (panel central) e identificación de aquellos sectores donde existe un cambio de categoría.

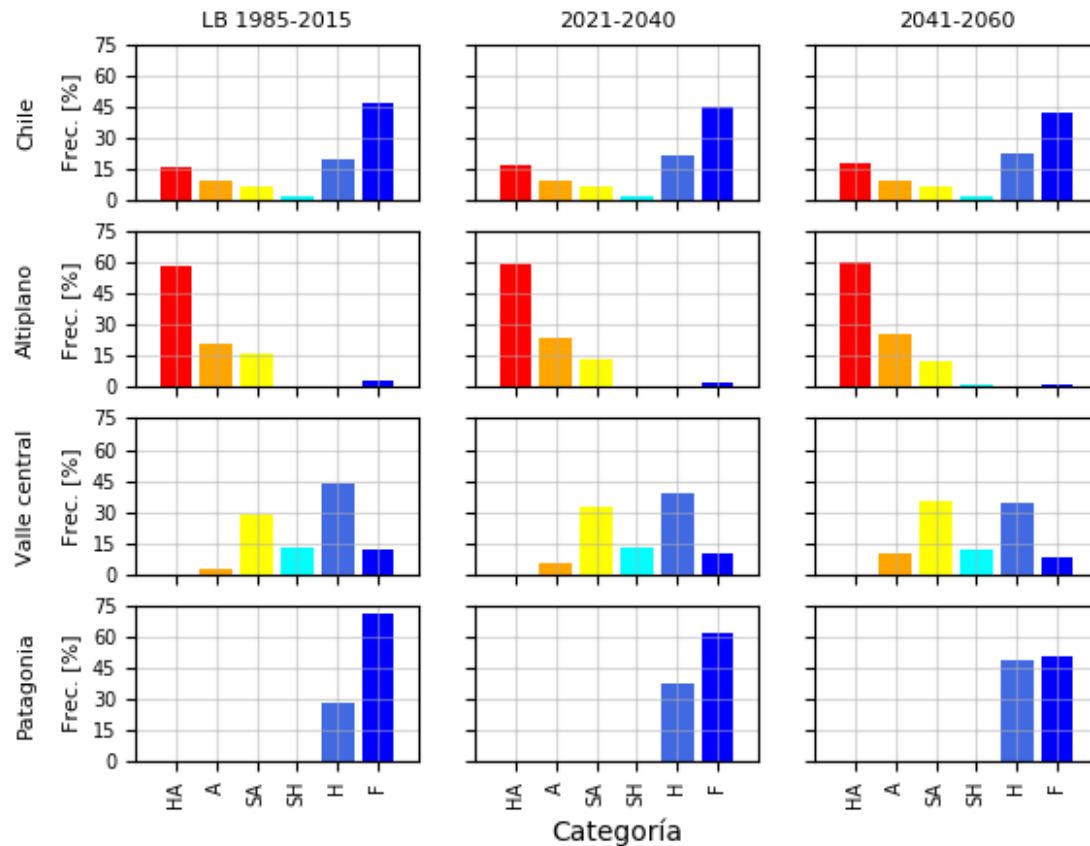


Figura 5. Evolución temporal del histograma de frecuencias de categorías climatológicas, clasificadas según área de interés.

Espacialmente, se observa una “intrusión” de clima semi-árido que llegaría incluso hasta la altura de Chillán (aproximadamente 37°S). Además, la disminución de zonas con clima frío sugiere adicionalmente mecanismos similares a los identificados en la zona altiplánica, pero en los Andes centrales.

Finalmente, en el sector norte de la Patagonia, abarcado desde Puerto Montt (latitud 42°S) hasta la parte norte de Campo Hielo norte (~47°S), se observa nuevamente que los cambios de temperatura resultan críticos en los cambios de categoría climática y son los que dominan en el proceso de cambio de categoría climática. Se proyecta un cambio de casi un 30% de la zona desde una categoría climática Fría a una Húmeda, entre la situación de línea base y el periodo futuro más lejano definido (2041-2060), a pesar de que los montos de aumento de ETP no superan los 100 mm anuales (ver Figura 2).

CONCLUSIONES

En este trabajo se realiza un análisis de los cambios esperados en el clima de todo el territorio de Chile continental en el mediano plazo, basado en proyecciones de dos de los principales procesos del ciclo hidrológico: la precipitación y la evapotranspiración.

Los cambios proyectados según los 34 modelos de circulación general presentan resultados coherentes en

sus tendencias, pero varían en magnitud. En general, se proyecta una disminución de precipitación en todo el territorio nacional, salvo ligeras tendencias al aumento no significativas en el norte del país y aumentos relevantes desde la latitud 50°S hacia el sur en el territorio patagónico. En el caso de la evapotranspiración, se observa que las variaciones son coherentes con las proyecciones de aumento de temperatura, pero que resultan proporcionalmente mayores en los sectores andinos más altos.

Utilizando esta información, se realizó una categorización climática en función del Índice de Aridez, la cual permite identificar cambios en el tipo de clima a nivel nacional comparando la situación de línea base con las proyecciones. Según estos cálculos, se espera que para el periodo 2030-2060 entre un 10% y un 13% del total del territorio nacional cambie su categoría climática a una más árida, o alternativamente, de clima frío a alguna de las otras categorías. Un análisis temporal evaluando los periodos temporales 2021-2040 y 2041-2060 permite identificar que estos cambios ocurrirán de forma gradual, siguiendo una tendencia cuasi-lineal con el tiempo.

La resolución espacial de los productos utilizados como base permite identificar distintos mecanismos responsables de los cambios en virtud de distintos sectores. El cambio de climas tanto en la región

patagónica como en la región andina tienen como principal responsable el aumento de los procesos evapotranspirativos. En estas regiones ocurren cambios de categoría climática desde un clima frío a otro tipo de categoría, asociados al aumento de temperatura. Por otro lado, los cambios en el valle central se basan en un efecto conjunto de la disminución de precipitaciones y el aumento de la evapotranspiración potencial. En función de estos resultados de análisis general, es posible concluir que no son solo los efectos de la disminución de precipitación los responsables de futuros cambios en la hidrología de las cuencas de nuestro país, si no que la alteración de varios de los procesos del ciclo hidrológico los que harán variar las condiciones en un clima futuro. En particular, los procesos evapotranspirativos cobran una mayor relevancia, en especial al momento de evaluar la hidrología de zonas andinas o de climas actualmente fríos.

AGRADECIMIENTOS. Se agradece la colaboración de Juan Pablo Boisier y Mark Falvey por su apoyo en el desarrollo de los productos meteorológicos utilizados en la preparación de este artículo.

REFERENCIAS

- Baier, W. (1971). Evaluation of latent evaporation estimates and their conversion to potential evaporation. *Can. J. of Plant Sciences* 51, pp. 255-266.
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., & Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 413-421.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., & Rondanelli, R. (2018). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. EGUGA, 19739.
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). 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.
- Comisión Nacional de Energía (CNE) (2020). Análisis de la Estadística Hidrológica utilizada en los procesos de la Comisión Nacional de Energía.
- DGA (2019a). Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en la macrozona sur y parte norte de la macrozona austral e Isla de Pascua, SIT N° 441. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- DGA (2019b). Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de la parte sur de la macrozona austral e Isla de Pascua, SIT N° 444. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Hersbach, H. (2016). The ERA5 Atmospheric Reanalysis. AGUFM, 2016, NG33D-01.
- Garreaud, RD, Boisier, JP, Rondanelli, R, Monteniconos, A, Sepulveda, HH, Veloso-Aguilera, D. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A climate dynamics perspective. *Int J Climatol*. 2020; 40: 421 – 439
- Li, W., & Sankarasubramanian, A. (2012). Reducing hydrologic model uncertainty in monthly streamflow predictions using multimodel combination. *Water Resources Research*, 48(12).
- Middleton and Thomas, *World Atlas of Desertification 2*, 1997.
- Pachauri, R. K., Allen, M. R., Barros, V. R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., ... & Dubash, N. K. (2014). *Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 151). Ipcc.
- Spinoni, J., Vogt, J., Naumann, G., Carrao, H., & Barbosa, P. (2015). Towards identifying areas at climatological risk of desertification using the Köppen–Geiger classification and FAO aridity index. *International Journal of Climatology*, 35(9), 2210-2222.
- Switaneck, M. B., Troch, P. A., Castro, C. L., Leuprecht, A., Chang, H. I., Mukherjee, R., & Demaria, E. (2017). Scaled distribution mapping: a bias correction method that preserves raw climate model projected changes.
- Viale, M., & Nuñez, M. N. (2011). Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4), 481-507.
- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.
- Wan, Z. (2006). MODIS land surface temperature products users' guide. Institute for Computational Earth System Science, University of California: Santa Barbara, CA, USA.
- Xu, C. Y. (1999). From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approaches. *Progress in physical Geography*, 23(2), 229-2

EPÍLOGO

RUTAS HIDROLÓGICAS UNA MIRADA HACIA LA HIDROLOGÍA DEL CHILE DEL MAÑANA

Las nuevas tecnologías y avances en materia de teledetección, reanálisis climáticos, pronósticos operacionales, asimilación de datos, modelos hidrológicos, proyecciones de cambio climático, y, sobre todo, el aumento en las capacidades de cómputo a través de supercomputadores, nos permiten pensar en grande respecto a cuales serán las rutas que seguirá la hidrología en los próximos años. Si bien en Chile existen muchos investigadores y profesionales que aportan a nivel internacional a los avances del estudio de las ciencias de la tierra y, particularmente, a la hidrología, dicho avance no se logra transmitir directamente a la práctica de la ingeniería nacional. Ya sea por los acotados tiempos bajo los cuales operan los proyectos más aplicados, la confianza y preferencia que existe por la opinión técnica internacional respecto a la nacional, o simplemente por la reticencia al cambio que pueden mostrar algunos, se termina generando una brecha entre la academia, centros de investigación, y la industria que aumenta cada día más. En ese sentido, para pensar en la hidrología del Chile del mañana bajo las prácticas de la actualidad, debiésemos diferenciar entre cómo ésta podría evolucionar a nivel de investigación/academia, industria (i.e., consultoría) e instituciones gubernamentales, donde posiblemente llegaríamos a la conclusión de que las diferencias en el progreso serían significativas, pudiéndose notar incluso un estancamiento en los avances a nivel de consultoría conexas al sistema hidrológico. Así, lo primero que debiésemos esperar para el Chile del mañana es reducir la brecha entre quienes desarrollan ciencia y quienes la aplican, pues, de una u otra forma, ambas partes buscan una misma solución, pero con objetivos diferentes. Para ello, se debe hacer más fluida la transferencia de conocimiento a través de más instancias de diálogo, o estableciendo relaciones colaborativas de mejoramiento continuo entre la academia, los centros de investigación, la industria e instituciones gubernamentales.

Respecto al avance de la hidrología como tal, habiendo precisado la necesidad de facilitar la transferencia de conocimiento a quienes aplican en forma práctica los avances científicos, Chile está al debe con la comprensión y entendimiento del ciclo del agua a nivel nacional. Si bien el proyecto “Actualización del Balance Hídrico Nacional” dio luces de la oferta hídrica natural en Chile continental y Rapa Nui, el estudio del agua no se puede limitar a un proyecto de 1 o 2 años, sino que debiese ser algo continuo, donde a medida que se obtiene nueva información, se pueda incorporar en las estimaciones iniciales a modo de corregir los sesgos propios de cualquier herramienta que utiliza datos para su operación. Los sistemas hidrológicos, cambian en el tiempo, por lo que cualquier estudio sólo captura el instante. Así, resulta necesario establecer una política nacional que vele por el estudio continuo del agua y nos permita mejorar nuestra comprensión de su ciclo y realizar proyecciones futuras a corto, mediano, y largo plazo, que posibiliten la resiliencia hídrica de nuestro país.

En términos de aplicación, resulta esencial la inclusión de las nuevas fuentes de información para el dimensionamiento de obras hidráulicas (e.g., percepción remota, productos meteorológicos grillados, proyecciones climáticas u otros), incluyendo, además de los conceptos tradiciones de riesgo y seguridad hidrológica de la obra, los conceptos de exposición y vulnerabilidad frente a las amenazas hidrológicas (e.g., aluviones, inundaciones, sequías, etc.), teniendo en cuenta que las amenazas no sólo responden a factores naturales, sino que también a efectos antrópicos producto de, por ejemplo, la planificación territorial en zonas de riesgo. Así, resalta la necesidad de integrar la componente social (e.g., asentamientos urbanos, uso de suelos, etc.) en el diseño hidrológico y, más aún, en la práctica de la hidrología en general.

En conclusión, la hidrología debe avanzar a paso férreo en pos de dar lineamientos continuos a nivel nacional en materia hídrica, respecto a innovar en el uso de nuevas metodologías tanto para el estudio de la hidrología como para promover una gestión eficiente y eficaz de los recursos hídricos, anticipar los riesgos asociados a crecidas y/o sequías, diseñando la infraestructura requerida, considerando las diferentes realidades sociales y locales del país, y posicionando así al Chile del mañana como un país resiliente en términos hídricos.

Ximena Vargas Mesa
Eduardo Muñoz Castro

Santiago de Chile, Enero 2021

ISBN: 978-956-09599-0-4



9 789560 959904

**EDITORA PRINCIPAL:
XIMENA VARGAS MESA**

**COEDITOR:
EDUARDO MUÑOZ CASTRO**

**FOTÓGRAFO:
RAÚL DEMANGEL**
SALTOS DEL HUILO HUILO, REGIÓN DE LOS RÍOS, CHILE.



dic **INGENIERÍA CIVIL**
UNIVERSIDAD DE CHILE

ISBN: 978-956-09599-0-4



9 789560 959904