



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ingeniería - Programa de Magister en Ciencias de la Ingeniería con mención en
Ingeniería Civil

Evaluación de los impactos del cambio climático antropogénico sobre los caudales de una cuenca transandina en Patagonia

Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería con
Mención en Ingeniería Civil

RODRIGO ANDRES AGUAYO GUTIERREZ
CONCEPCIÓN - CHILE
2019

Profesor Guía: Dr. José Vargas Baecheler
Profesor Cotutor: Dr. Jorge León Muñoz
Dpto. de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería
Universidad de Concepción

RESUMEN

En el sector noroeste de Patagonia (41–46°S) las condiciones oceanográficas del sistema costero son fuertemente influenciadas por los aportes de agua dulce provenientes de grandes ríos. Los aportes afectan la estratificación de la columna de agua, y por consiguiente la ocurrencia de Floraciones Algas Nocivas (FAN), las cuales pueden producir grandes impactos en la ecología costera, industria y sociedad. Estudios dendrocronológicos han mostrado que regionalmente los caudales de los ríos han tendido a disminuir. Por lo tanto, las repercusiones de esta tendencia temporal sobre los futuros patrones y magnitudes de caudales permanecen desconocidas.

Dada la relevancia y la incertidumbre de este escenario hidro-climático, se proyectaron los impactos del cambio climático sobre el comportamiento hidrológico de la cuenca transandina del río Puelo (41°S) a través del modelo hidrológico WEAP. La línea base (2001-2017) consideró datos locales y satelitales, mientras que el futuro cercano (2030-2060) fue estimado mediante el escalamiento estadístico de 25 Modelos de Circulación General.

El modelo hidrológico logró simular la dinámica de los caudales del río Puelo, alcanzando un índice de Concordancia de 0.76 para la estación ubicada en desembocadura. Las proyecciones hidrológicas para el futuro cercano estimaron una extensión en el periodo de estiaje dado por una transición hacia regímenes hidrológicos con una menor componente nival, donde las mayores tasas de decrecimiento son para los periodos estivales y primaverales ($\Delta Q = \sim 12\%$). Además, se esperan cambios en la recurrencia de eventos extremos de estiaje, siendo más probable la recurrencia de eventos breves (1 mes; 68%) y menos probables eventos tan extensos como el ocurrido el 2016 (6 meses; 40%), donde la sinergia climática entre el Modo Anular Austral y El Niño es fundamental.

Los resultados presentados sugieren incluir la relación río-sistema marino/costero en el desarrollo de planes de adaptación local dirigidos a mitigar los impactos del cambio climático e invitan a avanzar en el fortalecimiento de los actuales sistemas de monitoreo y en la caracterización biogeográfica de las cuencas Patagónicas, con el objetivo de mejorar la comprensión de los procesos y relaciones que gobiernan las latitudes australes.



*Si no somos capaces de acercar la ciencia a la sociedad,
nunca tendrá el financiamiento necesario del Estado
Gabriel León*

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis agradecimientos por el financiamiento otorgado al proyecto FONDECYT de iniciación N° 11170768: *Potential effects of land use change on fjords of western Patagonia under climate change scenarios* a cargo del Dr. Jorge León.

Siempre fue una motivación realizar una investigación de carácter interdisciplinario, y este trabajo no se podría haber llevado a cabo sin el apoyo y los comentarios constructivos de los profesores: Jorge León, Aldo Montecinos, José Vargas, Rene Garreaud, Mauricio Urbina, José Luis Iriarte y Doris Soto. También doy gracias a Natalia Sepúlveda por el procesamiento de los datos de la radiosonda de Puerto Montt.

Finalmente, agradezco a mi familia quienes me han apoyado en la formación de la persona que soy actualmente y a mis compañeros y amigos quienes me han acompañado en innumerables noches de estudio.



ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	ii
ÍNDICE DE TABLAS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	viii
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Motivación	1
1.2 Hipótesis de investigación	2
1.3 Objetivos	2
1.4 Metodología	3
1.5 Principales resultados y conclusiones	3
1.6 Organización del documento	4
CAPÍTULO 2 AREA DE ESTUDIO.....	5
2.1 Introducción	5
2.2 Cuenca del río Puelo	5
2.3 Relieve	6
2.4 Cobertura de suelo	7
2.5 Conclusiones	8
CAPÍTULO 3 PATRONES HIDRO-CLIMATICOS.....	9
3.1 Introducción	9
3.2 Pretratamiento de datos locales.....	9
3.3 Cuerpos de agua	9
3.4 Precipitación	12
3.5 Cobertura nival.....	14
3.6 Temperatura	16
3.7 Conclusiones	17

CAPÍTULO 4	MODELACIÓN HIDROLOGICA	18
4.1	Introducción	18
4.2	Modelo hidrológico WEAP	18
4.3	Programación y calibración del modelo WEAP	21
4.4	Desempeño del modelo WEAP	23
4.5	Conclusiones	25
CAPÍTULO 5	PROYECCIONES CLIMATICAS	26
5.1	Introducción	26
5.2	Modelación climática futura	26
5.3	Proyecciones climáticas para Chile	27
5.4	<i>Downscaling</i> estadístico	28
5.5	Proyecciones para la cuenca del río Puelo	32
5.6	Conclusiones	33
CAPÍTULO 6	PROYECCIONES HIDROLÓGICAS	34
6.1	Introducción	34
6.2	Cambios estacionales de los caudales	34
6.3	Recurrencia de los eventos extremos de sequía	36
6.4	Conclusiones	36
CAPÍTULO 7	DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	37
7.1	Discusión	37
7.2	Conclusiones finales	40
REFERENCIAS	42
ANEXOS	50

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1	Parámetros del modelo hidrológico WEAP.....	22
Tabla 4.2	Desempeño del modelo hidrológico por subcuenca de estudio.....	24
Tabla 5.1	Estado del arte de evaluaciones hechas en Chile.....	28
Tabla 5.2	Desempeño de los modelos de reanálisis: CSFR y ERA-Interim	29



ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1	Red hidrográfica del río Puelo.....	6
Figura 2.2	Curva hipsométrica de la cuenca del río Puelo.....	7
Figura 2.3	Cobertura de suelos de la cuenca del río Puelo	8
Figura 3.1	Variación del caudal medio anual y el régimen del río Puelo.....	10
Figura 3.2	Variación espacial y temporal de la magnitud estacional.....	11
Figura 3.3	Validación del sensor remoto CHIRPSv2 con observaciones locales.....	12
Figura 3.4	Patrones espaciales hidro-climáticos.....	13
Figura 3.5	Análisis de sequías hidrológicas y meteorológicas	14
Figura 3.6	Esquema de algoritmo utilizado para corrección de área nival	15
Figura 3.7	Tendencias de la cobertura nival de la cuenca del río Puelo	16
Figura 3.8	Gradiente térmico antes y después de la corrección de sesgo	17
Figura 4.1	Esquema del método humedad de suelo del modelo WEAP.....	19
Figura 4.2	Subcuencas seleccionadas en la modelación hidrológica.....	21
Figura 4.3	Desempeño del modelo WEAP en estación de cierre	23
Figura 4.4	Comparación de la evapotranspiración potencial y el área nival	24
Figura 4.5	Balance hídrico de la cuenca del río Puelo.....	25
Figura 5.1	Primeros dos patrones espaciales de precipitación y temperatura	30
Figura 5.2	Proyecciones climáticas estacionales para el futuro cercano 2030-2060.....	32
Figura 5.3	Probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de precipitación y temperatura... 33	
Figura 6.1	Cambios estacionales para el río Puelo para el futuro cercano (2030-2060)	34
Figura 6.2	Frecuencia del mes que presenta mayor aporte de agua dulce por año.....	35
Figura 6.3	Derretimiento y almacenamiento nival para el periodo base y futuro	35
Figura 6.4	Probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de estiaje	36

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Motivación

La zona marino-costera de la fracción noroeste de la Patagonia (41 - 46°S), se constituye como una extensa zona interconectada por fiordos, bahías y canales (~11,000 km lineales de costa), cuyas características oceanográficas están significativamente influenciadas por los altos aportes de agua dulce (Dávila et al., 2002; Iriarte, 2018). En particular, estos aportes influyen: i) los patrones de circulación, ii) los procesos biogeoquímicos y iii) la transferencia de energía a niveles tróficos más altos (Castillo et al., 2016; González et al., 2013; Iriarte et al., 2014; Torres et al., 2014).

Durante las últimas décadas las entradas de agua dulce (precipitación y por ende caudal) han descrito un marcado patrón de debilitamiento (Garreaud, 2018; León-Muñoz et al., 2018), el cual ha sido atribuido al cambio climático antropogénico a través de un debilitamiento de la intensidad de los vientos del oeste (Arblaster y Meehl, 2006; Garreaud et al., 2013). Producto de lo anterior, desde la década de los 70' el índice del Modo Anular Austral (SAM) registra una transición hacia su fase positiva, lo cual ha hecho más recurrente la sinergia entre el SAM y El Niño – Oscilación Sur (ENSO). Lo anterior, ha causado que los ríos que desembocan en la Patagonia Norte han registrado posiblemente los menores caudales de los últimos cuatro siglos, según estudios dendrocronológicos (Lara et al., 2008).

Asociados a estos menores ingresos de agua dulce, oceanógrafos han reportado inestabilidad en la estratificación de la columna de agua (León-Muñoz et al., 2013), aumentos en los procesos de mezcla vertical y advección de aguas oceánicas (Valle-Levinson et al., 2007) y cambios en los patrones de productividad primaria (Iriarte et al., 2017). El evento más extremo ocurrió durante el verano del 2016 (SAM + ENSO), cuando una intensa y extensa sequía favoreció una proliferación de algas nocivas (FANs), que produjo en pocos días una mortalidad de salmones de cultivo similar a la que toda la salmonicultura chilena registra en dos años de producción, generando pérdidas de más de 800 millones de dólares (León-Muñoz et al., 2018).

Las proyecciones climáticas para las próximas décadas indican que en gran parte del territorio chileno (30-50°S) se debiese intensificar el decrecimiento de las precipitaciones y aumentar la temperatura (Boisier et al., 2016; Fuenzalida et al., 2007). A nivel hidrológico, estas proyecciones

podrían impulsar: i) un incremento en la razón entre precipitación y nieve durante los meses de invierno, ii) la disminución de la temporada nival y iii) el incremento de la tasa del derretimiento nival (Gleick, 1987). El conjunto de alteraciones ocasionaría un aumento de la escorrentía directa por unidad de precipitación durante el invierno; el máximo en la escorrentía ocurriría más temprano en primavera y durante el verano se produciría un secado más intenso y extenso del suelo (Barnett et al., 2005). En este contexto, se pronostican alteraciones importantes en los procesos hidrológicos en aquellas cuencas que presentan altas coberturas de nieve, especialmente en las emplazadas en latitudes medias-altas, cuyas capacidades de almacenamiento agua se reducirían drásticamente, forzando periodos de estiaje más secos y prolongados (Nijssen et al., 2001).

En Chile, los impactos hidrológicos se han evaluado mayormente en la zona mediterránea (30-37°S), donde existe un mayor uso consuntivo y existe una mayor densidad de estaciones de monitoreo que permite modelar el efecto de las variables medidas sobre los procesos hidrológicos de estas cuencas. Esto se corresponde de forma adecuada con la zona del país con mayor incertidumbre y preocupación sobre el futuro escenario hídrico (Boisier et al., 2018). En Patagonia, hasta ahora existe un alto nivel de desconocimiento de las interacciones entre los forzantes y los procesos de las cuencas australes, debido principalmente a la falta de monitoreo hidro-climático. Ante esta situación, la zona austral de Chile representa una oportunidad científica que permite integrar diversas fuentes de información para evaluar impactos sobre la relación recurso hídrico/ambiente costero, forzados por cambios en la probabilidad de recurrencia de sequías hidrológicas.

1.2 Hipótesis de investigación

En el futuro cercano (2030-2060), el cambio climático antropogénico forzará modificaciones en el comportamiento hidrológico del río Puelo, gatillando una extensión e intensificación del periodo de estiaje producto de una disminución del aporte nival.

1.3 Objetivos

El objetivo general de la presente investigación corresponde a proyectar los impactos del cambio climático sobre el comportamiento hidrológico de la cuenca transandina del río Puelo.

Los objetivos específicos asociados al desarrollo de la investigación son:

1. Analizar los patrones climáticos espaciales y temporales de la cuenca del río Puelo.
2. Evaluar el desempeño del modelo hidrológico WEAP (*Water Evaluation and Planning*).
3. Comparar las proyecciones climáticas de precipitación y temperatura del aire para el futuro cercano (periodo 2030-2060) con el periodo base de la modelación.
4. Estimar la respuesta hidrológica del río Puelo frente a escenarios futuros plausibles de acontecer dado los impactos producto del cambio climático.

1.4 Metodología

Para abordar los objetivos de esta investigación, la metodología utilizada se dividió en cuatro etapas, cada una asociada a un objetivo específico.

1. Análisis de patrones hidro-climáticos: Se analizó la distribución espacial y temporal de las variables de caudal, niveles de lagos, precipitación, cobertura nival y temperatura del aire para establecer la línea base (2001-2017) de los forzantes del modelo hidrológico.
2. Validación del modelo hidrológico: En base a los datos hidro-climáticos, se calibró y validó el modelo hidrológico WEAP, con el fin de evaluar la hidrología presente y futura.
3. Comparación de proyecciones climáticas: Se extrajeron las proyecciones climáticas de precipitación y temperatura del aire para el futuro cercano (2030-2060) desde 25 Modelos de Circulación General. Debido a la escasa resolución, las proyecciones fueron escaladas a una resolución adecuada mediante un escalamiento estadístico (de $\sim 2.0^\circ$ a 0.05°).
4. Estimación de la respuesta hidrológica: Las proyecciones climáticas obtenidas fueron usadas como forzante atmosférico del modelo hidrológico WEAP para estimar los cambios en las magnitudes y patrones de caudales del río Puelo en el futuro cercano (2030-2060).

1.5 Principales resultados y conclusiones

La recopilación y análisis de las variables hidro-meteorológicas en la cuenca del río Puelo permitió identificar marcados gradientes espacio-temporales, principalmente forzados por la transición

geográfica de los Andes. A nivel temporal, existen tendencias observadas de disminución de la precipitación, los caudales y la acumulación de nieve, principalmente durante el periodo estival. Cabe destacar la contribución de los datos obtenidos desde sensores remotos, los cuales permitieron distribuir la información al interior de la cuenca del río Puelo.

El modelo hidrológico WEAP logró simular adecuadamente la dinámica de los caudales del río Puelo para el periodo base (2001-2017). En efecto, utilizando como referencia la estación fluviométrica ubicada en las cercanías de desembocadura, el modelo alcanzó un Índice de Concordancia de 0.76 y un Índice modificado de Kling-Gupta de 0.8.

A nivel de proyecciones climáticas, el ensamble de 25 GCMs proyecta una intensificación de las anomalías climáticas hacia un clima más seco en el futuro cercano (periodo 2030-2060). En concreto, se esperan cambios en la recurrencia de eventos extremos y cambios a escala estacional, donde el periodo estival sería el más afectado ($\Delta PP = -8\%$; $\Delta T = 1^\circ C$). Estas proyecciones usadas como forzantes del modelo hidrológico WEAP estimaron una extensión del periodo de estiaje debido a una transición hacia regímenes hidrológicos con menores componentes nivales. Además, se esperan cambios en la recurrencia de eventos extremos de estiaje, siendo más probable la recurrencia de eventos breves (68%) y menos probables eventos tan extensos como el ocurrido el año 2016 (40%), donde la sinergia climática entre SAM y ENSO juega un rol fundamental.

1.6 Organización del documento

El documento se organiza en siete capítulos. En el segundo capítulo se presentan antecedentes de la zona de estudio. El tercero aborda los patrones hidro-climáticos espaciales y temporales de la zona de estudio, mientras que el cuarto describe el modelo hidrológico WEAP y su aplicación en base los forzantes presentes. El quinto detalla las proyecciones climáticas para el futuro cercano, y los procedimientos asociados para obtener resultados a una escala espacial hidrológicamente adecuada. En el sexto se resumen los resultados del modelo hidrológico en base a las proyecciones climáticas para el futuro cercano del capítulo anterior. Finalmente, en el séptimo se analizan los resultados, junto con su incertidumbre asociada y se sintetizan las principales conclusiones.

CAPÍTULO 2 AREA DE ESTUDIO

2.1 Introducción

Para lograr una adecuada comprensión de los procesos involucrados en la modelación hidrológica, es primordial conocer adecuadamente las características del área de estudio, lo cual permite enfatizar el análisis en las variables hidro-climáticas más críticas. En consideración de lo anterior, este capítulo recopila los atributos biogeográficos (relieve y cobertura de suelo) de la cuenca seleccionada.

2.2 Cuenca del río Puelo

El área de estudio se limita a la cuenca del río Puelo (Figura 2.1) por la importancia de su caudal como modelador sobre la oceanografía física y biológica del sistema marino-costero adyacente y por ende como soporte de actividades económicas de alta relevancia tales como la acuicultura (Soto et al., 2019). Además, el río Puelo actúa como centinela del comportamiento de otros ríos importantes del área norte de la Patagonia chilena, con los cuales su patrón de descarga está significativamente relacionado (Petrohué, $Q = 320 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; Cochamó, $Q = 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; Yelcho, $Q = 360 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; Palena, $Q = 130 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; Cisnes, $Q = 240 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; Aysén, $Q = 630 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; Lara et al., 2008).

El río Puelo drena una cuenca trasandina que presenta un área de $9,112 \text{ km}^2$, de los cuales un 66% se encuentra en Argentina y un 33% en Chile. A lo largo de su recorrido el caudal del río Puelo se conforma por los aportes de numerosos tributarios, algunos de los cuales nacen en territorio argentino y aportan al curso principal (por ej., río Manso), mientras que otros sólo se emplazan en territorio chileno (por ej., ríos Ventisquero y Traidor). Antes de desembocar en el fiordo de Reloncaví ($\sim 41.5^\circ\text{S}$, Figura 2.1), el río Puelo promedia un caudal anual de $640 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y describe un régimen hidrológico pluvio-nival (Figura 3.1). Otro factor que influye significativamente en el régimen del río Puelo es el emplazamiento de más de una veintena de lagos a lo largo de la red hídrica, cuyas superficies cubren más 200 km^2 . En la Figura 2.1 se observan los principales lagos, entre los que destacan: Puelo (LP, 47 km^2), Mascardi (LM, 39 km^2), Epuyén (LE, 17 km^2), Azul (LA, 14 km^2), Tagua-Tagua (LT, 12 km^2), Escondido (LES, 8 km^2) y Steffen (LS, 6 km^2).

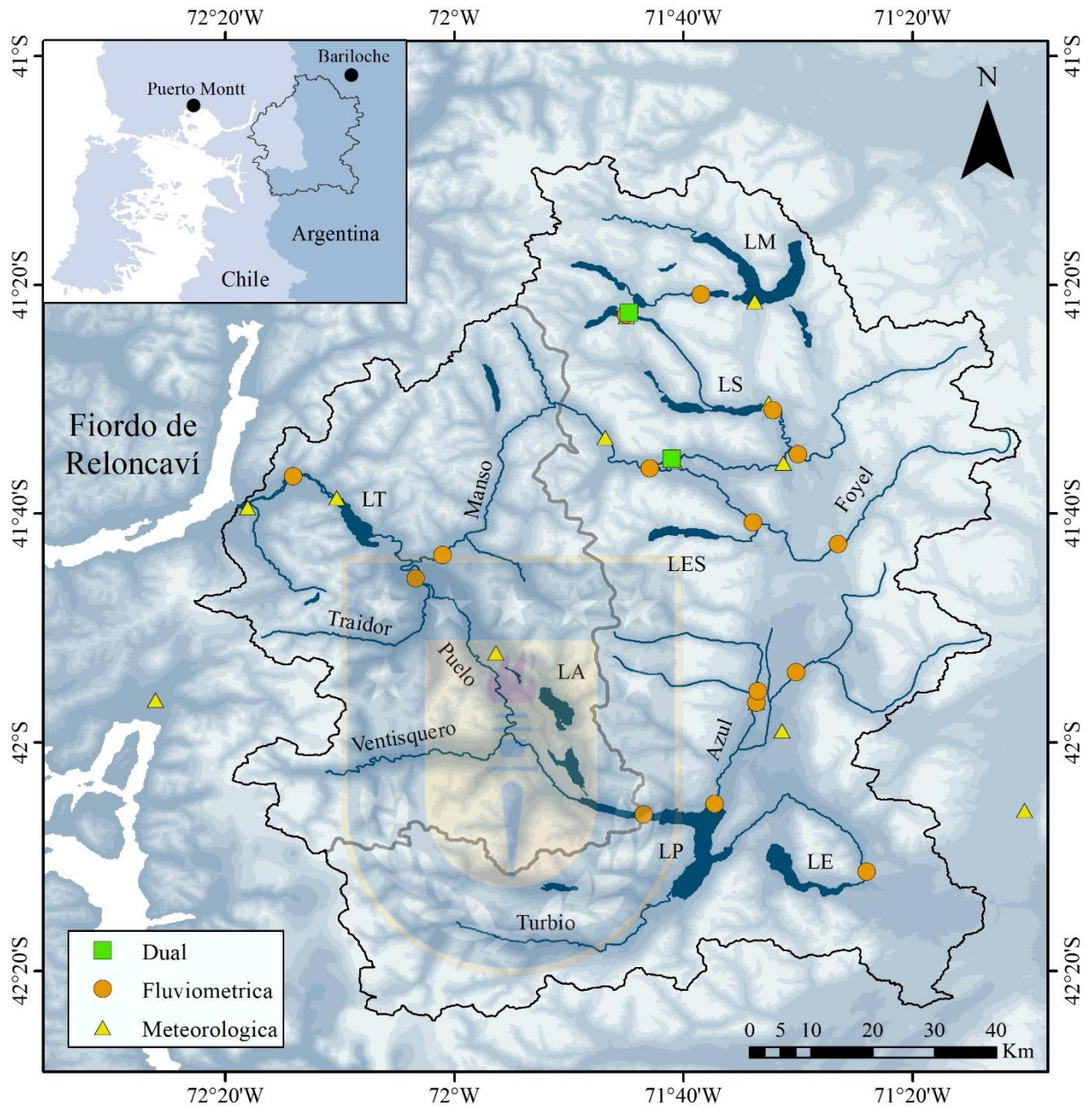


Figura 2.1 Red hidrográfica del río Puelo. Los símbolos señalan las estaciones de monitoreo. Las siglas representan los lagos (ver Capítulo 2.2). El relieve se obtiene del producto GDEMv3

2.3 Relieve

La cuenca del río Puelo describe un relieve bastante específico (Figura 2.1) caracterizado por el hundimiento de la depresión intermedia en el fiordo de Reloncaví y una baja altura de la Cordillera de los Andes, lo cual permite la conformación de una zona de transición de aspectos altamente influyentes sobre la hidrología de este río, tales como: precipitación, temperatura y vegetación.

Dada su limitada accesibilidad, la cuenca del río Puelo, al igual que la mayoría de la zona de los Andes australes, presenta una baja densidad de estaciones de monitoreo (Figura 2.2). En específico, más del 60% de su área se encuentra sobre los 1.000 msnm y la estación meteorológica más alta no supera los 800 msnm. Lo anterior se puede observar en la Figura 2.2, donde las líneas horizontales identifican las altitudes máximas de Chile y Argentina, mientras que las líneas verticales señalan donde se emplazan las estaciones meteorológicas más altas de ambas fracciones.

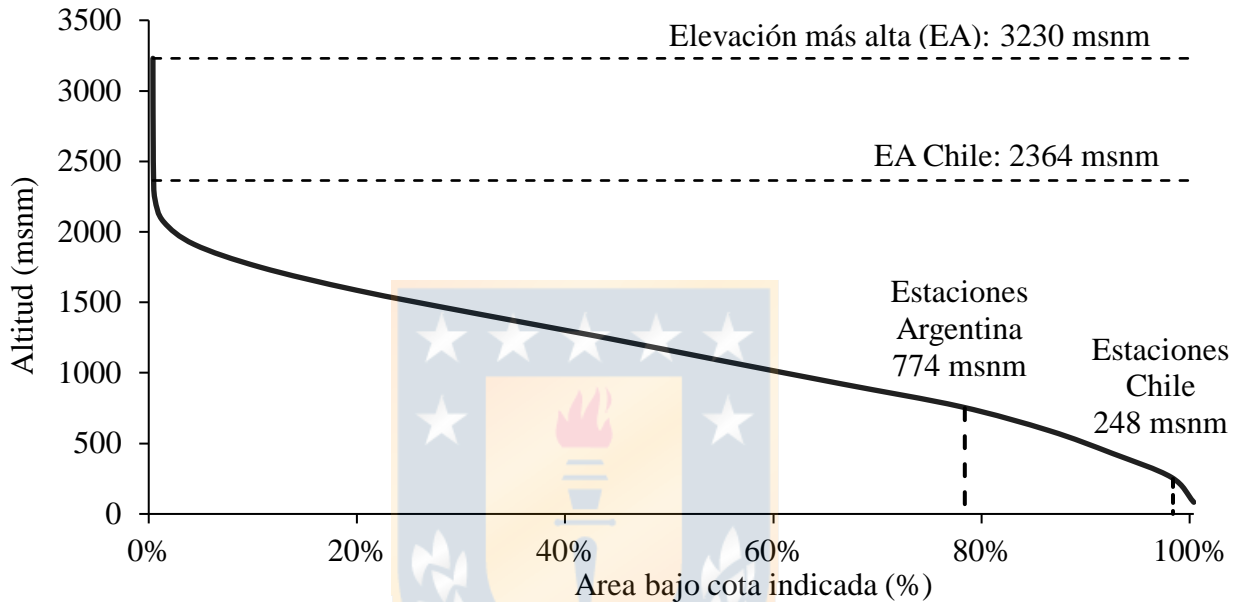


Figura 2.2 Curva hipsométrica de la cuenca del río Puelo

2.4 Cobertura de suelo

La cobertura de suelos se obtiene del Catastro de los Recursos Vegetacionales generado por la Corporación Nacional Forestal (CONAF y UACH, 2014) y de la Cobertura del Suelo de la República Argentina (INTA, 2009). Debido a que las clasificaciones de los estudios son disímiles, se agregan en base al nivel 1 del esquema propuesto por el proyecto FROM-GLC. Cabe destacar que la clase Hielo y Nieve es corregida en base a productos MODIS de cobertura nival (ver Capítulo 3.5). De los resultados obtenidos de esta agregación se observa que la cuenca del río Puelo, al igual que otras cuencas de los Andes australes, presenta un elevado nivel de conservación, manteniendo mayormente coberturas de bosques (~60%) y prácticamente nula regulación y/o derivación de sus aguas (Figura 2.3). Esto cobra relevancia, ya que el bosque templado actúa como un filtro –bosque

esponja- natural asegurando altos niveles de calidad (Perakis y Hedin, 2001, 2002) y una excelente provisión de agua, incluso durante años secos.

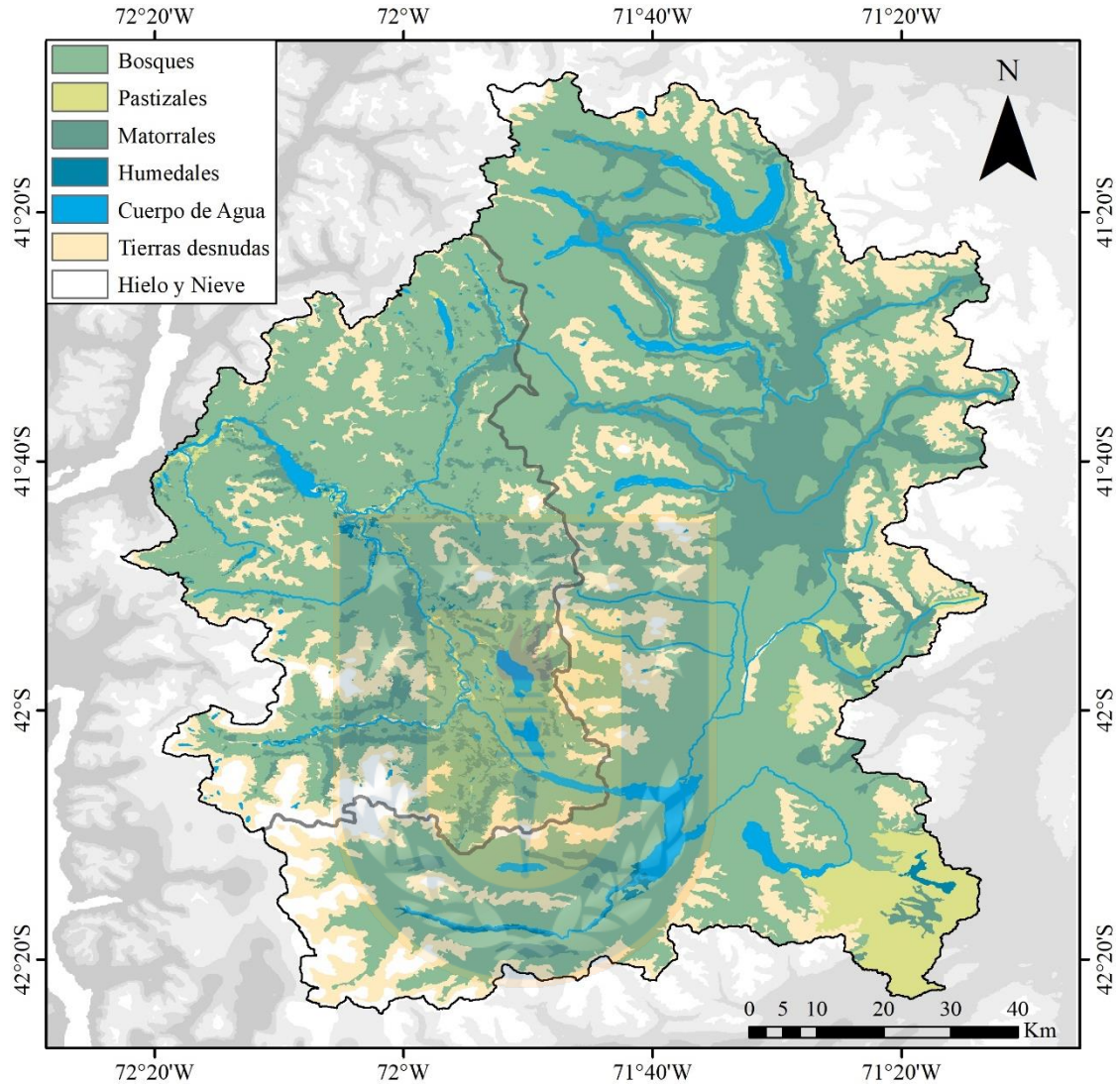


Figura 2.3 Cobertura de suelos de la cuenca del río Puelo

2.5 Conclusiones

La información recopilada en este capítulo sentó las bases para una adecuada comprensión de los atributos biogeográficos de la cuenca del río Puelo. El conocimiento previo de los atributos permitió conocer futuras limitaciones en la modelación hidrológica. En específico, de las características del relieve expuesto, surgió la necesidad de realizar correcciones a la distribución espacial de las variables hidro-climáticas, mientras que la cobertura de suelos condiciona el sentido físico de los parámetros que regulan las relaciones de precipitación-escorrentía.

CAPÍTULO 3 PATRONES HIDRO-CLIMATICOS

3.1 Introducción

El presente capítulo abarca el primer objetivo específico de la tesis correspondiente al análisis espacial y temporal de los patrones hidro-climáticos de la cuenca del río Puelo. En concreto, se analizan las variables de: caudal (magnitud y régimen), niveles de lagos, precipitación, temperatura y cobertura nival. Lo anterior cobra relevancia, ya que una mejor comprensión de los cambios que se han producido en el pasado permiten anticipar posibles alteraciones frente a futuros escenarios de cambio climático.

3.2 Pretratamiento de datos locales

El pretratamiento de información tuvo como fin verificar la consistencia y la longitud temporal de los datos obtenidos desde las estaciones *in situ*. Las fuentes de información de observaciones en Chile fueron la Dirección General de Aguas (DGA) y la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), mientras que en Argentina fue la Subsecretaria de Recursos Hídricos de Argentina (SRHA).

El criterio de selección considera las estaciones que tuvieran al menos 20 años de registro o que presenten una ubicación estratégica para la modelación hidrológica y/o el escalamiento de proyecciones climáticas (Figura 2.1). Para verificar la consistencia de los registros de precipitación, temperatura, caudales y niveles de lagos se realizan Análisis de Doble Masa. Finalmente, los vacíos de información (meses con menos de 10 días de registros) son rellenados con regresiones lineales.

3.3 Cuerpos de agua

El estudio de los cuerpos de agua, se separa a nivel de río y de lago. En el primer caso, el caudal mensual del río Puelo fluctúa ampliamente ($190-2350 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), con un régimen hidrológico caracterizado como pluvio-nival, el cual presenta una amplia variabilidad interanual (León-Muñoz et al., 2013; Figura 3.1a) y ha mostrado un patrón decreciente principalmente durante los periodos de estiaje (Figura 3.1b; Lara et al., 2008; León-Muñoz et al., 2018; Muñoz et al., 2016).

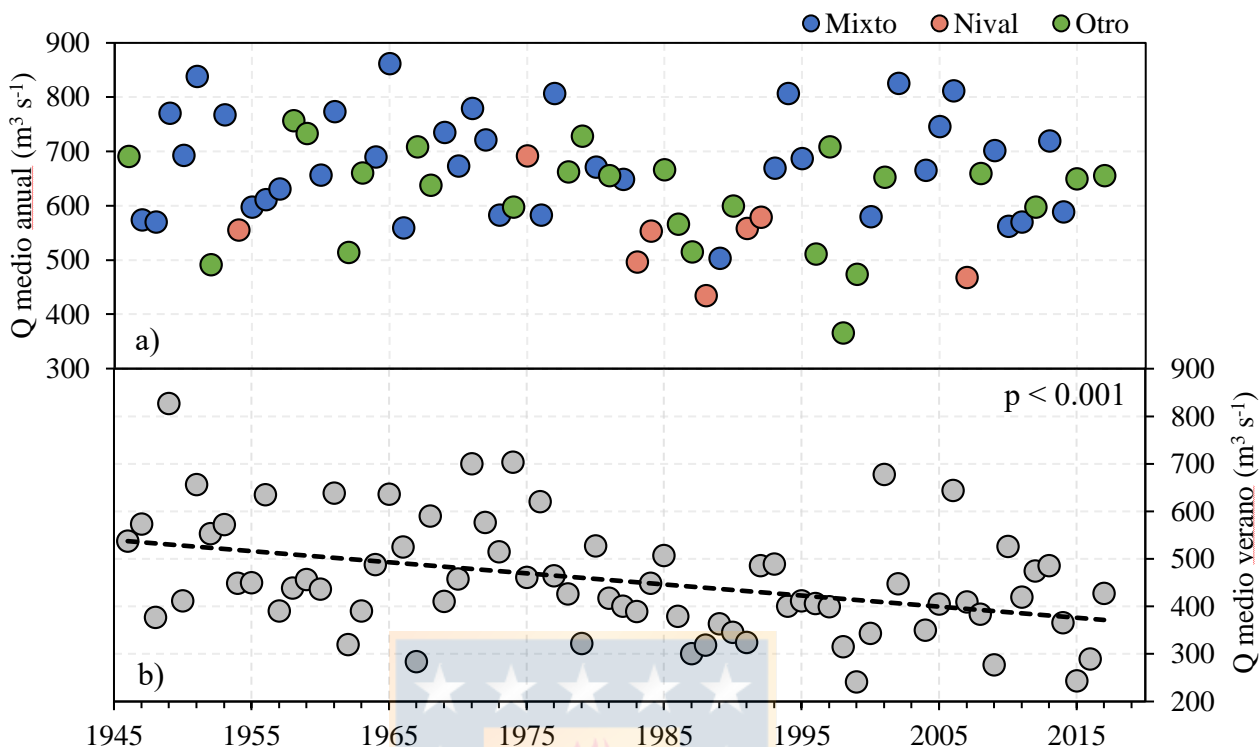


Figura 3.1 a) Variación del caudal medio anual y el régimen del río Puelo en desembocadura. b) Tendencia del caudal en periodo de estiaje (enero – marzo)

Resultados provenientes de la aplicación estacional del test de Mann-Kendall muestran que la tendencia temporal observada no se limita a sólo a las zonas bajas de la cuenca, sino que también se han registrado descensos significativos en las fracciones altas, los cuales resultan concordantes con los hallados previamente en el río Manso (Pasquini et al., 2008, 2013). En la Figura 3.2 se muestra la importancia relativa de cada estación del año (periodo 2009-2017) en relación al volumen anual de agua conducida en ese punto de la cuenca del río Puelo. Las estaciones fluviométricas que presentan más de 25 años de registro (nombres con negrita) indican el descenso porcentual por década y su respectiva significancia.

A nivel espacial, en el río Manso se observa que la importancia relativa de los periodos DFJ y MAM disminuye hacia aguas abajo, debido a la disminución de la magnitud del derretimiento. Además, el patrón nivo-pluvial pasa a ser levemente pluvio-nival (Figura 3.2). Por otro lado, el río Puelo presenta un caudal bastante regular a lo largo del año (DFJ 24% vs JJA 29%), ya que el lago Puelo (LP) actúa como un gran regulador que presenta variabilidad interanual.

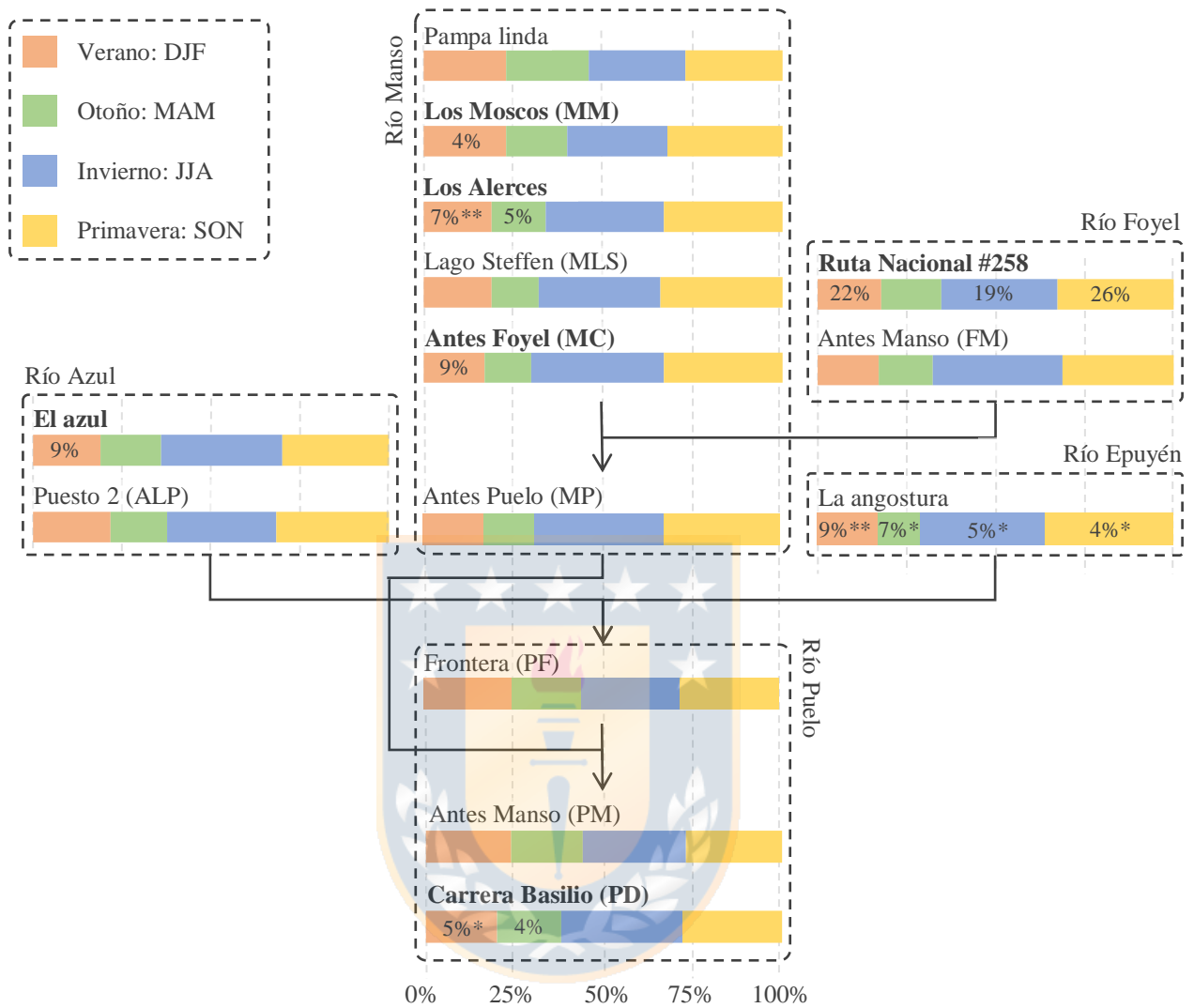


Figura 3.2 Variación espacial y temporal de la magnitud estacional. En negrita las estaciones que fueron analizadas con Mann-Kendall (** = $p < 0.001$; * = $p < 0.01$; no indica = $p < 0.05$). Las siglas representan las subcuencas usadas en la modelación hidrológica (ver Figura 4.2)

Los lagos insertos en la red hídrica tampoco están exentos de los patrones temporales de sus afluentes, registrándose cambios significativos en el Lago Mascardi (LM; Figura 2.1) en todas sus estaciones a una tasa de decrecimiento de ~5% por década ($p < 0.01$). El lago Puelo es el único que presenta un aumento significativo en el periodo SON, lo cual se explica por problemas de consistencia con la estación ubicada aguas abajo (cambio instrumental).

3.4 Precipitación

En el caso de la precipitación, se opta por utilizar sensores remotos para captar los gradientes orográficos y aumentar la representatividad espacial, dada las escasas estaciones en la zona de estudio (Figura 2.1). Para ello, se extraen datos mensuales del sensor remoto CHIRPSv2, el cual posee una resolución espacial de 0.05° y ha demostrado un buen desempeño a lo largo de Chile (Zambrano-Bigiarini et al., 2017). A pesar del buen desempeño, es necesario evaluar los sesgos hacia la fracción Argentina, lo cual se realiza mediante la comparación con datos locales a través de la eficiencia modificada de Kling-Gupta (Ecuación 3.1; Kling et al., 2012), cálculo que considera la correlación (r ; coeficiente de Pearson), el sesgo (β ; razón entre las medias) y la variabilidad (γ ; razón entre los coeficientes de variación).

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\beta - 1)^2 + (\gamma - 1)^2} \quad (3.1)$$

Los resultados de la validación de CHIRPSv2 con las estaciones de la Figura 2.1 se resume en la Tabla A.3.1. En términos espaciales existen sesgos que dependen de la longitud, ya que existe una subestimación de la precipitación en Chile y una sobrestimación en Argentina (Figura 3.3). Lo anterior implica una baja en el desempeño del índice KGE, ya que a pesar de buenas correlaciones ($r \sim 0.8$) y captar el patrón longitudinal (Figura 3.3), el sesgo β incide directamente en el desempeño.

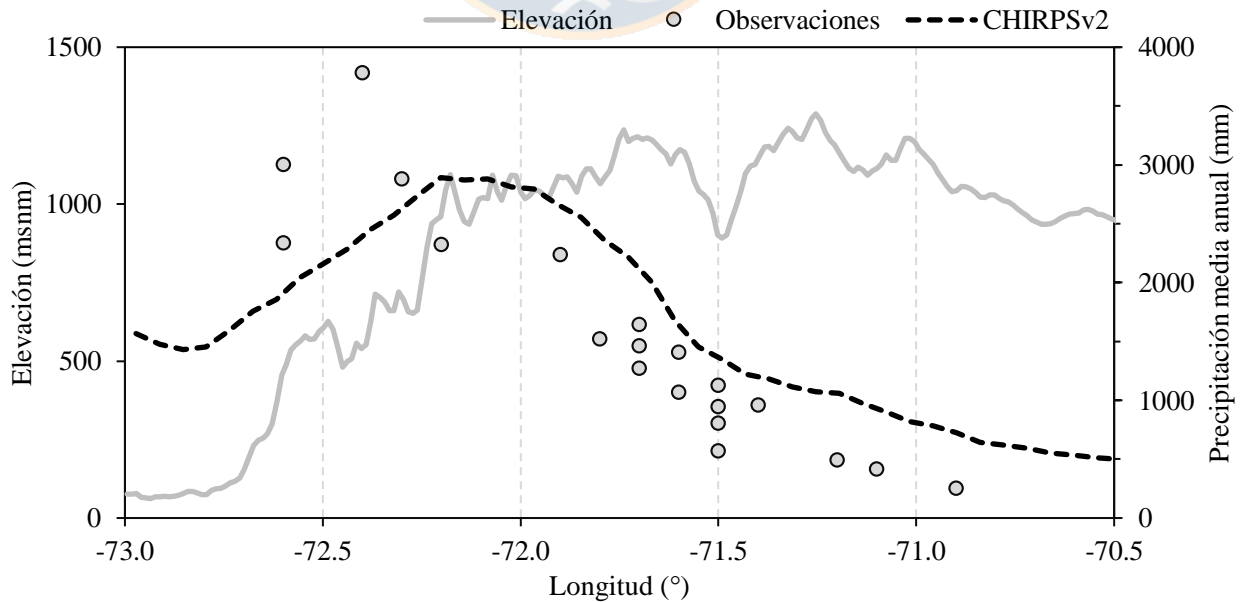


Figura 3.3 Validación del sensor remoto CHIRPSv2 con observaciones locales

Frente a la importancia que presenta la precipitación, como principal forzante de los modelos hidrológicos, se corrige el sesgo en base a una adaptación de la metodología propuesta por Bhatti et al. (2016). El esquema consiste en un escalamiento, donde la razón BF_i entre la precipitación mensual observada (PP_{OBS}^i) y la registrada por CHIRPSv2 (PP_{CHIRPS}^i) es interpolada usando *kriging* ordinario (Ecuación 3.2). Así, se multiplica BF con la grilla original de CHIRPSv2.

$$BF_i = \frac{PP_{OBS}^i}{PP_{CHIRPS}^i} \quad (3.2)$$

Los resultados muestran una clara diferenciación espacial de los rangos de precipitación (Figura 3.4a), siendo estos máximos ($\sim 3800 \text{ mm año}^{-1}$) en la vertiente occidental de los Andes y mínimos hacia el este ($\sim 500 \text{ mm año}^{-1}$). Este efecto orográfico es bien conocido, pues el ascenso forzado sobre la vertiente occidental produce un incremento de precipitación que contrasta con la sombra de lluvia a sotavento donde el aire desciende (Viale y Garreaud, 2015). Así, aun cuando el área de la cuenca se concentra principalmente en Argentina (66%), los volúmenes de agua precipitada en ambas vertientes de la cordillera de resultan de igual magnitud (50%).

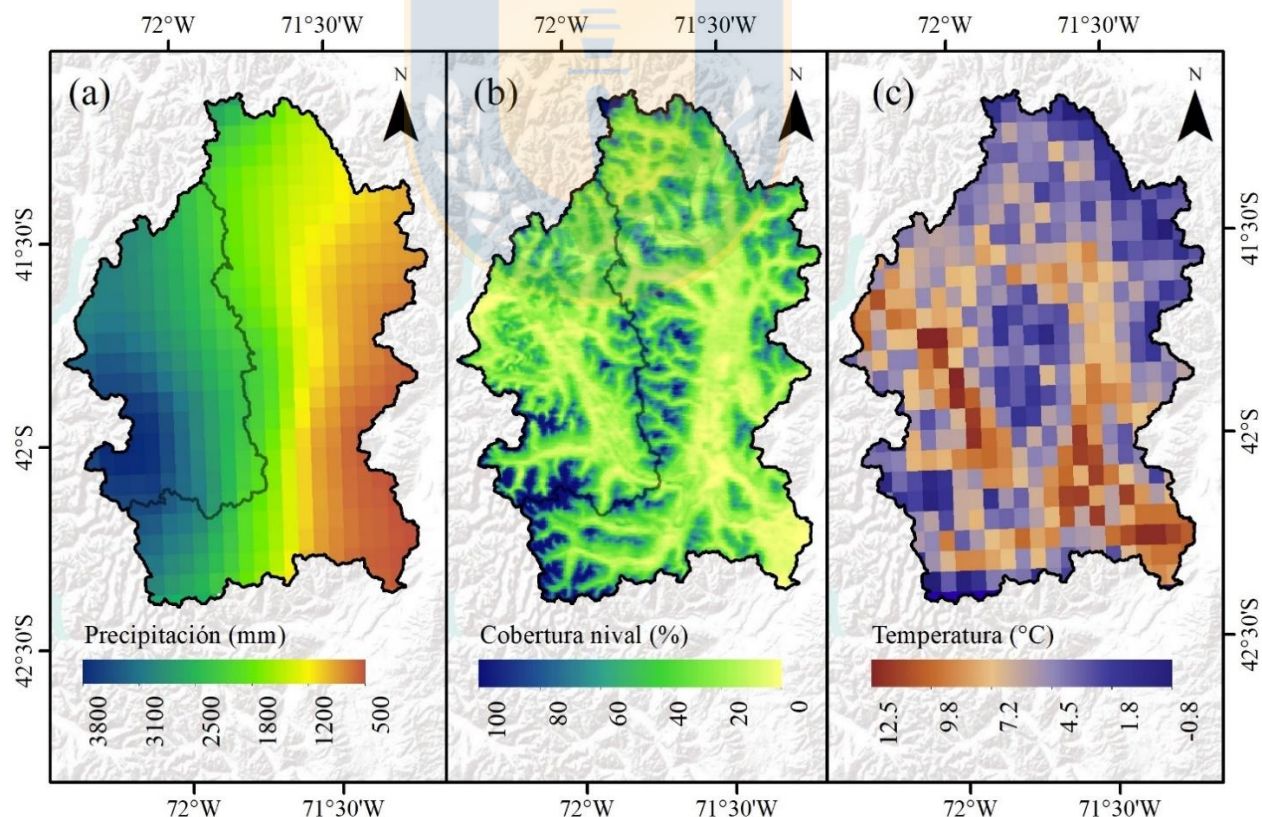


Figura 3.4 Patrones espaciales hidro-climáticos. a) Precipitación media anual (1997-2017). b) Cobertura nival media anual (2003-2017). c) Temperatura media anual (2001-2017)

A escala temporal, los resultados obtenidos de la aplicación de los índices *Standardized Precipitation Index* (SPI; Mckee et al., 1993) y *Standardized Streamflow Index* (SSFI, Modarres, 2007) a los registros pluviométricos (Lago Puelo y Puerto Montt; Figura 2.1) y fluviométricos del río Puelo en desembocadura evidencian un aumento en magnitud y duración de los periodos de sequías, desde comienzos de la década de 1980 (Figura 3.5). Además, se observa un mayor desacople hacia el periodo actual, donde en general los escenarios secos tienden a ser más intensos en territorio chileno (periodo 2014-2017).

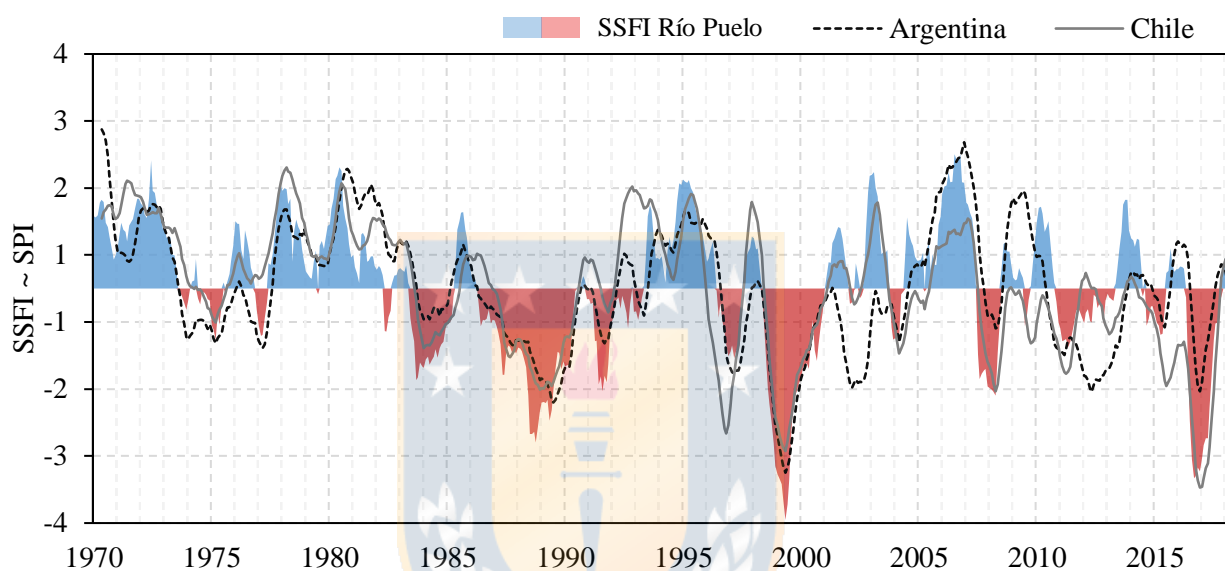


Figura 3.5 Análisis de sequías hidrológicas y meteorológicas. i) SSFI del río Puelo en su desembocadura y ii) SPI de las estaciones Puerto Montt (Chile) y Lago Puelo (Argentina)

3.5 Cobertura nival

El área cubierta por nieve se estima con los productos MODIS MOD10A2 y MYD10A2. Ambos productos poseen una resolución de 500m y una ventana temporal de ocho días (Hall et al., 2002). El análisis exploratorio de estas capas de información evidencia una alta cobertura de nubes principalmente en los meses de invierno. Para abordar este problema se adapta el algoritmo propuesto por Dariane et al., 2017, el cual considera la comparación de los dos satélites, la elevación de cada celda y un filtro espacio-temporal (Figura 3.6).

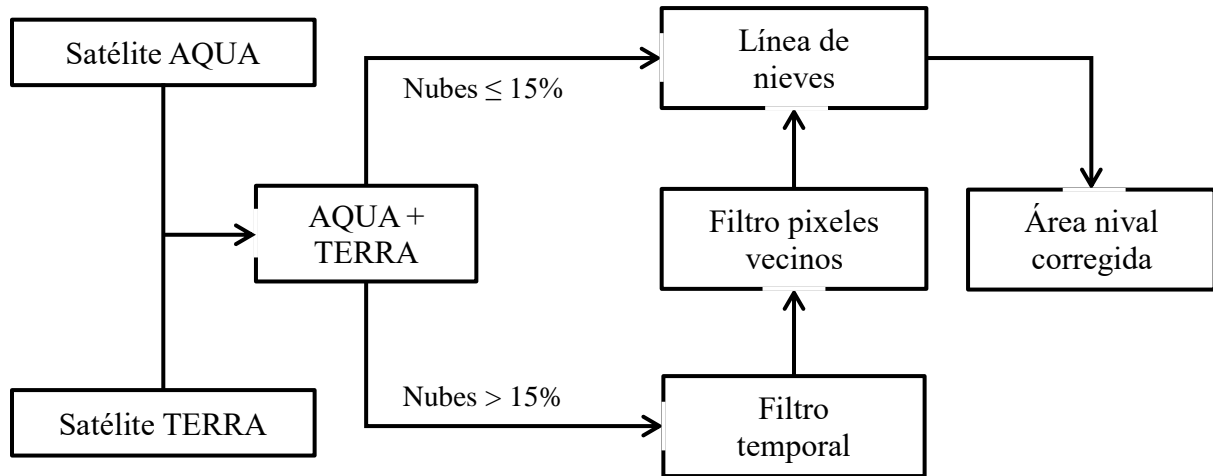


Figura 3.6 Esquema de algoritmo utilizado para corrección de área nival

El uso conjunto de ambos satélites es comúnmente utilizado (Parajka y Blöschl, 2008), ya que permite beneficiarse de la diferencia entre sus tiempos de paso. Se da prioridad a las observaciones de TERRA, en función de su mejor desempeño y menor cobertura de nubes. El filtro temporal (Da-Ronco y De-Michele, 2014) hace uso de observaciones anteriores y siguientes al periodo evaluado, asignando la cobertura informada en el periodo visible, bajo el supuesto de que la condición de la superficie no cambia en la ventana de ocho días. El filtro espacial considera dos aproximaciones, la metodología de línea de nieve (Da-Ronco y De-Michele, 2014; Parajka et al., 2010) y el filtro de pixeles vecinos (Gafurov y Bárdossy, 2009). En el primer caso se define una elevación de línea de nieve (SnowL) y una elevación de línea terrestre (LandL) a partir de sus elevaciones medias. Así, si un pixel con nubes esta debajo de LandL se reclasifica como suelo y si está por encima de SnowL se reclasifica como nieve. Finalmente, el filtro de pixeles vecinos considera el uso de las clases de los ocho píxeles vecinos (Ecuación 3.3). La reasignación se hace de acuerdo a la suma de la función de la Ecuación 3.4.

$$\delta(x,y) = \begin{cases} +1, & \text{si clase}(x,y) = \text{nieve} \\ 0, & \text{en otro caso} \\ -1, & \text{si clase}(x,y) = \text{suelo} \end{cases} \quad (3.3)$$

$$f(x,y) = \sum_{i=n}^n \sum_{j=n}^n \delta(x+1, y-1) \quad i \neq 0, j \neq 0. \quad (3.4)$$

A nivel espacial, los resultados muestran zonas de acumulación de nieve, principalmente en las subcuencas de los ríos Ventisquero y Turbio (Figura 3.4b). Análisis de Mann Kendall realizados a los datos de cobertura de nieve (porcentaje de días en un año con nieve) evidencian áreas con patrones significativos de decrecimiento para la estación de verano ($p < 0.01$, $-4\%/década$; Figura

3.7b), los cuales son similares a los encontrados en otras zonas de Patagonia (46°S; Pérez et al., 2018). Dada la extensión de la serie de tiempo analizada (15 años) no es posible descartar la presencia de variabilidad interdecadal. Dado lo anterior se extraen datos de la radiosonda de Puerto Montt (DMC; Figura 2.1), la cual efectúa lances diarios desde 1957. El preprocesamiento fue efectuado por Sepulveda (2016) y consistió en la extracción de la temperatura a partir de la interpolación lineal de la altura promedio diaria. En la Figura 3.7a se observa un aumento significativo de isoterma 0°C ($p < 0.05$, +50m/década), que es concordante con la disminución en la cobertura nival.

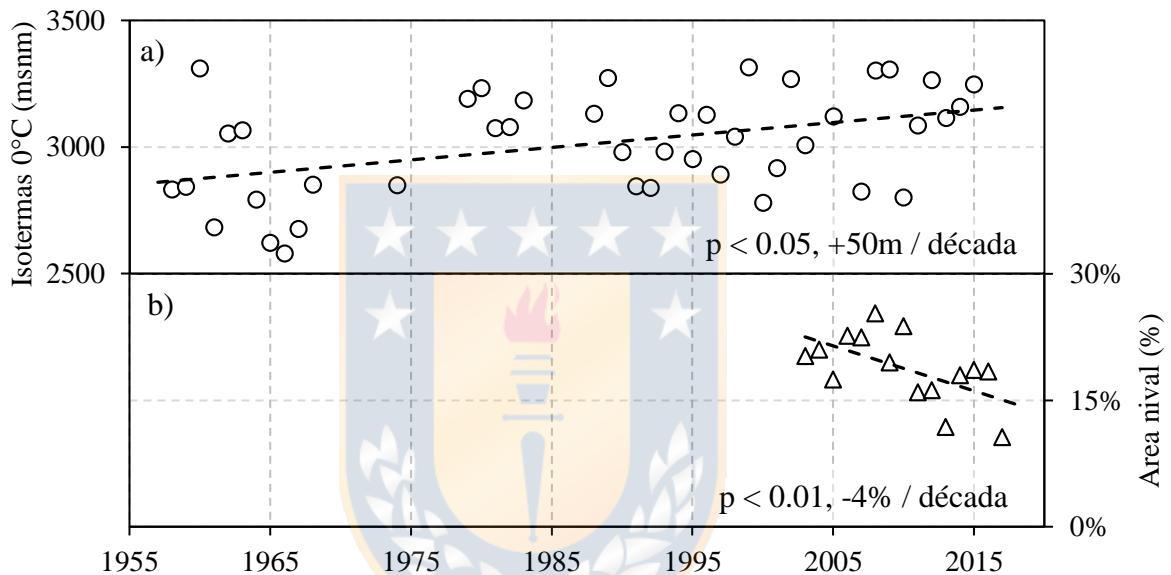


Figura 3.7 Tendencias de la cobertura nival de la cuenca del río Puelo. a) Estimada mediante la isoterma 0°C de Puerto Montt de la radio-sonda. b) Estimada con MOD/MYD10A2

3.6 Temperatura

A partir del limitado número de estaciones y de su baja altitud, se opta por hacer uso del producto MOD11C3, el cual entrega la temperatura superficial del suelo del día y de la noche (T_{day} , T_{night}), a paso mensual, en grillas de 0.05° . Debido a que la temperatura superficial no representa necesariamente las condiciones de la temperatura del aire adyacente, las imágenes satelitales son corregidos mediante un modelo estadístico, metodología que ha sido ampliamente usada (por ej., Janatian et al., 2017). El modelo consiste en una regresión lineal múltiple (Ecuación 3.5), que considera como variable dependiente la temperatura del aire observada (T_{air}) y como variables explicativas T_{day} , T_{night} y la elevación (Z). Otras variables como índices de vegetación (NVDI e EVI) no presentan un aporte significativo al modelo (Anexo 3.2).

$$T_{\text{air}} = \alpha_0 + \alpha_1 \cdot T_{\text{day}} + \alpha_2 \cdot T_{\text{night}} + \alpha_3 \cdot Z. \quad (3.5)$$

Los resultados de la corrección de sesgo muestran un cambio en el gradiente térmico, desde los $-1.2^\circ\text{C km}^{-1}$ a $-5.3^\circ\text{C km}^{-1}$ (Figura 3.8), el cual es concordante con los valores *in situ* de temperatura (círculos negros). A nivel espacial, la temperatura media anual varía desde -1°C en las zonas altas hasta 12°C en los valles (por ej. El Bolsón y Río Puelo; Figura 3.4c)

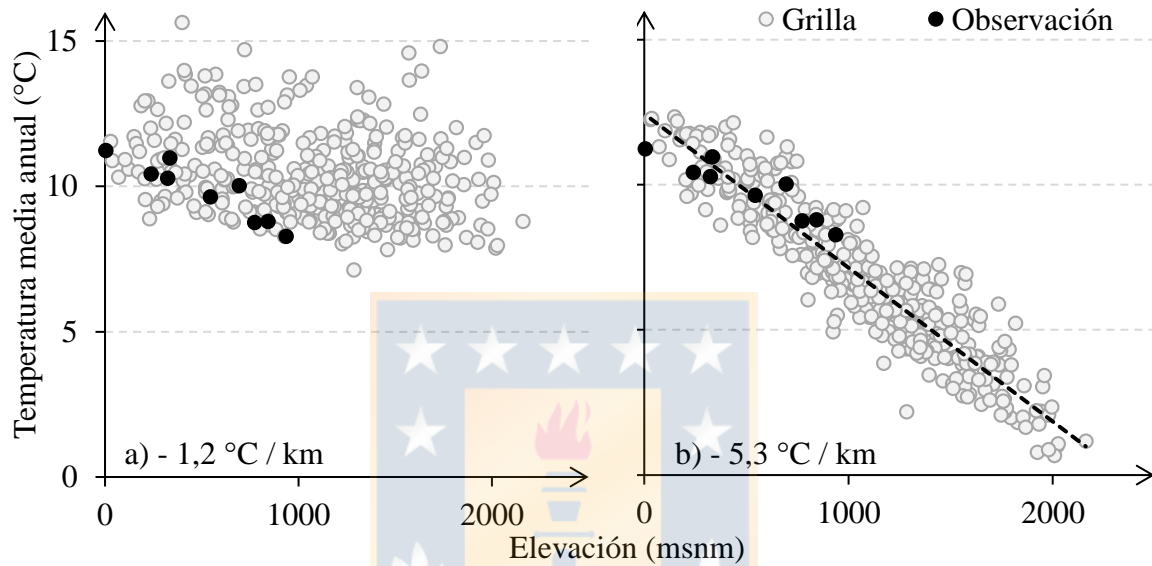


Figura 3.8 Gradiente térmico antes (a) y después de la corrección de sesgo (b).

A nivel temporal, sólo dos estaciones presentan una estadística suficiente para aplicar análisis de Mann-Kendall (Puerto Montt y Bariloche; Figura 2.1), de ellas sólo Puerto Montt presenta una tendencia leve de aumento ($+0.16^\circ\text{C}/\text{década}$; $p < 0.1$) para el mes de enero, la cual es concordante con el descenso de la cobertura nival y el aumento de la isoterma 0°C para el periodo estival DJF.

3.7 Conclusiones

La distribución espacial de los patrones hidro-climáticos evidenció importantes gradientes espaciales y temporales de las variables hidro-climáticas, principalmente por la transición geográfica de los Andes. Destacan los patrones de disminución de la precipitación y de la acumulación de nieve, posibles forzantes del descenso del caudal del río Puelo durante el periodo de estiaje. En ese sentido, se reconoce la utilidad del uso de sensores remotos como complemento a la modelación hidrológica.,

CAPÍTULO 4 MODELACIÓN HIDROLOGICA

4.1 Introducción

El presente capítulo presenta la implementación del modelo hidrológico WEAP en la cuenca del río Puelo, detallándose la estructura del modelo y la estrategia de calibración seguida. Las entradas del modelo son las variables y atributos obtenidos en capítulos anteriores. Finalmente, como parte de los objetivos específicos, se evalúa el desempeño del modelo hidrológico, considerando distintas dimensiones y escalas espaciales.

4.2 Modelo hidrológico WEAP

4.2.1 Descripción del modelo

Se selecciona el modelo hidrológico WEAP (*Water Evaluation and Planning*) por su buen desempeño a lo largo de Chile (Duque y Vázquez, 2017; McPhee et al., 2010; Meza et al., 2014; Ragetti et al., 2014; Vicuña et al., 2011, 2012) y por experiencias previas en estudios de cambio climático (Tabla 5.1). WEAP fue desarrollado por el Stockholm Environment Institute, y cumple funciones tanto de herramienta hidrológica, como de planificación (Yates et al., 2005).

El modelo WEAP es un modelo semi-distribuido que representa los procesos hidrológicos relevantes a través de un modelo conceptual uní-dimensional de dos almacenamientos (método humedad de suelo; Figura 4.1). La evapotranspiración potencial (PET) se calcula con la ecuación simplificada de Penman-Monteith, mientras el derretimiento del manto nival se modela con el método Grado-día. Otros procesos relevantes están representados por funciones empíricas que describen la escorrentía superficial (SR), escorrentía subsuperficial (IF) y percolación (Perc), en función de los almacenamientos de la zona radicular (S_w) y profunda (D_w).

Las variables de entrada de WEAP son la precipitación, temperatura y (opcionalmente) humedad relativa y velocidad del viento. En este caso, se extraen los valores mensuales de los productos corregidos CHIRPSv2 (P_i ; precipitación) y MOD11C3 (T_i , temperatura), ya que una de las condiciones que más dificulta la implementación de modelos hidrológicos en la zona austral de Chile es la baja disponibilidad de datos locales (por ej. Krogh et al., 2015; Vargas et al., 2012), la cual se acentúa en las zonas altas de los Andes, donde por temas de accesibilidad no existen

estaciones de medición (Figura 2.2). Finalmente, al no tener existir antecedentes distribuidos de humedad relativa, se decide usar el ciclo anual promedio de la estación de Llanada Grande (Figura 2.1), mientras que para la velocidad del viento se deja un valor por defecto (2 m s^{-1}).

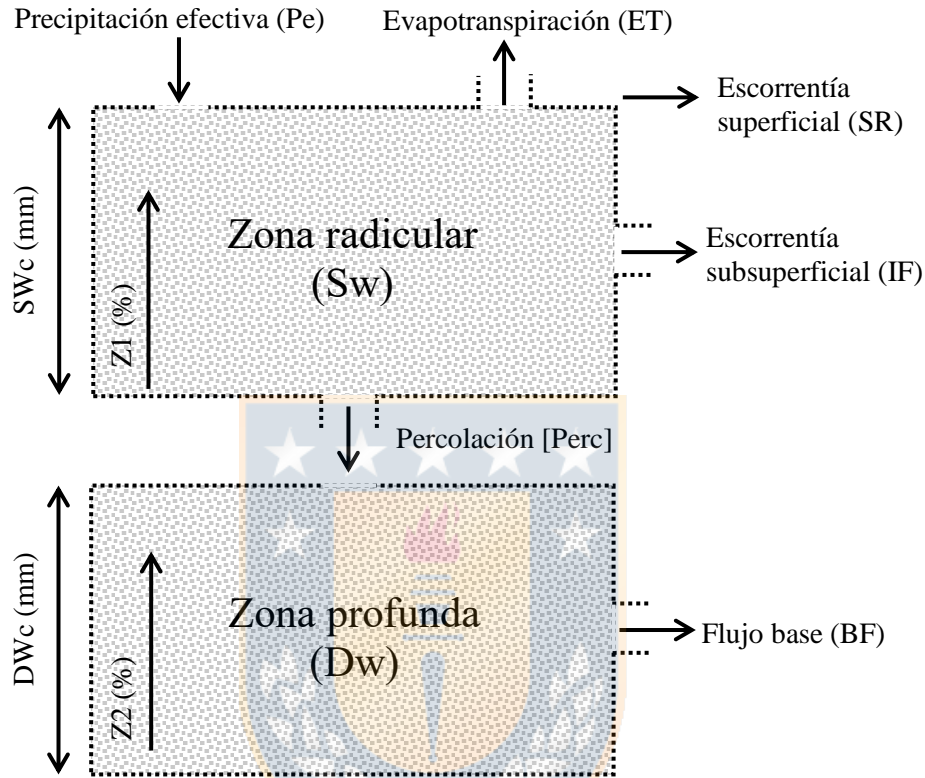


Figura 4.1 Esquema del método humedad de suelo del modelo WEAP

El modelo WEAP es un modelo semi-distribuido, lo cual implica que una cuenca hidrográfica se divide en subcuencas que se reclasifican en bandas de elevación, donde se suponen uniformes las condiciones climáticas. De igual manera, cada banda de elevación se divide de acuerdo a la cobertura de suelos presente, resolviéndose en cada una de ellas la Ecuación 4.1 para cada cobertura (j de N) de la zona radicular (Sw; Figura 4.1):

$$S_w \frac{dZ_1}{dt} = P_e(t) - ET(t) - SR(t) - IF(t) - Perc(t) \quad , \quad (4.1)$$

donde:

$$ET(t) = PET(t) \cdot K_c \cdot \frac{5Z_1(t) - 2Z_1(t)^2}{3} \quad , \quad (4.2)$$

$$SR(t) = P_e(t) \cdot Z_1(t) \frac{RRF}{2} \quad , \quad (4.3)$$

$$IF(t) = f_j \cdot k_{sw} \cdot Z_1(t)^2 \quad , \quad (4.4)$$

$$Perc(t) = (1 - f_j) \cdot k_{sw} \cdot Z_1(t)^2 \quad , \quad (4.5)$$

$$Pe(t) = [P_i(t) + A_c(t)] \cdot m_c(t) \quad . \quad (4.6)$$

La generación de precipitación efectiva (Pe) considera la posible acumulación de nieve y el posterior derretimiento, procesos que se representan a través del método grado-día (Hock, 2003). El cálculo del coeficiente de derretimiento (m_c ; Ecuación 4.7) considera un umbral para el congelamiento (T_1) y para el derretimiento (T_s). Así, la acumulación de nieve es función del coeficiente m_c , de la precipitación (P_i) y de la temperatura (T_i) (Ecuación 4.8).

$$m_c(t) = \begin{cases} 0 & , T_i(t) < T_s \\ 1 & , T_i(t) > T_1 \\ \frac{T_i(t) - T_s}{T_1 - T_s} & , T_s \leq T_i(t) \leq T_1 \end{cases} \quad , \quad (4.7)$$

$$Ac(t) = A_c(t-1) + P_i(t) \cdot [1 - m_c(t)] \quad . \quad (4.8)$$

Con respecto a la zona profunda (Dw; Figura 4.1), al no tener mayores antecedentes sobre los acuíferos de la zona de estudio se realiza un balance de masa según la Ecuación 4.9.

$$D_w \frac{dZ_2}{dt} = Perc(t) + BF(t) \quad , \quad (4.9)$$

donde:

$$BF(t) = k_{dw} \cdot Z_1(t)^2 \quad , \quad (4.10)$$

Finalmente, a partir de los balances de masa de las zonas Sw y Dw, se procede a calcular el caudal (Q_o) y el flujo base (Q_s) generados por cada cobertura de suelo j, de acuerdo a las Ecuaciones 4.10 y 4.11, las cuales son resueltas a través del algoritmo de Runge-Kutta de 4° orden mediante el método predictor-corrector (Chapra y Canale, 1998).

$$Q_o(t) = \sum_{j=1}^n A_j \cdot [SR(t) + IF(t)] \quad , \quad (4.11)$$

$$Q_s(t) = \sum_{j=1}^n A_j \cdot BF(t) \quad , \quad (4.12)$$

donde A_j es el área de cada cobertura de suelo (propia de una subcuenca y banda de elevación).

4.3 Programación y calibración del modelo WEAP

La modelación considera nueve subcuencas, en función de las ubicaciones de las estaciones fluviométricas (Figura 4.2; círculos negros). Las subcuencas son: río Manso en los Moscos (MM), río Manso en desagüe Lago Steffen (MLS), río Manso en confluencia (MC), río Foyel antes río Manso (FM), río Manso antes de Puelo (MP), río Azul antes lago Puelo (ALP), río Puelo en frontera (PF), río Puelo antes de río Manso (PM) y río Puelo en Carrera Basilio (PD). A la vez cada subcuenca, se divide en bandas de elevación (Figura 4.2), cuya delimitación se realiza en base a la topografía de la cuenca, de manera que no existiese una banda que acaparase un porcentaje mayoritario. Finalmente, para cada banda de elevación se resuelven las ecuaciones del modelo hidrológico (Ecuación 4.1 - 4.12) en base a la cobertura de suelos expuesta en la Figura 2.3.

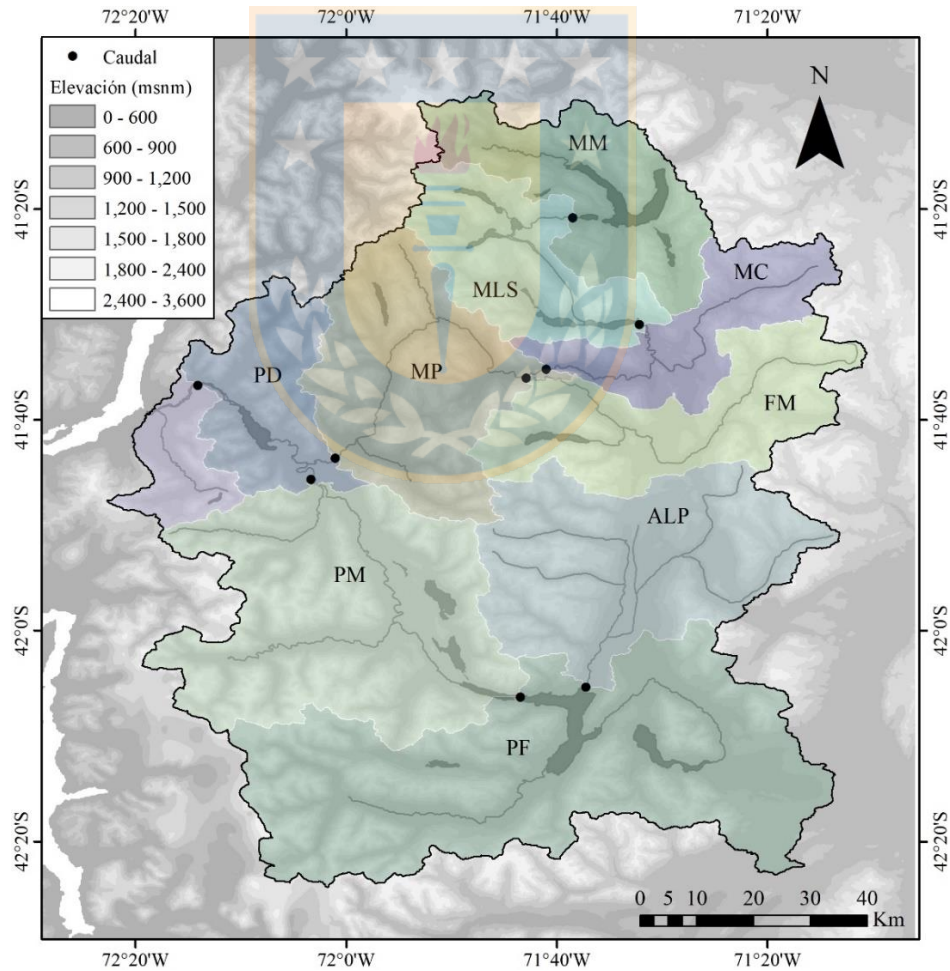


Figura 4.2 Subcuencas seleccionadas en la modelación hidrológica. Las siglas definen los nombres de las subcuencas (ver Capítulo 4.3). El fondo define las bandas de elevación seleccionadas a partir del relieve de la Figura 2.1

La calibración del modelo se realiza mediante el *software* PEST (*Model-Independent Parameter Estimation and Uncertainty Analysis*; ver Dahlstrom, 2015) para el periodo de 2001-2009, en base a los parámetros detallados en la Tabla 4.1, junto con sus respectivas restricciones. Esto no aplica a las subcuencas A, PF y FM debido a que las estaciones fluviométricas tienen registros de caudal sólo desde el año 2009 (PF desde 2012 por problemas de consistencia).

Tabla 4.1 Parámetros del modelo hidrológico WEAP

Parámetro	Modulo	Variación	Notación	Unidad	Rango
Resistencia a la escorrentía	General	Cobertura de suelo	RRF	-	0-100
Coefficiente de cultivo			K_c	-	0-1
Temperatura derretimiento	Nieve	Cuenca	t_l	°C	-40
Temperatura congelamiento			t_s	°C	-40
Albedo de nieve nueva			A_n	-	
Albedo de nieve vieja			A_o	-	
Corrección precipitación	General		P_c		0.7-1.3
Capacidad	Zona radicular	Subcuenca	SWc	mm	> 0
Conductividad			K_{sw}	mm/mes	> 0
Dirección de flujo			f_l	-	0-1
Capacidad	Zona profunda		DWc	mm	> 0
Conductividad			K_{dw}	mm/mes	

La estrategia de calibración consiste en un proceso iterativo, donde en un primer paso se ajustan los parámetros que varían a nivel de cuenca y de cobertura de suelo (Tabla 4.1), considerando como funciones objetivo las nueve subcuencas de estudio. Luego, se ajustan los parámetros propios de cada subcuenca (Tabla 4.1) desde aguas arriba de la cuenca, considerando sólo una función objetivo propia de la estación asociada. Es importante destacar que cada parámetro puede presentar una variación temporal asociada al ciclo anual. En el caso de los parámetros RRF y K_c , una primera aproximación es obtenida desde sensores remotos para obtener consistencia en los resultados y procesos asociados a la generación de escorrentía. En el caso de RRF, el parámetro es directamente proporcional al Índice de Área Foliar (LAI), por lo que el LAI se obtiene desde el producto MODIS MOD15A2H (500m) y así, se consigue tener valores de RRF para cada cobertura de suelo. En el caso de K_c (ET / PET), el ciclo anual es capturado desde el producto MODIS MOD16A2.

Una vez obtenidos los parámetros RRF y K_c y completada una iteración, se obtienen y se comparan los índices de desempeño con los obtenidos previamente para analizar la significancia de los cambios hechos. En este estudio se trabaja con la Eficiencia Modificada de Kling-Gupta (KGE; Ecuación 3.1) y el Índice Refinado de Concordancia (Willmott et al., 2012) con el fin de tener aproximaciones con y sin mínimos cuadrados. Una vez que el rendimiento converge hacia un desempeño aceptable y no hay significancia entre iteraciones, se da finalizada la calibración del modelo hidrológico, por lo que se procede hacia la validación del modelo para los años posteriores (2010-2017; excepto A y FM, 2014-2017).

4.4 Desempeño del modelo WEAP

El modelo hidrológico logra un buen desempeño, siendo capaz de captar la variabilidad del régimen de caudales en las diferentes subcuencas de estudio, además de sus señales de crecidas y de estiajes (Figura 4.3; Tabla 4.2). En la sección final del río Puelo (subcuenca PD), el modelo alcanza un índice de KGE de 0,80 en las etapas de calibración y validación.

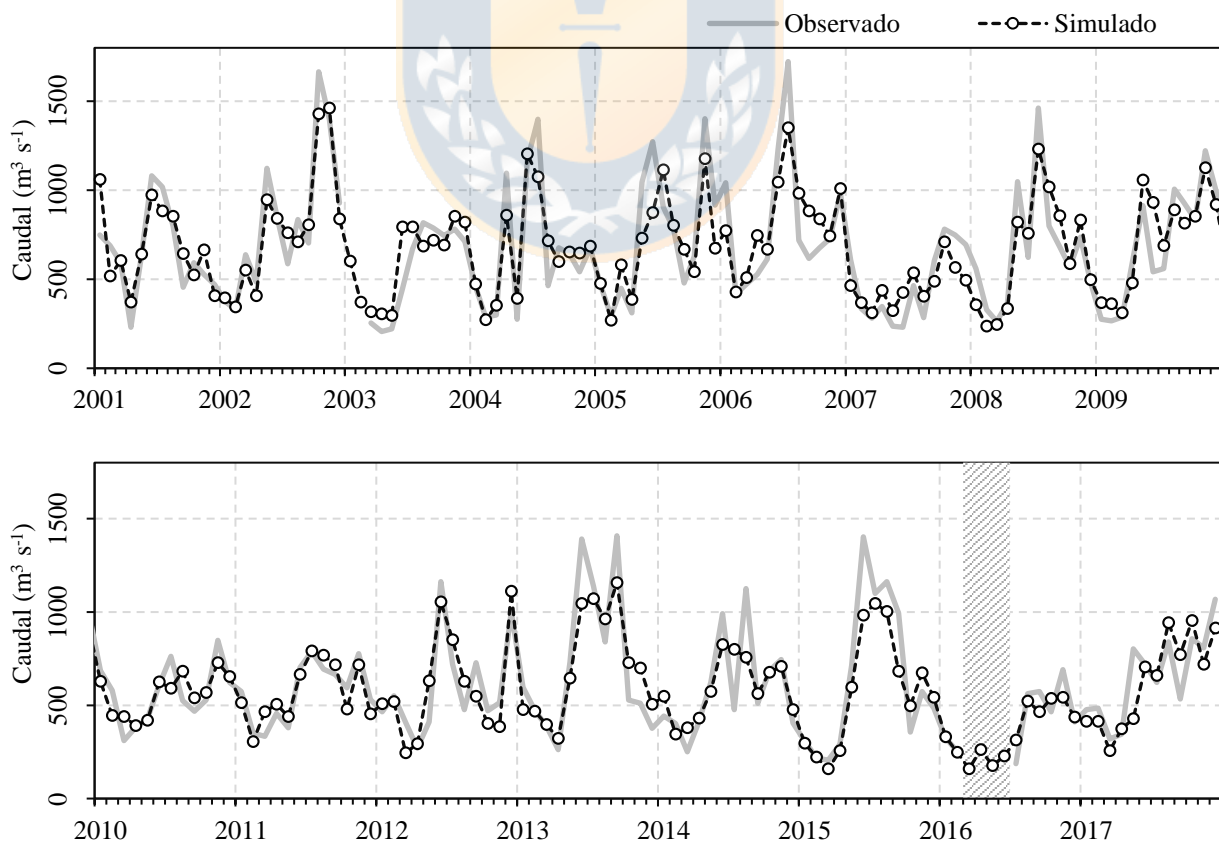


Figura 4.3 Desempeño del modelo WEAP en estación de cierre (subcuenca PD)

A nivel de subcuenca, en las etapas de calibración y validación el modelo evidencia índices de desempeño en promedio superiores a 0.70 (Tabla 4.2). Los menores rangos de eficiencia se generaron en las fracciones altas de los ríos Puelo y Manso, mientras que los mejores índices se ubicaron cerca de la desembocadura (subcuencas MP, PM, PD; Tabla 4.2), donde la precipitación es el principal forzante. En promedio, el índice RIA entrega menores desempeños en comparación al KGE, lo cual se asocia a la diferenciación en la consideración de los caudales medios y bajos.

Tabla 4.2 Desempeño del modelo hidrológico por subcuenca de estudio

Subcuenca	Calibración		Validación		Promedio	
	RIA	KGE	RIA	KGE	RIA	KGE
MM	0.75	0.81	0.65	0.72	0.70	0.77
MLS	0.78	0.79	0.75	0.72	0.76	0.75
MC	0.71	0.75	0.75	0.65	0.73	0.70
FM	0.69	0.72	0.66	0.47	0.68	0.60
ALP	0.72	0.83	0.61	0.67	0.67	0.75
PF	0.66	0.78	0.87	0.73	0.76	0.76
MP	0.80	0.83	0.77	0.75	0.78	0.79
PM	0.70	0.81	0.73	0.85	0.71	0.83
PD	0.76	0.80	0.76	0.80	0.76	0.80

Otro aspecto a destacar, es la correcta reproducción de las componentes del balance hídrico. Específicamente, se evalúa la evapotranspiración potencial mediante un evaporímetro ubicado en la subcuenca PD (Figura 4.4a) y el área nival a través de la comparación con las imágenes MODIS corregidas anteriormente (Figura 4.4b). Para el primer caso, se observa una buena representación que viene dado por el ciclo anual de la temperatura, aunque existe una subestimación para los meses estivales. Este buen desempeño no se da para la cobertura nival ya que, si bien el modelo es capaz de capturar el ciclo anual, la señal de derretimiento se adelanta 1-2 meses.

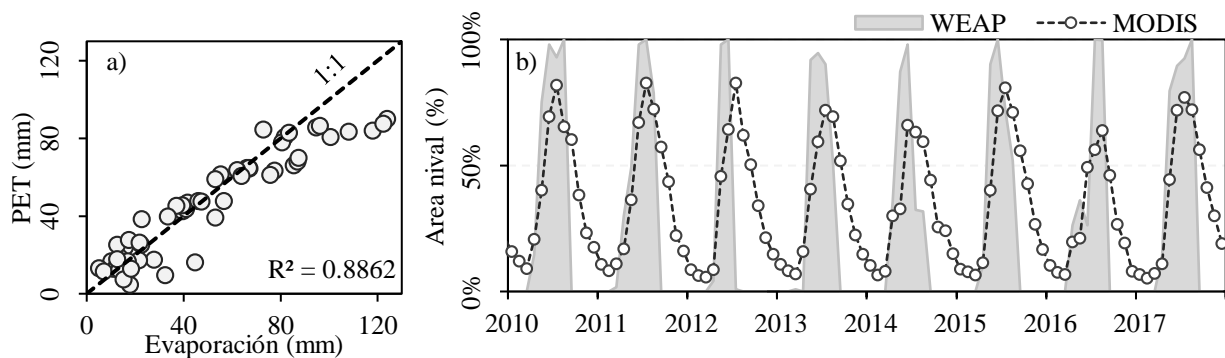


Figura 4.4 Comparación de la evapotranspiración potencial (a) y el área nival (b)

Finalmente, en base a los caudales modelados y la respectiva evaluación de las componentes del ciclo hidrológico es posible reconstruir el balance hídrico de la cuenca del río Puelo (Figura 4.5). En el balance se observa el rol que juega la precipitación como principal forzante de la hidrología, el aporte del flujo base durante los meses de estiaje (~20%) y la subestimación de la influencia nival sobre el periodo primaveral debido al adelantamiento del derretimiento (Figura 4.4b).

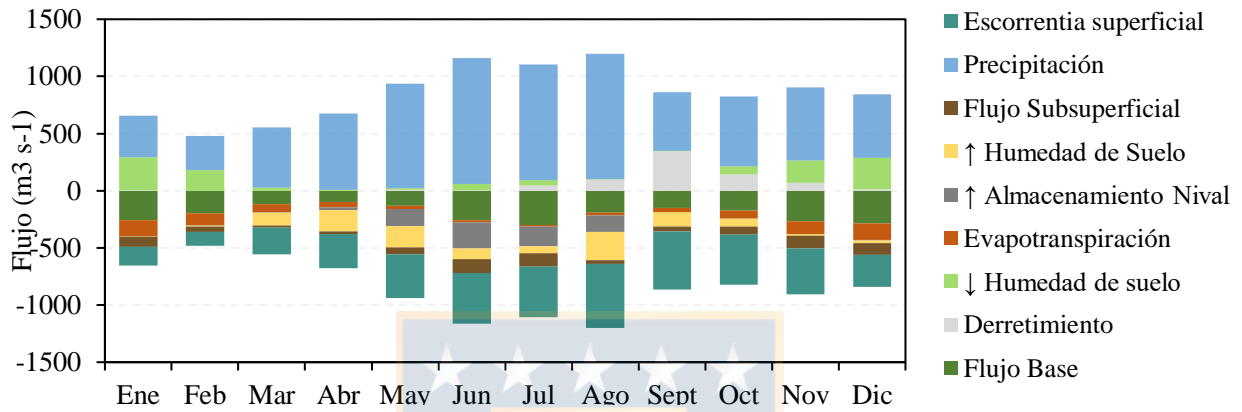


Figura 4.5 Balance hídrico de la cuenca del río Puelo

4.5 Conclusiones

El presente capítulo abordó la modelación hidrológica de la cuenca del río Puelo mediante el modelo hidrológico WEAP. El modelo fue forzado usando los datos analizados en los capítulos anteriores de la tesis y fue capaz de representar de buena forma los caudales del periodo analizado, alcanzando valores de 0.76 y 0.80 para los índices RIA y KGE, respectivamente. El buen rendimiento obtenido a nivel de cuenca fue similar a escala de subcuenca, donde los mayores índices se ubicaron al oeste de los Andes, donde la precipitación es el principal forzante. Sin embargo, al analizar la composición del balance hídrico se observó una subestimación de la influencia nival que es concordante con la mala simulación del fin de la época de deshielo.

CAPÍTULO 5 PROYECCIONES CLIMATICAS

5.1 Introducción

El presente capítulo introduce la modelación del clima futuro a través de una primera definición de los Modelos de Circulación General o Regional. Luego, se analiza el estado del arte de las proyecciones climáticas e hidrológicas para Chile para establecer una metodología de escalamiento (*downscaling*) que permita capturar los patrones espaciales encontrados en el Capítulo 3 y la incertidumbre intrínseca de la modelación climática del futuro cercano (2030-2060). Finalmente, se condensan los resultados de las proyecciones en base a las entradas necesarias del modelo hidrológico (P_i y T_i) expuesto en el Capítulo 4.

5.2 Modelación climática futura

La modelación climática trata de modelos matemáticos (Modelos de Circulación General; GCMs) que incorporan en sus ecuaciones las interacciones fundamentales entre las componentes más importantes del sistema climático-atmósfera, hidrosfera, litosfera y biosfera. Los GCMs resuelven las ecuaciones de Navier-Stokes en grillas que tienen una resolución horizontal de 150-300 km. Frente a la baja resolución, la investigación se centró en el desarrollo de Modelos Climáticos Regionales (RCMs), que operan en un dominio entre 10 y 50 km, donde las condiciones de borde de los RCMs son impuestas por los GCMs para asegurar una consistencia global.

A pesar de la buena resolución de los RCMs, en Chile no existe un número suficiente que permita evaluar la incertidumbre entre modelos, por lo que el estudio del clima futuro implica aceptar un amplio número de fuentes de incertidumbre propias de los GCMs. Entre ellas: i) si bien los escenarios *Representative Concentration Pathways* (RCP) tienen la misma probabilidad de ocurrencia, éstos representan un conjunto de supuestos (por ej., geopolítica, demografía y tecnología), ii) existe incertidumbre en los cambios del forzante radiativo (van Vuuren et al., 2011) y del efecto buffer que podría ejercer la recuperación del ozono estratosférico (Barnes et al., 2014), iii) se observa una gran variabilidad en la magnitud de los cambios entre distintos GCMs, y iv) la resolución espacial de los GCMs ($\sim 2.0^\circ$) los hace inadecuados para proyectar cambios hidrológicos a escala local, ya que las cuencas de los Andes generalmente presentan fuertes gradientes altitudinales y longitudinales.

Frente a limitaciones de resolución los GCMs, surge los métodos consisten en: i) aplicar un factor de cambio a la serie observada en base a la proyecciones climáticas (*delta change*; Diaz-Nieto y Wilby, 2005) y ii) reducir la resolución a una escala hidrológicamente adecuada que permita captar las características fisiográficas locales (*downscaling*).

Las técnicas *downscaling* se dividen en: dinámico y estadístico. En el primer caso, el *downscaling* dinámico consiste en la representación explícita de las ecuaciones que rigen los procesos físicos en un dominio de interés (similarmente a un RCM), mientras que el *downscaling* estadístico se basa en que el clima regional está condicionado por el clima a gran escala y las características fisiográficas locales. Desde esta perspectiva, el clima regional es derivado determinando un modelo estadístico que relaciona variables climáticas de gran escala (predictores) con variables regionales (predictantes). Dentro de las ventajas de la metodología estadística destaca que es computacionalmente eficiente, en comparación al desarrollo de un *downscaling* dinámico, y puede ser aplicado fácilmente a varias salidas de GCMs para evaluar la incertidumbre entre modelos. La mayor desventaja teórica del método corresponde a que el supuesto básico no es verificable, es decir, que las relaciones estadísticas desarrolladas para el clima actual se mantienen bajo condiciones de forzante antropogénico.

5.3 Proyecciones climáticas para Chile

Las proyecciones climáticas para las próximas décadas indican que en gran parte del territorio chileno (30-50°S) se debiese intensificar el decrecimiento de las precipitaciones y aumentar la temperatura (Boisier et al., 2016; Fuenzalida et al., 2007). Estas proyecciones climáticas impactan directamente en la hidrología de las cuencas, especialmente en aquellas con aporte nival, ya que la temperatura y la precipitación ejercen un efecto combinado a través de: i) un adelantamiento del máximo de caudales primaveral producto del derretimiento y ii) una intensificación y extensión del período de estiaje (Gleick, 1987). Tales impactos hidrológicos se han verificado mediante el uso de modelos en la zona mediterránea de Chile (30-38°S), donde existe un mayor uso consuntivo y la demanda de agua es cercana a la oferta. A modo de síntesis de las investigaciones previas, se resume el estado del arte en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1 Estado del arte de evaluaciones hechas en Chile

Cuenca o zona	Latitud	Modelo hidrológico	Modelos climáticos	Escalamiento	Referencia
Valle del Elqui	30°S	HEC-HMS	1 GCM	----	Souvignet et al. (2008)
Ríos Vergara y Lonquimay	38°S	SWAT	1 RCM + 7 GCMs	<i>Delta change</i>	Stehr et al. (2010)
Centro - sur de Chile	33-38°S	WEAP	1 GCM	<i>Quantile mapping</i> (Wood et al., 2004)	McPhee et al. (2011)
Río Limarí	31°S	WEAP	1 RCM	----	Vicuña et al. (2011)
Río Limarí	31°S	WEAP	20 GCMs	<i>Delta change</i>	Vicuña et al. (2012)
Río Mataquito	35°S	VIC	12 GCMs	<i>Quantile mapping</i> (Wood et al., 2004)	Demaria et al. (2013)
Río Maipo	33°S	WEAP	3 GCMs	<i>Quantile mapping</i> (Wood et al., 2004)	Meza et al. (2014)
Río Maipo (glaciares)	33°S	Poly-Hydro	3 GCMs	<i>Stochastic time random cascades</i> (Groppelli et al., 2011)	Bocchiola et al. (2018)
Chile Central	34-37°S	VIC	19 GCMs	<i>Transfer function</i> (Piani et al., 2010)	Bozkurt et al. (2018)

RCM: CONAMA (2006)

5.4 Downscaling estadístico

En base a las experiencias previas y con el fin de captar la incertidumbre entre GCMs, se selecciona una *downscaling* estadístico basado en modelos de regresión múltiple (MLR) entre los predictores y los predictantes. Donde, los predictores de la precipitación (P_i) y la temperatura al aire (T_i) tienen que representar la circulación atmosférica de gran escala, mientras que los predictantes deben capturar la fisiografía del área de estudio a través de una representación de los patrones climáticos dominantes (Figura 3.4).

5.4.1 Selección del predictor y predictante

Como predicante son usados los productos CHIRPSv2 MOD11C3 (ver Capítulo 3), mientras que como predictor no pueden ser usadas las salidas de los GCMs, ya que estos parten desde condiciones iniciales arbitrarias que no están suficientemente restringidas para simular en fase el

clima actual. Ante lo anterior, el predictor se obtiene desde modelos de reanálisis climatológicos, debido a que su resolución espacial es comparable con los GCMs (~2.0°).

Los modelos de reanálisis han sido previamente evaluados con respecto a los datos locales. Por ejemplo, Ward et al. (2011) evaluaron las salidas de precipitación (ERA-40, NCEP–NCAR) sobre la cuenca del río Baker (47°S; Chile-Argentina) y encontraron que la precipitación modelada siempre fue superior a los datos locales, lo cual puede ser explicado por la baja densidad y elevación de las estaciones. Sin embargo, en la misma zona el modelo hidrológico forzado con datos de reanálisis (ERA-Interim y CFSR) presentó una mejora significativa con respecto a los resultados obtenidos desde datos locales (Krogh et al., 2015). Frente a los antecedentes expuestos, se evalúan los modelos CSRF (0.5°; 1979-2018) y ERA-Interim (0.75°; 1979-2018).

Los resultados promedios de la comparación se resumen en la Tabla 5.2, donde se observan buenas correlaciones (R^2) y errores (RMSE) que no permiten discriminar un mejor modelo de reanálisis, por lo que se selecciona ERA-Interim, ya que es posible realizar un *upscaling* de la resolución comparable con los GCMs ($0.75^\circ \cdot 2 = 1.50^\circ$). Se selecciona el dominio comprendido entre las latitudes 42.375°S - 40.875°S y longitudes 72.375°W – 70.875°W, el cual cubre la cuenca del río Puelo. Sin embargo, la grilla del predictor ERA-Interim y las salidas de los GCMs no siempre corresponden, por lo que el modelo estadístico requiere la interpolación de los GCMs a la resolución de la grilla de los predictores atmosféricos utilizados en el algoritmo de *downscaling*.

Tabla 5.2 Desempeño de los modelos de reanálisis: CSFR y ERA-Interim

Variable	CSFR		ERA-Interim	
	R ²	RMSE	R ²	RMSE
Precipitación (mm)	0.75	75.9	0.72	72.1
Temperatura (°C)	0.93	2.9	0.97	2.8

5.3.2 Modelo estadístico de escalamiento

Con el fin de reducir la escala espacial de los datos y proporcionar homogeneidad espacial de los campos de *downscaling*, la relación predictor - predictante se construye utilizando la metodología descrita por Goubanova et al. (2011), donde se aplica el método MLR en el espacio de funciones ortogonales empíricas (EOF). Las EOF son calculadas a través del método de Descomposición del

Valor Singular para las anomalías relativas con respecto al ciclo anual, con el fin de retener variabilidad que se encuentra fuera de este ciclo. La climatología base se construye para el periodo 1997-2017 para precipitación y 2001 – 2017 para temperatura.

Una vez definidas las anomalías para el campo predictante de precipitación y temperatura, mediante el método de EOF se obtienen los patrones espaciales de precipitación (EOF_1^P) y temperatura (EOF_1^T) y las componentes principales respectivas (PC_1^P y PC_1^T). Una de las características de este método, corresponde a retener un cierto porcentaje de la varianza, por lo que se selecciona como umbral el 90%. Las primeras tres componentes principales retienen el 90.6% de la varianza de precipitación, mientras que las primeras cinco componentes retienen el 90.4% de la varianza para la temperatura. A modo de resumen, en la Figura 5.1 se muestran las primeras dos componentes para cada variable, donde se observa el efecto orográfico de la precipitación (Figura 5.1a), el gradiente altitudinal de la temperatura (Figura 5.1c) y el efecto amortiguador que produce el océano Pacífico (Figura 5.1d).

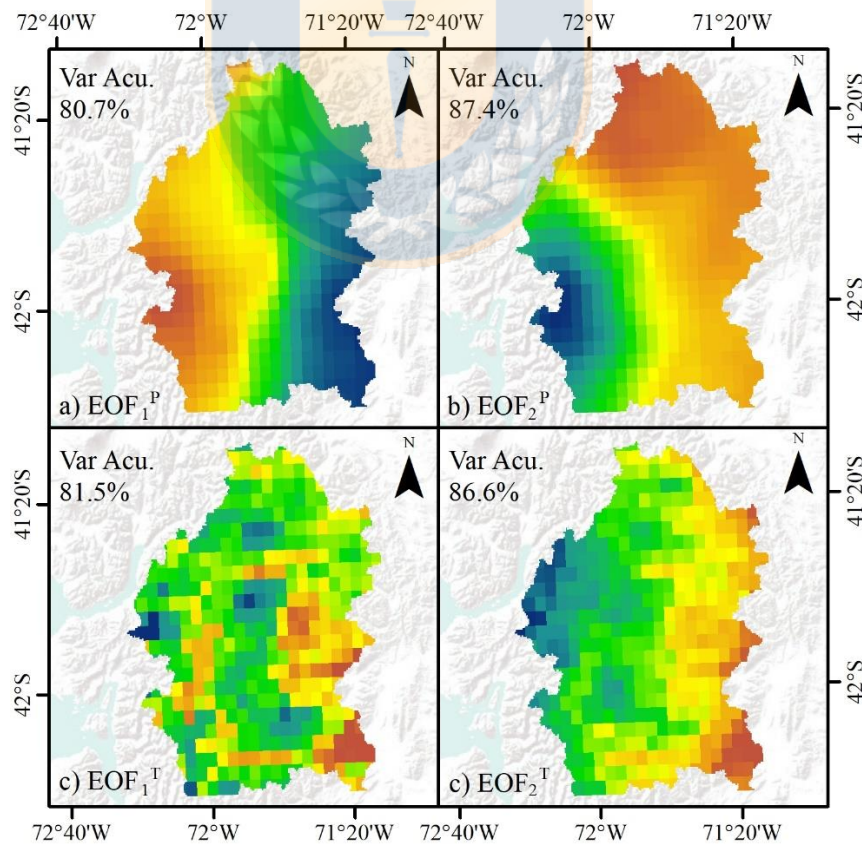


Figura 5.1 Primeros dos patrones espaciales (EOFs) de precipitación y temperatura

Luego, la relación predictor-predictante (MLR) es construida para las componentes principales correspondientes a las EOFs retenidas (90% de la varianza) y tienen la forma:

$$PC_P^i = \alpha_i \cdot P_{E-I} + \varepsilon_i, i = 1:3 \quad , \quad (5.1)$$

$$PC_T^j = \beta_j \cdot T_{E-I} + \varepsilon_j, j = 1:5 \quad , \quad (5.2)$$

donde: P_{E-I} y T_{E-I} son las anomalías del ciclo anual del predictor ERA-Interim (E-I) con respecto al periodo de la climatología base, α_i y β_j son los coeficientes de la regresión lineal y ε es el error o intercepto. Al aplicar estos coeficientes a las proyecciones climáticas se obtienen las componentes principales correspondientes a las proyecciones climáticas del futuro cercano (Ecuación 5.3 y 5.4).

$$PC_{P \text{ future}}^{i,k} = \alpha_i \cdot P_{GCM}^k, i = 1:3, k = 1:126 \quad , \quad (5.3)$$

$$PC_{T \text{ future}}^{j,k} = \beta_j \cdot T_{GCM}^k, j = 1:5, k = 1:126 \quad , \quad (5.4)$$

donde: $PC_{P \text{ future}}^{i,k}$ y $PC_{T \text{ future}}^{j,k}$ son las componentes principales de las k proyecciones climáticas, mientras que P_{GCM}^k y T_{GCM}^k son las anomalías del ciclo anual de los GCMs considerando el mismo periodo de la climatología base. Es importante considerar que, a diferencia de la temperatura, la precipitación no presenta un ciclo anual tan constante debido a inherente variabilidad interanual y, por lo tanto, los GCMs podrían no captar la varianza observada. Ante esto, se realiza un escalamiento previo de las anomalías de precipitación por la varianza de referencia (Ecuación 5.5).

$$P_{GCM}^k = P_{GCM,i}^k \cdot \frac{\sigma_{P,E-I}}{\sigma_{P,k}}, k = 1:N \quad , \quad (5.5)$$

donde: $P_{GCM,i}^k$ es la anomalía de precipitación original del GCM (k de N), $\sigma_{P,E-I}$ es la desviación estándar de P_{E-I} y $\sigma_{P,k}$ es la desviación estándar original de $P_{GCM,i}^k$. Las proyecciones climáticas se obtienen desde 25 GCMs del Quinto Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5; ver Tabla A.5.1), de los cuales se extraen 126 salidas para los escenarios RCP 2.6, RCP 4.5, y RCP 8.5, es decir, 26 salidas por cada escenario de emisiones de gases de efecto invernadero. Finalmente, los campos futuros de precipitación (P_k) y temperatura (T_k) son reconstruidos en base a las relaciones de las Ecuaciones 5.6 y 5.7.

$$P_k = \sum_{i=1}^3 (EOF_i^P \cdot PC_{P \text{ future}}^{i,k}) + P_m, k=1:126 \quad , \quad (5.6)$$

$$T_k = \sum_{j=1}^5 (EOF_j^T \cdot PC_{T \text{ future}}^{j,k}) + T_m, k=1:126 \quad , \quad (5.7)$$

donde: P_m y T_m son los campos grillados de los predictantes (CHIRPSv2, MOD11C3) que representan el ciclo anual de la climatología para el periodo base respectivo de cada variable.

5.5 Proyecciones para la cuenca del río Puelo

Las proyecciones climáticas de precipitación y temperatura generadas desde 126 corridas (RCP2.6, RCP4.5 y RCP8.5) evidencian una alta variabilidad estacional en los rangos de temperatura del aire y precipitación para el futuro cercano (periodo 2030-2060), en relación a la climatología del periodo base. A nivel estacional, durante los periodos de estiaje se predicen los mayores cambios (Figura 5.2a,b), mientras que para el periodo invernal-primaveral los cambios son mayormente atenuados y concentrados (Figura 5.2c,d). Sin embargo, independiente del escenario y periodo analizo existen aumentos de temperatura que pueden llegar en promedio a los $\sim 1.5^\circ\text{C}$ en el verano.

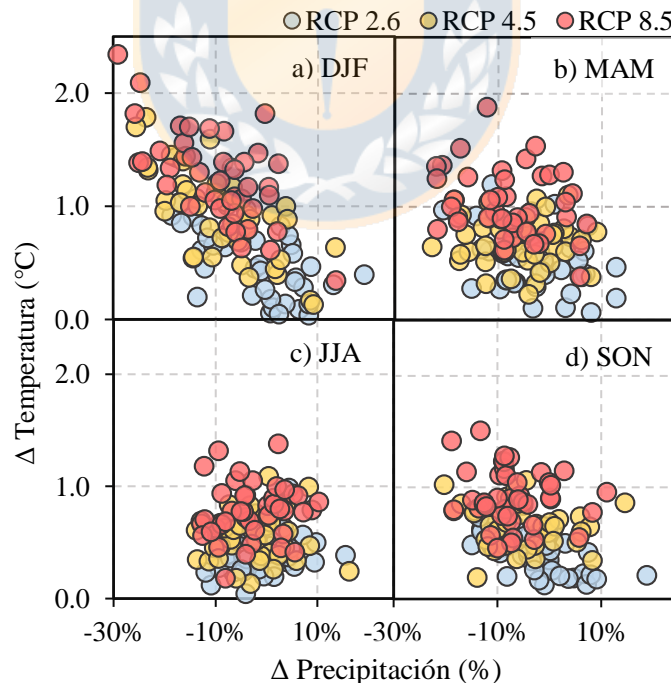


Figura 5.2 Proyecciones climáticas estacionales para el futuro cercano 2030-2060 en comparación al periodo base de la modelación 2001-2017

El caso de los eventos extremos también es foco de análisis. Para ello se trabaja con las anomalías con respecto al ciclo anual de la precipitación y la temperatura, considerando como umbral el percentil 95% para temperatura y el percentil 5% para precipitación. En la Figura 5.3 se observa que basándose en las 126 salidas de los GCMs (*post-downscaling*), existe un aumento en la extensión e intensidad de los eventos extremos de temperatura (Figura 5.3a-c), mientras que para precipitación se desprende un aumento en la intensidad, pero no de su extensión (Figura 5.3d-f).

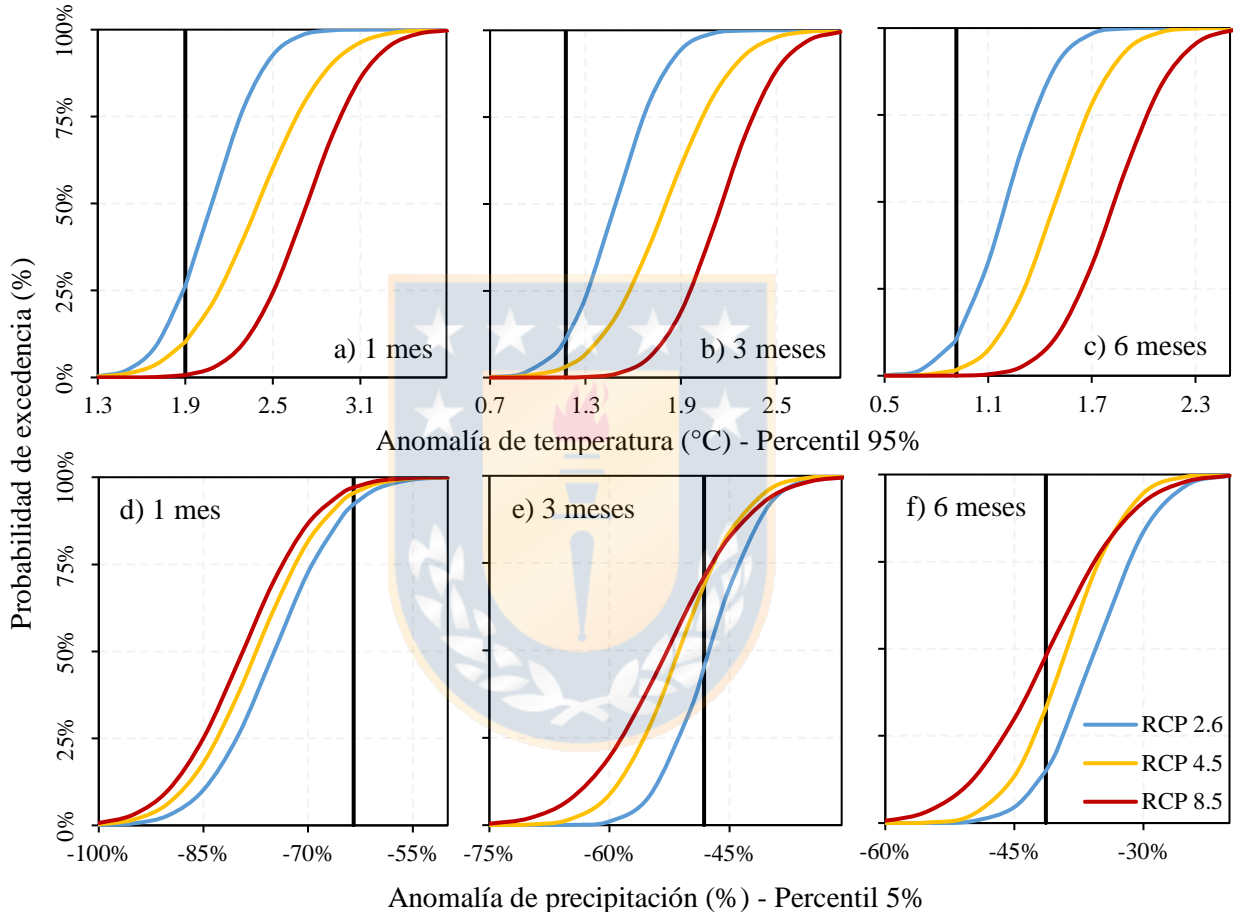


Figura 5.3 Probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de precipitación y temperatura. La línea vertical negra señala la climatología base y las líneas de color identifican los escenarios

5.6 Conclusiones

El capítulo analizó los modelos climáticos bajo forzante antropogénico, se estableció el estado del arte de evaluaciones previas hechas en Chile y se planteó la metodología de escalamiento, junto con los resultados respectivos de las proyecciones. Los resultados indicaron una alta variabilidad estacional de temperatura y precipitación para el futuro cercano que implica un aumento en la ocurrencia de eventos extremos, como el reciente verano-otoño 2016.

CAPÍTULO 6 PROYECCIONES HIDROLÓGICAS

6.1 Introducción

El presente capítulo condensa los resultados de las proyecciones hidrológicas obtenidas desde el modelo hidrológico WEAP calibrado en el Capítulo 4 y forzado con las proyecciones climáticas de precipitación y temperatura del aire generadas en el Capítulo 5. Como parte de los objetivos específicos, la sección y, por ende, la evaluación de la futura respuesta hidrológica para el futuro cercano (2030-2060) se divide a escala estacional y de eventos extremos (percentil 1%).

6.2 Cambios estacionales de los caudales

Las series de caudales de la cuenca del río Puelo generadas a partir de los escenarios generados desde las proyecciones climáticas obtenidas del proceso de downscaling de los 126 GCMs evidencian sensibilidad a la disminución de la precipitación y el aumento de la temperatura (Figura 6.1-6.3). Específicamente, las proyecciones climáticas producen una extensión en el periodo de estiaje dado por una transición hacia regímenes hidrológicos con una menor componente nival (Figura 6.1). Los caudales agregados por escenario RCP 8.5 (promedio multi-modelo) muestran una disminución anual del 10% ($-1600 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$) de los aportes de agua dulce al Fiordo de Reloncaví, la cual es menor para el periodo de invierno (-7%) y mayor para los periodos estivales y primaverales (SON-DJF; -12%).

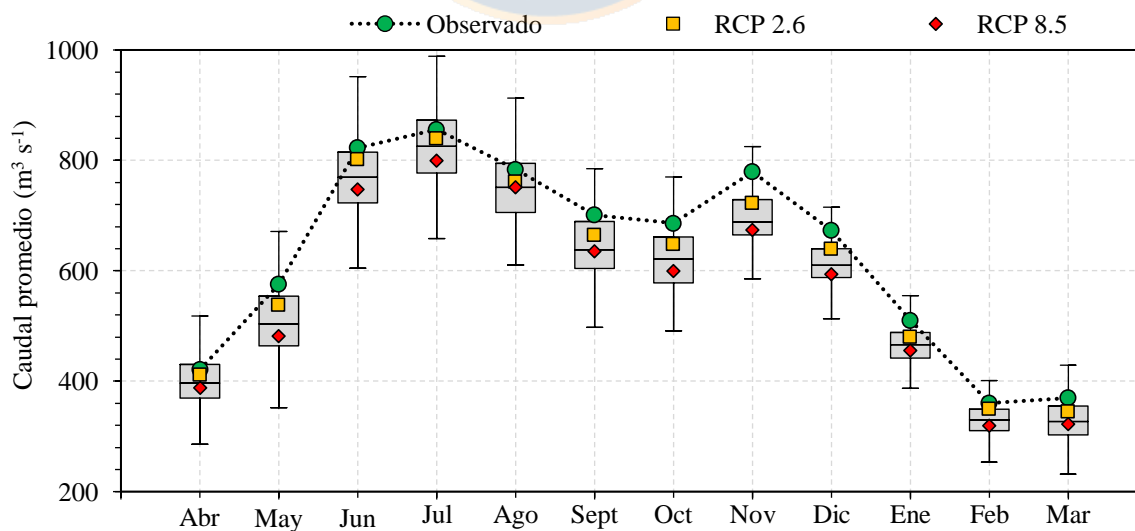


Figura 6.1 Cambios estacionales para el río Puelo para el futuro cercano (2030-2060). Los símbolos señalan los promedios históricos y multi-modelo

La generación de 126 series sintéticas de caudal para el futuro cercano (2030-2060) permite indagar en la variabilidad interanual de los caudales. Para esto se identifica el mes que presenta mayor aporte porcentual de agua dulce por año hidrológico y se compara la frecuencia del periodo base 1987-2017 contra el promedio multi-modelo por escenario RCP de los escenarios futuros 2030-2060 (Figura 6.2). De los resultados expuestos se observa que la tendencia histórica (Figura 3.1) podría aumentar en el futuro, dando paso a regímenes hidrológicos cada vez más pluviales (JJA: 6 a 7-8) y menos nivales (Noviembre: 5 a 3-4).

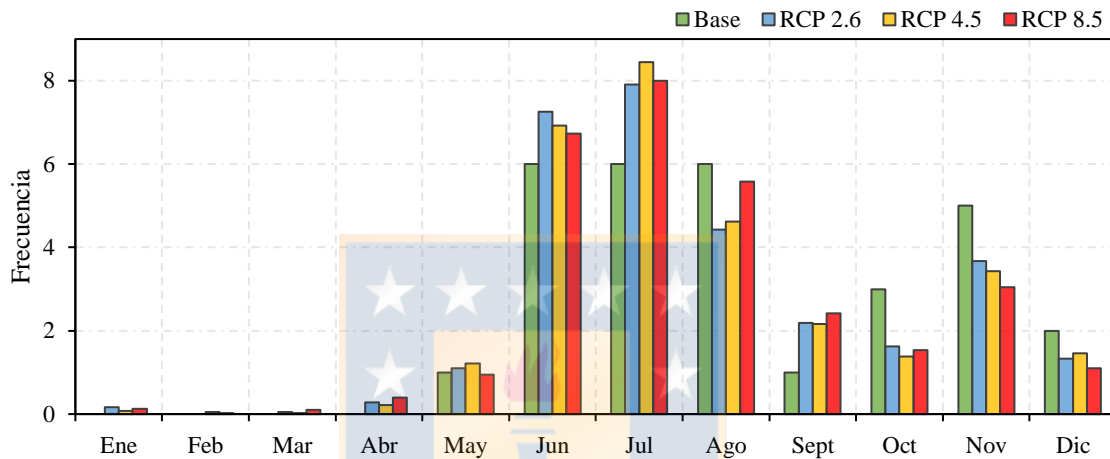


Figura 6.2 Frecuencia del mes que presenta mayor aporte de agua dulce por año hidrológico. Periodo base 1987-2017 vs futuro cercano 2030-2060.

Al comparar los cambios en la composición del caudal resulta interesante que a pesar de los cambios en temperatura no se observa un cambio intra-anual en el manto nival. (Figura 6.3). Lo anterior implica que los aumentos de septiembre (1 a 2; Figura 6.2) vienen explicados posiblemente por anomalías de precipitación y no por un adelantamiento mensual del derretimiento.

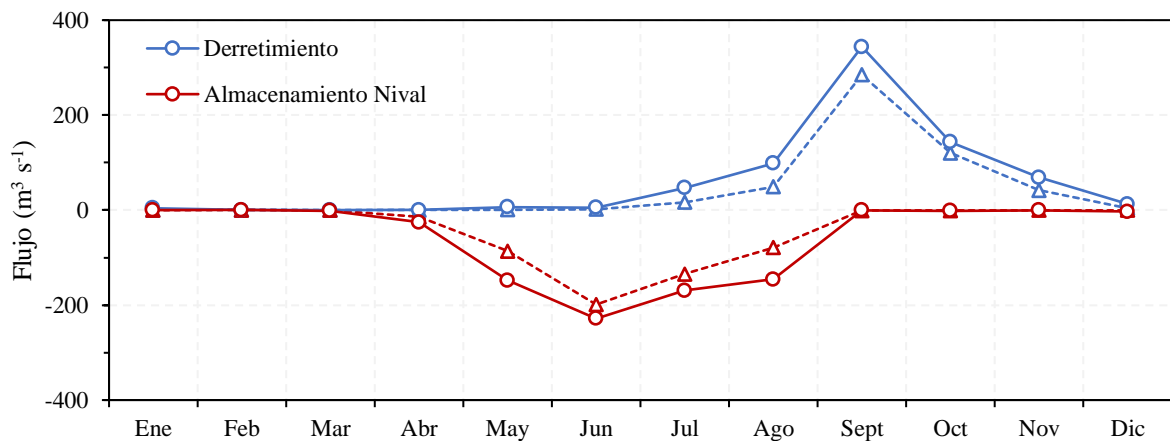


Figura 6.3 Derretimiento y almacenamiento nival para el periodo base (línea continua) y futuro (línea segmentada)

6.3 Recurrencia de los eventos extremos de sequía

Durante los últimos años, la cuenca del río Puelo ha registrado algunos de sus menores niveles de caudal, especialmente en los meses de verano y otoño. En efecto, el evento ocurrido durante el verano-otoño del 2016 fue el más intenso y extenso del que se tienen registros (marzo-julio; $207 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Estos eventos extremos podrían ver aumentada su probabilidad de ocurrencia, ya que las proyecciones de precipitación y temperatura del aire tenderían a favorecer la ocurrencia de escenarios de sequía (Figura 5.3). Es así, que a partir de las series sintéticas de caudal para el futuro cercano (2030-2060) se evalúa los cambios en los eventos extremos definidos por el umbral del percentil 1%. En la Figura 6.4 se observa que la probabilidad de ocurrencia es alta para eventos cortos (1 mes; 68%), pero disminuye hacia eventos extensos (6 meses; 40%), según el escenario RCP 8.5.

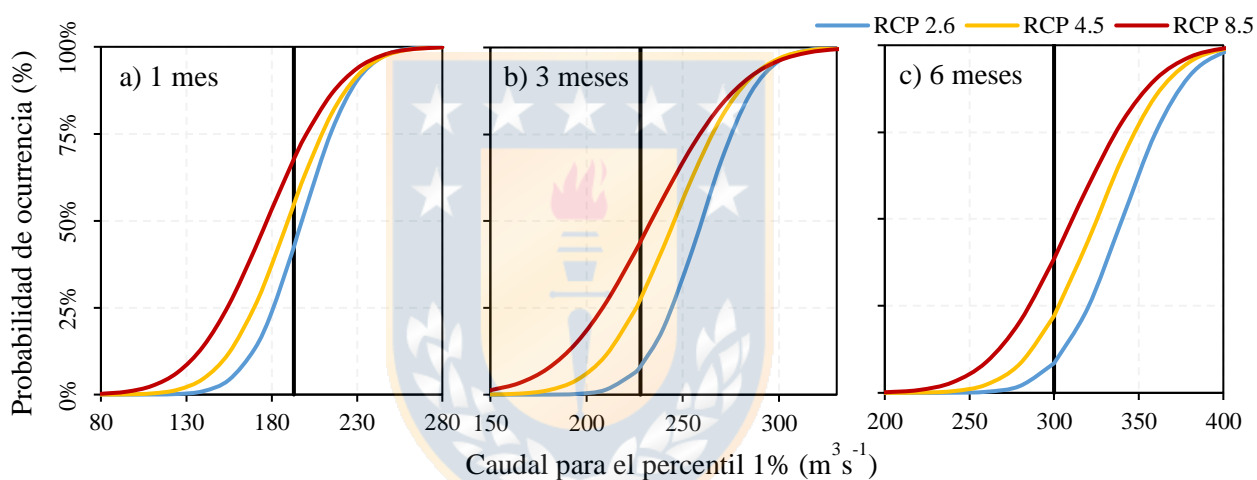


Figura 6.4 Probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de estiaje para distintos periodos y escenarios en comparación al periodo base (línea negra)

6.4 Conclusiones

El presente capítulo evaluó el objetivo general, el cual corresponde proyectar los impactos del cambio climático sobre el comportamiento hidrológico. A partir de los escenarios plausibles de acontecer en el futuro cercano (2030-2060), se encontró un aumento en la temporada de estiaje debido principalmente a un progresivo a regímenes hidrológicos con menores componentes nivales (SON-DJF; ~12%). Estas alteraciones en los patrones de caudales afectan a la vez la ocurrencia de eventos extremos. Es así, como aumenta la probabilidad de ocurrencia de sequías extremas de un mes y disminuye su probabilidad hacia ventanas de tiempo más extensas.

CAPÍTULO 7 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7.1 Discusión

En Chile la evaluación de impactos hidrológicos producto del cambio climático se ha conducido principalmente en la zona mediterránea (Bocchiola et al., 2018; Bozkurt et al., 2018; Demaria et al., 2013; McPhee et al., 2010; Meza et al., 2014; Vicuña et al., 2011, 2012), donde existe un alto uso consuntivo de agua. Por el contrario, existen escasas modelaciones en la zona austral de Chile, donde se percibe que el acceso al agua dulce no es un problema. Sin embargo, los ríos australes sí tienen un rol importante, el cual se asocia a su significativa influencia sobre los sistemas marino-costeros (Castillo et al., 2016; González et al., 2013; Iriarte, 2018; Iriarte et al., 2014; Torres et al., 2014). En este contexto, al comparar los registros históricos del río Puelo con reconstrucciones dendrocronológicas, se observa que la tendencia actual de decrecimiento de sus caudales (periodo DJF-MAM) excede en longitud, magnitud e intensidad lo estimado en los últimos cuatro siglos (Lara et al., 2008; León-Muñoz et al., 2018; Muñoz et al., 2016)

Asociados a estos cambios en los ingresos de agua dulce, oceanógrafos han comenzado a reportar eventos anómalos en los fiordos de la Patagonia Norte. Se ha registrado inestabilidad en la estratificación de la columna de agua (León-Muñoz et al., 2013), aumentos en los procesos de mezcla vertical y advección de aguas oceánicas (Valle-Levinson et al., 2007) y cambios en los patrones de productividad primaria asociados a variaciones interanuales en los volúmenes de agua dulce (Iriarte et al., 2017). En particular, el evento más extremo de estos cambios ocurrió durante el verano del 2016 (SAM + ENSO), cuando la capa superficial fue expuesta a altos rangos de radiación (~ 30% más alto) y recibió la contribución más baja de agua dulce ($207 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, área achurada Figura 4.3), en comparación con los registros históricos ($641 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Figura 3.1). Frente a esto, la capa superficial del sistema costero registró altas temperaturas ($15\text{-}16^\circ\text{C}$) y salinidad fuera de los rangos usuales (~30 psu), que favorecieron una proliferación de algas nocivas (FANs) del flagelado *Pseudochattonella cf. Verruculosa*. La FAN produjo en pocos días una mortalidad de salmones de cultivo similar a la que toda la salmonicultura chilena registra en dos años de producción (León-Muñoz et al., 2018), generando pérdidas de más de 800 millones de dólares, sin mencionar el conflicto social generado en la isla de Chiloe, producto que estas industrias emplean a un alto porcentaje de la población de esta zona de Chile (Soto et al., 2019).

Considerando la incertidumbre del futuro escenario hidro-climático y la importancia ecosistema de los ríos australes, se implementó el modelo hidrológico WEAP en la cuenca del río Puelo, cuyos extensos registros de caudales son considerados un *proxy* de las entradas de agua dulce de los sistemas semicerrados del sur de Chile (37°S - 46°S; Iriarte et al., 2017; Lara et al., 2008). Los extensos registros en desembocadura (subcuenca PD) contrastan con la cantidad y calidad de estaciones hidrometeorológicas al interior de la cuenca (Figura 2.1). En estas zonas australes, los datos *in situ* tienden a ser escasos por su difícil accesibilidad (Hofstra et al., 2010), y por ende, podrían no representar adecuadamente los gradientes espacio-temporales que gobiernan sus procesos hidrológicos (por ej., Krogh et al., 2015). Ante esto, gran parte de los datos se obtuvieron desde sensores remotos. Los datos grillados han tenido un uso incremental para la evaluación de la sensibilidad de sistemas naturales al cambio climático, como correctores de sesgos de modelos climáticos y como forzantes atmosféricos de modelos hidrológicos (Laiti et al., 2018).

Con respecto a la modelación hidrológica, la aproximación utilizada en este estudio logró reproducir adecuadamente la magnitud, estacionalidad y la dinámica de los caudales del río Puelo para el periodo base 2001-2017, tanto a escala de cuenca (RIA = 0.76; Figura 4.3), como de subcuenca (RIA = 0.73 ± 0.04). Un punto a destacar en este proceso, fue el uso del *software* PEST y el uso de más de un índice de desempeño de manera de considerar aproximaciones que midan con mínimos cuadrados (KGE) o que tengan un tratamiento especial para distintas magnitudes de caudales (RIA), para así considerar el periodo de calibración como el análogo de futuras condiciones más secas (Fowler et al., 2018). A pesar de los buenos rendimientos a nivel de caudales, los resultados no fueron los esperables al simular otras variables. Por ejemplo, los variados lagos insertos en la red hídrica no fueron capaces de ser incorporados debido principalmente a falta de información batimétrica y limitaciones en la estructura del modelo WEAP. Además, el método grado-día y la calidad de los datos fue insuficiente para representar el área nival (Figura 4.4) debido a que la escala de interés representa un reto mayor en la representación distribuida de los flujos de masa y energía.

El uso de herramientas de modelación implica aceptar una -gran- cascada de incertidumbre (concepto introducido por Wilby y Dessai, 2010). Al respecto, (Sperna et al., 2015) observaron que las forzantes meteorológicas es la mayor fuente de incerteza en la modelación, en comparación a

la incerteza propia de los parámetros hidrológicos. Por ejemplo, los escasos registros instrumentales que no permiten calibrar adecuadamente un patrón de caudales muy dinámico interanualmente (caso subcuencas ALP, FM y PF). Sumado a lo anterior, las correcciones de sesgo hechas a los productos grillados CHIRPS y MOD11C3 dependen en gran medida de la densidad (1 estación cada $\sim 900\text{km}^2$) y distribución de las estaciones meteorológicas ($H_{\text{max}} = 800$ msnm; Figura 2.2) (Hofstra et al., 2010).

A pesar de las incertidumbres expuestas, los sesgos sistemáticos en la modelación son de un orden menor al comparar las proyecciones climáticas obtenidas desde los GCMs (Hattermann et al., 2018; Najafi et al., 2011; Surfleet y Tullos, 2013), ya que por ejemplo, existe una amplia variabilidad en la magnitud de los cambios en las proyecciones (por ej., Stehr et al., 2010; Vicuña et al., 2012; ver también Capítulo 5.2). Sin embargo, la mayoría de los GCMs indican una continuación de las tendencias observadas hacia un clima más seco (Boisier et al., 2018). El uso de un ensamble de 25 GCMs (periodo 2030-2060) permitió evidenciar que la tendencia es más evidente -e incierta- para el periodo DFJ ($\Delta\text{PP} = -8\% \pm 10\%$ y $\Delta\text{T} = +0.9 \pm 0.5^\circ\text{C}$), donde un decrecimiento en la precipitación es precedido por la mayoría de los modelos. Estos cambios en la estacionalidad, también impactan en la ocurrencia de anomalías extremas, donde históricamente la sinergia entre SAM y ENSO ha tendido a intensificar la magnitud de los periodos secos y ha ocasionado algunos de los periodos con menores caudales de los que se tenga conocimiento (Garreaud, 2018; León-Muñoz et al., 2018). En concreto, los resultados estimaron un aumento de eventos extremos de temperatura (Percentil 95%; Figura 5.3a-c), mientras que para precipitación se evidencia un aumento en la intensidad de las sequías, pero no de su extensión (Percentil 5%; Figura 5.3d-f). Lo anterior se puede explicar por el desempeño de los GCMs en la correcta representación de la futura variabilidad climática (por ej., Collins et al., 2010) y la capacidad de reproducir la varianza de las anomalías propia de las variables climáticas, la cual fue necesaria de escalar con respecto a la observada (Capítulo 5.4).

Frente a las 126 salidas generadas desde 25 GCMs, los resultados provenientes del modelo WEAP no fueron alentadores. Específicamente, las proyecciones climáticas producen una extensión en el periodo de estiaje dado por una transición hacia regímenes hidrológicos con una menor componente nival (Figura 6.1 y Figura 6.2), donde los menores cambios fueron para el periodo

invernal (JJA;-7%) y mayores para los periodos estivales y primaverales (SON-DJF;-12%). Estos cambios son concordantes con los pronosticados desde hace varias décadas (Gleick, 1987), sin embargo es interesante es que se produzcan en zonas como Patagonia Norte donde el recurso hídrico siempre ha estado en abundancia (Dávila et al., 2002). Las alteraciones en los patrones de caudales afectan también la ocurrencia de eventos extremos, lo cual es importante si se considera que los caudales estimados del 2016 (marzo-julio; $207 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) fueron los más bajos (en magnitud y extensión) de los últimos 80 años (Figura 4.3). En este contexto, se observó que la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos de estiaje (definidos por el percentil 1%) es alta para eventos de corta duración (1 mes; 68%) y disminuye hacia eventos más extensos (6 meses; 40%) considerando el escenario RCP 8.5 (Figura 6.4). Estos resultados hidro-climáticos eran esperables considerando las proyecciones para esta área. Sin embargo, es relevante cuantificar y evaluar las posibles implicancias en los patrones y magnitudes futuras de caudales considerando la influencia en el sistema marino-costero, donde se ha comenzado a observar relaciones de estos patrones con aumento en el riesgo de ocurrencia de eventos extremos tales como las FANs. Lo anterior, es esencial para preparar planes locales de adaptación y mitigación al cambio climático, por ejemplo, en la pesca y la acuicultura (Bueno y Soto, 2017). Al respecto, la mantención-intensificación de los patrones hidro-climáticos y el aumento de eventos extremos generarían una mayor exposición de la zona costera de la Patagonia Norte al cambio climático (Soto et al., 2019).

7.2 Conclusiones finales

Las principales conclusiones del presente estudio se resumen a continuación:

- El análisis de los patrones hidro-climáticos temporales de la cuenca del río Puelo demostró un aumento en intensidad y duración de los periodos sequía, lo cual quedó demostrado en gran parte de las variables involucradas en el ciclo hidrológico del río Puelo, principalmente durante el periodo estival.
- El modelo hidrológico WEAP logró simular la dinámica de los caudales del río Puelo para el periodo base 2001-2017, alcanzando un índice RIA de 0.76 para la estación ubicada en desembocadura. Sin embargo, la reproducción del área nival no fue la esperada, ya que

escala de interés representa un reto mayor en la representación distribuida de los flujos de masa y energía.

- Las proyecciones climáticas para el futuro cercano (2030-2060) obtenidas de un ensamble de 25 GCMs indicaron una intensificación de las anomalías climáticas hacia un clima más seco. Específicamente, se esperan cambios en la recurrencia de eventos extremos y cambios a escala estacional, donde el periodo estival sería el más afectado ($\Delta PP = -8\%$ y $\Delta T = +0.9$).
- Las proyecciones hidrológicas para el futuro cercano estiman una extensión en el periodo de estiaje dado por una transición hacia regímenes hidrológicos con una menor componente nival, donde las mayores tasas de decrecimiento son para los periodos estivales y primaverales ($\Delta Q = \sim 12\%$). Además, se esperan cambios en la recurrencia de eventos extremos de estiaje, siendo más probable la recurrencia de eventos breves (1 mes; 68%) y menos probables eventos tan extensos como el ocurrido el 2016 (6 meses; 40%), donde la sinergia climática entre SAM y ENSO juega un rol fundamental.

Finalmente, las brechas y limitaciones encontradas en este estudio invitan a seguir avanzando en el fortalecimiento de los actuales sistemas de monitoreo con el objetivo de mejorar la comprensión de los procesos que gobiernan estas latitudes australes, siendo fundamental identificar: las variables a medir, donde las medirá y cuando las voy medir. De esta manera, durante los próximos años se podría avanzar en una mejor caracterización de los flujos relevantes en el ciclo hidrológico para una escala distribuida de cuenca.

Además de los sistemas de monitoreo, es necesario trabajar en la caracterización biogeográfica de las cuencas Patagónicas, ya que afortunadamente estas aún presentan un elevado nivel de conservación y prácticamente nula regulación y/o derivación de sus aguas (por ej., embalses). Estos atributos ecosistémicos, de mantenerse en el tiempo, debiesen disminuir el impacto de un futuro clima más seco sobre los ingresos de agua dulce al sistema marino-costero Patagónico.

REFERENCIAS

Arblaster, J., y Meehl, G. (2006). Contributions of external forcings to southern annular mode trends. **Journal of Climate**, **19(12)**, 2896–2905.

Barnes, E. A., Barnes, N. W., y Polvani, L. M. (2014). Delayed Southern Hemisphere Climate Change Induced by Stratospheric Ozone Recovery, as Projected by the CMIP5 Models. **Journal of Climate**, **27(2)**, 852–867.

Barnett, T. P., Adam, J. C., y Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. **Nature**, **438(7066)**, 303–309.

Bhatti, H. A., Rientjes, T., Haile, A. T., Habib, E., y Verhoef, W. (2016). Evaluation of bias correction method for satellite-based rainfall data. **Sensors (Switzerland)**, **16(6)**, 1–16.

Bocchiola, D., Soncini, A., Senese, A., y Diolaiuti, G. (2018). Modelling Hydrological Components of the Rio Maipo of Chile, and Their Prospective Evolution under Climate Change. **Climate**, **6(3)**, 57.

Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cordero, R. R., Damiani, A., Gallardo, L., Garreaud, R. D., Lambert, F., Ramallo, C., y Rojas, M. (2018). Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations. **Elementa Science of the Anthropocene**, **6(1)**.

Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R., y 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.

Bozkurt, D., Rojas, M., Boisier, J. P., y 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**, 1–17.

Bueno, P., y Soto, D. (2017). **Adaptation strategies of the aquaculture sector to the impacts of climate change**. Rome.

Castillo, M. I., Cifuentes, U., Pizarro, O., Djurfeldt, L., y Cáceres, M. (2016). Seasonal hydrography and surface outflow in a fjord with a deep sill: The Reloncaví fjord, Chile. **Ocean**

Science, **12(2)**, 533–534.

Chapra, S. C., y Canale, R. P. (1998). **Numerical Methods for Engineers** (Second Edi). New York: Mcgraw-hill.

Collins, M., An, S.-I., Cai, W., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F.-F., Jochum, M., Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A., Vecchi, G., y Wittenberg, A. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. **Nature Geoscience**, **3(6)**, 391–397.

CONAF, y UACH. (2014). **Monitoreo de cambios, corrección cartográfica y actualización del catastro de recursos Vegetacionales Nativos de la Región de Los Lagos**. Valdivia, Chile.

CONAMA. (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. **Informe final CONAMA**, 65.

Da-Ronco, P., y De-Michele, C. (2014). Cloud obstruction and snow cover in Alpine areas from MODIS products. **Hydrology and Earth System Sciences**, **18(11)**, 4579–4600.

Dahlstrom, D. J. (2015). Calibration and Uncertainty Analysis for Complex Environmental Models. **Groundwater**, **53(5)**, 673–674.

Darlane, A. B., Khoramian, A., y Santi, E. (2017). Remote Sensing of Environment Investigating spatiotemporal snow cover variability via cloud-free MODIS snow cover product in Central Alborz Region. **Remote Sensing of Environment**, **202**, 152–165.

Dávila, P. M., Figueroa, D., y Müller, E. (2002). Freshwater input into the coastal ocean and its relation with the salinity distribution off austral Chile (35–55°S). **Continental Shelf Research**, **22(3)**, 521–534.

Demaria, E. M. C., Maurer, E. P., Thrasher, B., Vicuña, S., y Meza, F. J. (2013). Climate change impacts on an alpine watershed in Chile: Do new model projections change the story? **Journal of Hydrology**, **502**, 128–138.

Diaz-Nieto, J., y Wilby, R. L. (2005). A comparison of statistical downscaling and climate change factor methods: Impacts on low flows in the River Thames, United Kingdom. **Climatic Change**, **69(2–3)**, 245–268.

- Duque, L., y Vázquez, R. (2017). WEAP21 based modelling under climate change considerations for a semi-arid region in southern-central Chile. **MASKANA**, **8(2)**, 125–146.
- Fowler, K., Peel, M., Western, A., y Zhang, L. (2018). Improved Rainfall-Runoff Calibration for Drying Climate: Choice of Objective Function. **Water Resources Research**, **54(5)**, 3392–3408.
- Fuenzalida, H., Aceituno, P., Falvey, M., Garreaud, R., Rojas, M., y Sanchez, R. (2007). **Study on Climate Variability for Chile during the 21st century**.
- Gafurov, A., y Bárdossy, A. (2009). Cloud removal methodology from MODIS snow cover product. **Hydrology and Earth System Sciences**, **13(7)**, 1361–1373.
- Garreaud, R. (2018). Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western Patagonia in 2016. **Climate Research**, **74(3)**, 217–229.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., y Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. **Journal of Climate**, **26(1)**, 215–230.
- Gleick, P. H. (1987). Regional hydrologic consequences of increases in atmospheric CO₂ and other trace gases. **Climatic Change**, **10(2)**, 137–160.
- González, H. E., Castro, L. R., Daneri, G., Iriarte, J. L., Silva, N., Tapia, F., Teca, E., y Vargas, C. A. (2013). Land–ocean gradient in haline stratification and its effects on plankton dynamics and trophic carbon fluxes in Chilean Patagonian fjords (47–50°S). **Progress in Oceanography**, **119**, 32–47.
- Goubanova, K., Echevin, V., Dewitte, B., Codron, F., Takahashi, K., Terray, P., y Vrac, M. (2011). Statistical downscaling of sea-surface wind over the Peru–Chile upwelling region: diagnosing the impact of climate change from the IPSL-CM4 model. **Climate Dynamics**, **36(7–8)**, 1365–1378.
- Groppelli, B., Bocchiola, D., y Rosso, R. (2011). Spatial downscaling of precipitation from GCMs for climate change projections using random cascades: A case study in Italy. **Water Resources Research**, **47(3)**.
- Hall, K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., y Goddard, N. (2002). MODIS snow-cover products. **Remote sensing of Environment**, **83(1–2)**, 181–194.

- Hattermann, F. F., Vetter, T., Breuer, L., Su, B., Daggupati, P., Donnelly, C., Fekete, B., Flörke, F., Gosling, S. N., Hoffmann, P., Liersch, S., Masaki, Y., Motovilov, Y., Müller, C., Samaniego, L., Stacke, T., Wada, Y., Yang, T., y Krysnova, V. (2018). Sources of uncertainty in hydrological climate impact assessment: a cross-scale study. **Environmental Research Letters**, **13**(1), 015006.
- Hock, R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. **Journal of Hydrology**, **282**(1–4), 104–115.
- Hofstra, N., New, M., y McSweeney, C. (2010). The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. **Climate Dynamics**, **35**(5), 841–858.
- INTA. (2009). **Monitoreo de la Cobertura y el Uso del Suelo a partir de sensores remotos**. Argentina.
- Iriarte, J. L. (2018). Natural and Human Influences on Marine Processes in Patagonian Subantarctic Coastal Waters. **Frontiers in Marine Science**, **5**(October), 360.
- Iriarte, J. L., León-Muñoz, J., Marcé, R., Clément, A., y Lara, C. (2017). Influence of seasonal freshwater streamflow regimes on phytoplankton blooms in a Patagonian fjord. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, **51**(2), 304–315.
- Iriarte, J. L., Pantoja, S., y Daneri, G. (2014). Oceanographic Processes in Chilean Fjords of Patagonia: From small to large-scale studies. **Progress in Oceanography**, **129**(June 2015), 1–7.
- Janatian, N., Sadeghi, M., Sanaeinejad, S. H., Bakhshian, E., Farid, A., Hasheminia, S. M., y Ghazanfari, S. (2017). A statistical framework for estimating air temperature using MODIS land surface temperature data. **International Journal of Climatology**, **37**(3), 1181–1194.
- Kling, H., Fuchs, M., y Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. **Journal of Hydrology**, **424–425**, 264–277.
- Krogh, S. A., Pomeroy, J. W., y McPhee, J. (2015). Physically Based Mountain Hydrological Modeling Using Reanalysis Data in Patagonia. **Journal of Hydrometeorology**, **16**(1), 172–193.
- Laiti, L., Mallucci, S., Piccolroaz, S., Bellin, A., Zardi, D., Fiori, A., Nikulin, G., y Majone, B. (2018). Testing the Hydrological Coherence of High-Resolution Gridded Precipitation and

Temperature Data Sets. **Water Resources Research**, **54(3)**, 1999–2016.

Lara, A., Villalba, R., y Urrutia, R. (2008). A 400-year tree-ring record of the Puelo River summer-fall streamflow in the Valdivian Rainforest eco-region, Chile. **Climatic Change**, **86(3–4)**, 331–356.

León-Muñoz, J., Marcé, R., y Iriarte, J. L. (2013). Influence of hydrological regime of an Andean river on salinity, temperature and oxygen in a Patagonia fjord, Chile. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, **47(4)**, 515–528.

León-Muñoz, J., Urbina, M. A., Garreaud, R., y Iriarte, J. L. (2018). Hydroclimatic conditions trigger record harmful algal bloom in western Patagonia (summer 2016). **Scientific Reports**, **8(1)**, 1330.

Mckee, T. B., Doesken, N. J., y Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. **Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology**, **17(22)**, 179–184.

McPhee, J., Rubio-Alvarez, E., Meza, R., Ayala, A., Vargas, X., y Vicuna, S. (2010). An Approach to Estimating Hydropower Impacts of Climate Change from a Regional Perspective. En *Watershed Management 2010* (pp. 13–24). Reston, VA: American Society of Civil Engineers.

Meza, F. J., Vicuña, S., Jelinek, M., Bustos, E., y Bonelli, S. (2014). Assessing water demands and coverage sensitivity to climate change in the urban and rural sectors in central Chile. **Journal of Water and Climate Change**, **5(2)**, 192–203.

Modarres, R. (2007). Streamflow drought time series forecasting. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, **21(3)**, 223–233.

Muñoz, A. A., González-Reyes, A., Lara, A., Sauchyn, D., Christie, D., Puchi, P., Urrutia-Jalabert, R., Toledo-Guerrero, I., Aguilera-Betti, I., Mundo, I., Sheppard, P. R., Stahle, D., Villalba, R., Szejner, P., LeQuesne, C., y Vanstone, J. (2016). Streamflow variability in the Chilean Temperate-Mediterranean climate transition (35°S–42°S) during the last 400 years inferred from tree-ring records. **Climate Dynamics**, **47(12)**, 4051–4066.

Najafi, M. R., Moradkhani, H., y Jung, I. W. (2011). Assessing the uncertainties of hydrologic

- model selection in climate change impact studies. **Hydrological Processes**, **25(18)**, 2814–2826.
- Nijssen, B., O'Donnell, G. M., Hamlet, A. F., y Lettenmaier, D. P. (2001). Hydrologic vulnerability of global rivers to climate change. **Clim. Change**, **50**, 143–175.
- Parajka, J., y Blöschl, G. (2008). Spatio-temporal combination of MODIS images - Potential for snow cover mapping. **Water Resources Research**, **44(3)**, 1–13.
- Parajka, J., Pepe, M., Rampini, A., Rossi, S., y Blöschl, G. (2010). A regional snow-line method for estimating snow cover from MODIS during cloud cover. **Journal of Hydrology**, **381(3–4)**, 203–212.
- Pasquini, A. I., Lecomte, K. L., y Depetris, P. J. (2008). Climate change and recent water level variability in Patagonian proglacial lakes, Argentina. **Global and Planetary Change**, **63(4)**, 290–298.
- Pasquini, A. I., Lecomte, K. L., y Depetris, P. J. (2013). The Manso Glacier drainage system in the northern Patagonian Andes: an overview of its main hydrological characteristics. **Hydrological Processes**, **27(2)**, 217–224.
- Perakis, S., y Hedin, L. (2001). Fluxes and fates of nitrogen in soil of an unpolluted old-growth temperate forest, southern Chile. **Ecology**, **82(8)**, 2245–2260.
- Perakis, S., y Hedin, L. (2002). addendum: Nitrogen loss from unpolluted South American forests mainly via dissolved organic compounds. **Nature**, **418(6898)**, 665–665.
- Pérez, T., Mattar, C., y Fuster, R. (2018). Decrease in snow cover over the Aysén river catchment in Patagonia, Chile. **Water (Switzerland)**, **10(5)**, 1–16.
- Piani, C., Weedon, G. P., Best, M., Gomes, S. M., Viterbo, P., Hagemann, S., y Haerter, J. O. (2010). Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. **Journal of Hydrology**, **395(3–4)**, 199–215.
- Ragettli, S., Cortés, G., Mcphee, J., y Pellicciotti, F. (2014). An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. **Hydrological Processes**, **28(23)**, 5674–5695.

Sepulveda, N. (2016). **Variación espacial y temporal de la isoterma 0°C en la atmósfera sobre la región Chile-Pacífico Suroriental**. Universidad de Concepción.

Soto, D., Leon-Muñoz, J., Dresdner, J., Luengo, C., Tapia, F. J., y Garreaud, R. (2019). Salmon farming vulnerability to climate change in southern Chile: understanding the biophysical - socioeconomic and governance links. **Aquaculture Reviews**. En prensa.

Souvignet, M., Kretschmer, N., Ribbe, L., Gaese, H., y Oyarzun, R. (2008). Climate Change Impacts on Water Availability in the Arid Elqui Valley, North Central Chile: A preliminary Assessment (Vol. 289, pp. 147–159).

Sperna, F. C., Vrugt, J. A., van Beek, R. (L. . P. H., Weerts, A. H., y Bierkens, M. F. P. (2015). Significant uncertainty in global scale hydrological modeling from precipitation data errors. **Journal of Hydrology**, **529**, 1095–1115.

Stehr, A., Debels, P., Arumi, J. L., Alcayaga, H., y Romero, F. (2010). Modelación de la respuesta hidrológica al cambio climático: Experiencias de dos cuencas de la zona centro-sur de Chile. **Tecnología y Ciencias del Agua**, **1(4)**, 37–58.

Surfleet, C. G., y Tullos, D. (2013). Uncertainty in hydrologic modelling for estimating hydrologic response due to climate change (Santiam River, Oregon). **Hydrological Processes**, **27(25)**, 3560–3576.

Torres, R., Silva, N., Reid, B., y Frangopulos, M. (2014). Silicic acid enrichment of subantarctic surface water from continental inputs along the Patagonian archipelago interior sea (41–56°S). **Progress in Oceanography**, **129**, 50–61.

Valle-Levinson, A., Sarkar, N., Sanay, R., Soto, D., y León-Muñoz, J. (2007). Spatial structure of hydrography and flow in a Chilean fjord, Estuario Reloncaví. **Estuaries and Coasts**, **30(1)**, 113–126.

van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J. F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S. J., y Rose, S. K. (2011). The representative concentration pathways: An overview. **Climatic Change**, **109(1)**, 5–31.

- Vargas, J., De La Fuente, L., y Arumí, J. L. (2012). Balance hídrico mensual de una cuenca Patagónica de Chile: Aplicación de un modelo parsimonioso. **Obras y proyectos**, **12(12)**, 32–41.
- Viale, M., y Garreaud, R. (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, **120(10)**, 4962–4974.
- Vicuña, S., Garreaud, R., y McPhee, J. (2011). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. **Climatic Change**, **105(3–4)**, 469–488.
- Vicuña, S., McPhee, J., y Garreaud, R. (2012). Agriculture Vulnerability to Climate Change in a Snowmelt-Driven Basin in Semiarid Chile. **Journal of Water Resources Planning and Management**, **138(5)**, 431–441.
- Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L., y Wheeler, H. (2011). Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. **Advances in Water Resources**, **34(10)**, 1222–1231.
- Wilby, R. L., y Dessai, S. (2010). Robust adaptation to climate change. **Weather**, **65(7)**, 180–185.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., y Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, **32(13)**, 2088–2094.
- Wood, A. W., Leung, L. R., Sridhar, V., y Lettenmaier, D. P. (2004). Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs. **Climatic Change**, **62(1–3)**, 189–216.
- Yates, D., Sieber, J., Purkey, D., y Huber-Lee, A. (2005). WEAP21—A Demand-, Priority-, and Preference-Driven Water Planning Model. **Water International**, **30(4)**, 487–500.
- Zambrano-Bigiarini, M., Nauditt, A., Birkel, C., Verbist, K., y Ribbe, L. (2017). Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile. **Hydrology and Earth System Sciences**, **21(2)**, 1295–1320.

ANEXOS

Anexo 3.1 Validación de sensores remotos

Tabla A.3.1 Validación CHIRPSv2 1997-2017

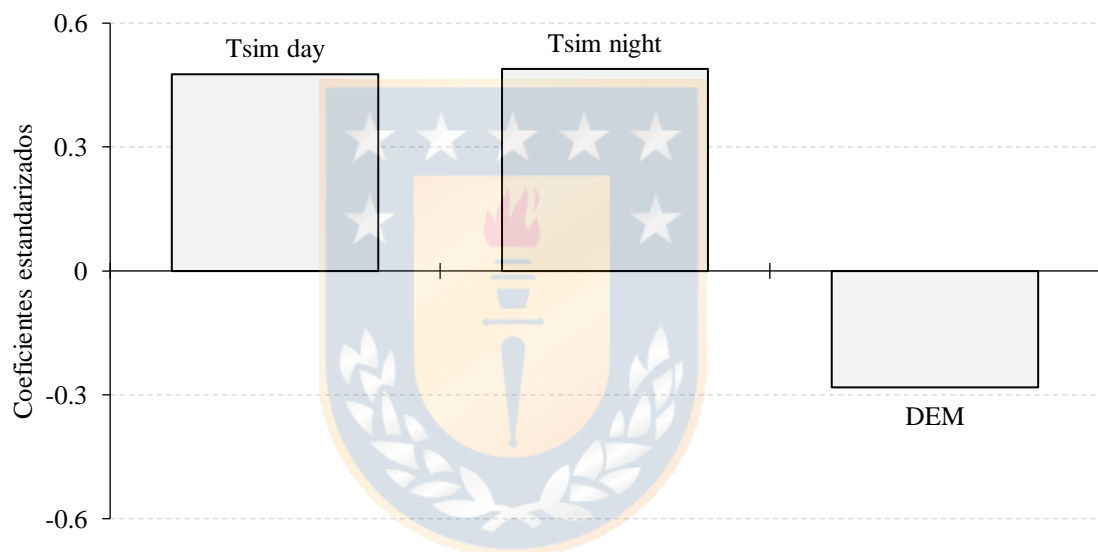
Nombre	Latitud	Longitud	Precipitación		
			PPma (mm)	KGE	Pearson
Alto Chubut	-41.8	-71.1	415	-0.79	0.67
Arrayanes	-42.7	-71.7	1644	0.55	0.72
Azul	-41.9	-71.6	1068	0.64	0.76
Carrileufu	-42.5	-71.5	571	-0.70	0.71
Chubut el Maiten	-42.1	-71.2	491	0.13	0.65
Ensenada	-41.2	-72.6	2335	0.72	0.86
Gutiérrez	-41.2	-71.4	961	0.63	0.66
Hornopirén	-41.9	-72.4	3784	0.56	0.87
Lago Chapo	-41.4	-72.6	3003	0.62	0.88
Lago Mascardi	-41.4	-71.6	1409	0.58	0.86
Lago Puelo	-42.0	-71.5	807	0.53	0.80
Lago Steffen	-41.5	-71.5	1128	0.41	0.87
Llanada Grande	-41.9	-71.9	2236	0.73	0.89
Manso Confluencia	-41.6	-71.7	1461	0.39	0.80
Manso Inferior	-41.6	-71.8	1523	0.35	0.81
Manso los Alerces	-41.4	-71.7	1274	0.13	0.83
Manso Poblador Turra	-41.6	-71.5	946	0.11	0.75
Ñorquinco	-41.8	-70.9	251	-1.33	0.67
Puelo	-41.7	-72.3	2880	0.74	0.89
Tagua-Tagua	-41.6	-72.2	2324	0.87	0.90

Anexo 3.2 Corrección de sensores remotos

Tabla A.3.2 Modelo estadístico de corrección de sesgo para temperatura.

Fuente	Valor	Error estándar	t	Pr > t
Intercepto	8.305	0.087	95.384	< 0,0001
Tday	0.253	0.010	26.273	< 0,0001
Tnight	0.475	0.017	27.767	< 0,0001
Z	-0.004	0.000	-31.105	< 0,0001
R ² ajustado	0.88			
RMSE	1.56°C			

Figura A.3.1 Coeficientes del modelo estadístico estandarizados



Anexo 5.1 Proyecciones climáticas

Tabla A.5.1 Modelos de Circulación General (GCMs) usados en las proyecciones climáticas

Nombre	Resolución	
	Latitudinal	Longitudinal
bcc-csm1-1	2.79	2.81
bcc-csm1-1-m	2.79	2.81
BNU-ESM	2.79	2.81
CanESM2	2.81	2.77
CCSM4	0.94	1.25
CESM1-CAM5	0.94	1.25
CESM1-WACCM	1.88	2.50
CNRM-CM5	1.40	1.41
CSIRO-Mk3-6-0	1.87	1.88
EC-EARTH	1.12	1.13
FIO-ESM	2.81	2.77
GFDL-CM3	2.00	2.50
GISS-E2-H	2.00	2.50
GISS-E2-R	2.00	2.50
HadGEM2-AO	1.25	1.88
IPSL-CM5A-LR	1.89	3.75
IPSL-CM5A-MR	2.50	1.27
MIROC5	1.40	1.41
MIROC-ESM	2.79	2.81
MIROC-ESM-CHEM	2.79	2.81
MPI-ESM-LR	1.87	1.88
MPI-ESM-MR	1.87	1.88
MRI-CGCM3	1.12	1.13
NorESM1-M	1.89	2.50
NorESM1-ME	1.89	2.50
Promedio	1.98	2.16