



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**COMPORTAMIENTO DEL MODELO WEAP EN LA CUENCA ALTA DEL
RÍO CACHAPOAL, CHILE, USANDO FORZANTES METEOROLÓGICAS
DISTRIBUIDAS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

SEBASTIÁN IGNACIO DANÚS DEL PEDREGAL

PROFESORA GUÍA:
XIMENA VARGAS MESA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA

SANTIAGO DE CHILE
2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Ingeniero Civil
POR: Sebastián Ignacio Danús Del Pedregal
FECHA: 31/05/2018
PROF. GUÍA: Ximena Vargas Mesa**

COMPORTAMIENTO DEL MODELO WEAP EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO CACHAPOAL, CHILE, USANDO FORZANTES METEOROLÓGICAS DISTRIBUIDAS

Hoy en día la mayor incertidumbre en la estimación de caudales en cuencas de montaña en Chile corresponde a la escasez de información de las variables meteorológicas en altura. El procedimiento tradicional para estimar las forzantes meteorológicas se basa en la determinación de gradientes definidos a base de estaciones que se ubican a cotas que en general no superan los 1500 m.s.n.m. Actualmente, se dispone de antecedentes satelitales y modelos de reanálisis atmosférico que han permitido extrapolar los datos observados de precipitación diaria y temperatura máxima y mínima diaria para todo Chile, como datos grillados en celdas de 0.05° por 0.05° . De esta manera, se estima que es posible cuantificar con menor incertidumbre la serie temporal diaria de las variables señaladas.

Este trabajo de título busca la actualización de un modelo hidrológico (WEAP) en la cuenca alta del río Cachapoal, utilizando un set de datos de forzantes meteorológicas distribuidas. La metodología consideró el análisis de las URH ya definidas y la modificación de las series de tiempo utilizadas para la calibración del modelo WEAP previamente implementado en la parte alta de la cuenca. De esta forma se comparan los valores simulados de las variables de salida del modelo, tanto con las observaciones disponibles como con las previamente simuladas. También se estudia la representatividad de los valores de la grilla usando el inverso de la distancia como método de escalamiento.

La implementación del modelo supuso re-calibrar los parámetros según las diferencias de las series de precipitación y temperatura con las previamente estimadas, dándose los contrastes más marcados en los meses de invierno. Al evaluar la eficiencia de la calibración a nivel diario se obtuvieron índices de Nash-Sutcliffe y Nash-Sutcliffe logarítmico mayores a 0.71 y 0.73, respectivamente, para todos los sistemas modelados (Las Leñas, Cortaderal, Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal).

Al comparar la simulación con la calibración antigua se constata de una mejor representación de los caudales altos y bajos de la cuenca, al menos en Las Leñas y el sistema completo. La calibración del modelo en Cortaderal supuso mayores dificultades al presentar en promedio las temperaturas más bajas y precipitaciones más altas.

Analizando los valores distribuidos se percató de un aumento de la incertidumbre al representar escalas espaciales muy pequeñas, lo cual sugiere una redefinición de las bandas de elevación acorde a la resolución del producto. Se concluye que el modelo WEAP, a pesar de ser un modelo poderoso y eficaz, presenta limitaciones al modelar cuencas altas en donde predomina la influencia nival al no tener incorporado en su balance salidas por sublimación, variable que según lo investigado puede alcanzar a nivel anual alrededor de un 30 % de la precipitación caída en la cuenca.

Agradecimientos

A los profes que lograron despertarme la curiosidad y las ganas de ir a sus clases, entre ell@s la profe Ximena quien me aceptó como su memorista. A mis padres por su cariño y apoyo incondicional, nose si todo el mundo tuvo eso. A los cabros del 801 –Guido, Piero, Cofré, Coteto– a pesar de que ya nos perdimos el rastro. A los mecánicos, en especial la Clau y el Armijo. Al Civilaje por esas mañanas y tardes en el trape. Al piño hidráulico por las madrugadas ahí papeando el agua. A Alsacius, por esos momentos inolvidables de escaso estudio y abundante webeo. En fin, a todos mis amig@s de la u con los que puedo contar actualmente, los cuales no los mencionaré porque ellos saben... Gracias de verdad.

Tabla de Contenido

CAPÍTULO 1	: INTRODUCCIÓN	1
1.1	OBJETIVOS	2
1.2	ORGANIZACIÓN DEL INFORME	2
CAPÍTULO 2	: ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	3
2.1	MODELACIÓN HIDROLÓGICA	3
2.2	MODELO WEAP	3
2.2.1	<i>Unidades de respuesta hidrológica (URH)</i>	4
2.2.2	<i>Método de humedad de suelo</i>	5
2.2.3	<i>Módulo de glaciares</i>	9
2.2.4	<i>Modelaciones realizadas en WEAP</i>	10
2.3	ÍNDICES DE EFICIENCIA	12
2.4	MEDIDAS DE DIAGNÓSTICO DE LA RESPUESTA HIDROLÓGICA	13
2.5	IMÁGENES SATELITALES	14
CAPÍTULO 3	: INFORMACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO	15
3.1	MORFOLOGÍA Y SUELO	16
3.2	CONTROLES FLUVIOMÉTRICOS	18
3.3	INTERVENCIONES EN LOS CUERPOS DE AGUA	21
CAPÍTULO 4	: METODOLOGÍA DE ANÁLISIS Y DISPOSICIÓN DE DATOS	22
4.1	PERIODO DE MODELACIÓN	22
4.2	DEFINICIÓN DE URHS	22
4.3	FORZANTES METEOROLÓGICAS	25
4.3.1	<i>Precipitación y temperatura</i>	25
4.3.2	<i>Humedad relativa</i>	26
4.3.3	<i>Velocidad del viento</i>	26
4.3.4	<i>Nubosidad</i>	27
4.3.5	<i>Albedo</i>	28
4.4	COBERTURA GLACIAR	29
4.5	SUBLIMACIÓN NIVAL	30
CAPÍTULO 5	: RESULTADOS Y DISCUSIÓN	32

5.1	PRODUCTO GRILLADO CR2-MET.....	32
5.2	COMPARACIÓN DE FORZANTES METEOROLÓGICAS	34
5.3	REPRESENTATIVIDAD DE FORZANTES METEOROLÓGICAS ESCALADAS.....	37
5.4	CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO.....	39
5.4.1	<i>Parámetros del modelo escogidos</i>	39
5.4.2	<i>Series fluviométricas simuladas</i>	44
5.4.2.1	Las Leñas.....	44
5.4.2.2	Cortaderal	46
5.4.2.3	Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal.....	48
5.5	NIEVE Y SUBLIMACIÓN	49
5.6	APORTE GLACIAR	52
5.7	RESUMEN DE ÍNDICES FLUVIOMÉTRICOS Y BALANCE HÍDRICO.....	55
CAPÍTULO 6	: CONCLUSIONES Y COMENTARIOS FINALES.....	60
6.1	CONSTRUCCIÓN Y COMPARACIÓN DE FORZANTES METEOROLÓGICAS	60
6.2	RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DE LA CALIBRACIÓN DEL MODELO	61
6.3	CONSIDERACIONES FUTURAS.....	62
BIBLIOGRAFÍA	64
ANEXOS	66

Índice de tablas

Tabla 2.1: Parámetros del suelo y nieve	6
Tabla 2.2: Variable meteorológicas.....	6
Tabla 2.3: Condiciones iniciales del sistema	7
Tabla 2.4: Parámetros de módulo de glaciares	9
Tabla 2.5: Clasificación de desempeño de índice de Nash-Sutcliffe	13
Tabla 3.1: Extensiones superficiales de las cuencas del sistema Alto Cachapoal y sus glaciares (Landsat 8)	17
Tabla 3.2: Caracterización geomorfológica de los sistemas del Alto Cachapoal	17
Tabla 3.3: Estaciones fluviométricas DGA en el sistema Alto Cachapoal	20
Tabla 3.4: Días sin información de estaciones fluviométricas en el sistema Alto Cachapoal	20
Tabla 3.5: Derechos de agua otorgados en la cuenca del río Cachapoal en 5km bajo Cortaderal.....	21
Tabla 4.1: Periodos de calibración y validación.....	22
Tabla 4.2: Gradientes mensuales obtenidos para velocidad del viento	27
Tabla 4.3: Límites de albedo adoptados para WEAP en ambas calibraciones	29
Tabla 4.4: Tasas de derretimiento anual de glaciares (U. Chile et al., 2015)	30
Tabla 4.5: Áreas glaciares escaladas al último año de simulación de cada cuenca	30
Tabla 5.1: Puntos de la grilla considerados en inverso de la distancia (IDW) y método por áreas	38
Tabla 5.2: Relación de precipitación entre los dos métodos de escalamiento espacial	39
Tabla 5.3: Relación de temperatura entre los dos métodos de escalamiento espacial.....	39
Tabla 5.4: Recalibración de parámetros en cuencas estudiadas	40
Tabla 5.5: Rangos asignados a parámetros analizados	40
Tabla 5.6: Índices de calibración a nivel diario cuenca Las Leñas	45
Tabla 5.7: Índices de calibración a nivel diario cuenca Cortaderal.....	47
Tabla 5.8: Índices de validación a nivel diario cuenca Cortaderal	47
Tabla 5.9: Índices de calibración a nivel diario cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal	49
Tabla 5.10: Sublimación estimada a partir de ajuste en precipitación para calibración.....	49
Tabla 5.11: Relación temporal y volumétrica entre modelos de nieve de WEAP y Cortés et al. 2016.....	51
Tabla 5.12: Tasa de derretimiento anual en cuencas modeladas	52
Tabla 5.13: Resumen de índices de calibración principales en cuencas estudiadas	55
Tabla 5.14: Chequeo de balance en almacenamiento por cuenca. Porcentajes con respecto a precipitación anual promedio.	59

Índice de ilustraciones

Figura 2.1: Interfaz gráfica de WEAP.....	4
Figura 2.2: Esquematación de método de Humedad de Suelo.....	5
Figura 2.3: Subdivisión por bandas de elevación Fuente: Purkey et al., 2008	9
Figura 2.4: Caudales medios mensuales promedios del río Pangal usando 1 banda de elevación (Riquelme, 2010) ..	11
Figura 2.5: Calibración a escala mensual del río Olivares (Uribe, 2015)	12
Figura 3.1: Cuencas del alto Cachapoal.....	15
Figura 3.2: Uso de suelo en el sistema Alto Cachapoal	18
Figura 3.3: Curvas hipsométricas de las cuencas delimitables en el Alto Cachapoal	19
Figura 3.4: Ubicación geográfica de estaciones fluviométricas DGA en el sistema Alto Cachapoal	19
Figura 3.5: Curvas de variación estacional de caudales en Cachapoal 5km bajo Cortaderal (DGA, 2004)	21
Figura 4.1: Esquema de URHs cuenca río Las Leñas.....	23
Figura 4.2: Esquema de URHs cuenca río Cortaderal	24
Figura 4.3: Esquema de URHs cuenca río Cachapoal	24
Figura 4.4: Distribución espacial de forzantes del producto grillado CR2-Met, en colores los centroides de cada URH	25
Figura 4.5: Promedio mensual de índices de nubosidad en el sistema Alto Cachapoal	28
Figura 4.6: Comportamiento del albedo en nieve caída (O'Neill y Gray, 1996).....	29

Figura 5.1: Ubicación geográfica estación meteorológica Cachapoal 5km bajo Cortaderal con respecto a la grilla ..	32
Figura 5.2: Precipitación mensual promedio en Cachapoal 5km bajo Cortaderal, observada y grillada, entre marzo de 1999 a diciembre de 2013.	33
Figura 5.3: Comparación entre producto CR2-Met y observaciones según cantidad de puntos escalados a ubicación de estación Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal	33
Figura 5.4: Diagrama ombrotérmico cuenca Las Leñas	34
Figura 5.5: Curva de duración de precipitación mensual, cuenca Las Leñas	34
Figura 5.6: Curva de duración de temperatura media mensual, cuenca Las Leñas	35
Figura 5.7: Diagrama ombrotérmico cuenca Cortaderal.....	35
Figura 5.8: Curva de duración de precipitación mensual, cuenca Cortaderal	35
Figura 5.9: Curva de duración de temperatura media mensual, cuenca Cortaderal.....	36
Figura 5.10: Diagrama ombrotérmico cuenca Cachapoal.....	36
Figura 5.11: Curva de duración de precipitación mensual, cuenca Cachapoal.....	36
Figura 5.12: Curva de duración de temperatura media mensual, cuenca Cachapoal.....	37
Figura 5.13: URHs escogidas para recalcular valor representativo de forzantes según áreas (colores)	38
Figura 5.15: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe logarítmico al variar SWC	41
Figura 5.16: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe logarítmico al variar RC	42
Figura 5.17: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe al variar temperatura de congelamiento (FP).....	42
Figura 5.18: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe al variar temperatura de derretimiento (MP).....	43
Figura 5.19: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe al variar albedo para nieve recién caída (AU).....	43
Figura 5.20: Calibración de caudales a nivel diario, cuenca Las Leñas.....	44
Figura 5.21: Curva de duración de caudales medios diarios, cuenca Las Leñas	45
Figura 5.22: Curva de variación estacional, cuenca Las Leñas	45
Figura 5.23: Calibración y validación de caudales a nivel diario, cuenca Cortaderal	46
Figura 5.24: Curva de duración de caudales medios diarios, cuenca Cortaderal	46
Figura 5.25: Curva de variación estacional, cuenca Cortaderal	47
Figura 5.26: Calibración de caudales a nivel diario, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal.....	48
Figura 5.27: Curva de duración de caudales medios diarios, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal.....	48
Figura 5.28: Curva de variación estacional, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal	49
Figura 5.29: Series de equivalente en agua de la nieve promedio en cuenca Las Leñas	50
Figura 5.30: Series de equivalente en agua de la nieve promedio en cuenca Cortaderal	50
Figura 5.31: Series de equivalente en agua de la nieve promedio en cuenca Cachapoal 5 km bajo Cortaderal.....	51
Figura 5.32: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según promedios anuales	52
Figura 5.33: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según promedios estivales.....	53
Figura 5.34: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según tipo de año, cuenca Las Leñas.....	53
Figura 5.35: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según tipo de año, cuenca Cortaderal	54
Figura 5.36: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según tipo de año, cuenca Cahcapoal en 5 km bajo Cortaderal.....	54
Figura 5.37: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total en verano, según tipo de año y presencia glaciar	55
Figura 5.38: Coeficiente de escorrentía de simulaciones antigua y nueva	56
Figura 5.39: Pendiente del segmento medio de la curva de duración de simulaciones antigua y nueva	57
Figura 5.40: Centro de gravedad del hidrograma promedio de simulaciones antigua y nueva	57
Figura 5.41: Balance hídrico anual promedio en cuencas estudiadas.....	58
Figura 5.42: Variables de salida y variación de almacenamiento anual promedio en cuencas estudiads	58

Capítulo 1: Introducción

En la actualidad, existen múltiples métodos y modelos de estimación que permiten cuantificar la oferta hídrica en una cuenca. En Chile, dada la gran variabilidad climática que existe debido a la extensión longitudinal del territorio y su irregularidad altimétrica existen cuencas en las cuales la estimación de las variables hidrológicas acarrea una incertidumbre importante. Esto se debe a la escasez de información meteorológica, lo cual dificulta la tarea de evaluar la disponibilidad hídrica en periodos en los que no existen registros. Lo anterior impone un problema directo al trabajar con datos meteorológicos en cuencas altas sobre todo al tener que cuantificar el comportamiento fluviométrico en cuencas en presencia de coberturas nivales y glaciares de importancia, componentes que han demostrado ser las más sensibles en cuanto a la variabilidad histórica de los caudales medios (U. Chile et al., 2015).

Para el caso particular de la cuenca del río Cachapoal, en la que se realiza el presente estudio, actualmente se cuenta con un modelo WEAP (U. Chile et al., 2015) implementado para calcular escorrentías en puntos de controles fluviométricos confiables. El modelo requiere variables meteorológicas de entrada como precipitación y temperatura representativas de cada unidad de respuesta hidrológica, por lo que se utilizaron datos de precipitación y temperaturas diarias estimadas en base a gradientes definidos usando estaciones meteorológicas a distintas cotas, las que suelen no superar los 1500 m.s.n.m. debido a la calidad de la información disponible. Esto introduce una incertidumbre en las estimaciones en altura por lo que recientemente se ha generado para todo Chile una base de datos en la que se incluye información espacial grillada de 0.05° por 0.05° de precipitación y temperatura cada 3 hrs estimadas en base a estaciones confiables y reanálisis meteorológico (DGA, 2017), por lo que se estimó conveniente validar tanto las forzantes meteorológicas como los resultados de las series de caudales obtenidos con esta nueva información.

Para generar las forzantes meteorológicas en las coordenadas que se definen para la modelación es necesario emplear un método de interpolación en base al producto grillado. Hoy en día existen muchos métodos de interpolación de datos puntuales, entre los cuales se recurre comúnmente al inverso de la distancia por ser un método intuitivo y eficiente (Setianto & Triandini, 2013), asignando un peso a las variables de acuerdo a su distancia con el punto de interés. En este trabajo se emplea el método del inverso de la distancia para la interpolación de variables, sin embargo, es importante analizar el error de la estimación de este método y bajo el contexto topográfico y climático del problema.

En cuencas cuyo régimen de caudales está mayormente controlado por los meses estivales, el análisis del comportamiento de la nieve pasa a ser relevante. Para esto, es necesario estudiar los procesos energéticos que ocurren en el manto nival para ver cómo responde la cuenca frente los tipos de año, incluyendo los deshielos en caso de presencias glaciares.

1.1 Objetivos

El objetivo general de este estudio consiste en analizar el comportamiento del modelo WEAP ya implementado en la cuenca alta del río Cachapoal, considerando forzantes meteorológicas en cada URH a base de datos espacialmente distribuidos.

Para poder llevar a cabo el objetivo principal, se desarrollan además los siguientes objetivos específicos:

- Comparar los nuevos estadísticos de las forzantes meteorológicas con los estimados en estudios anteriores en las URH del sistema Alto Cachapoal.
- Contrastar los nuevos valores simulados de las variables hidrológicas (caudal superficial y equivalente en agua de nieve) con datos observados y previamente simulados.
- Determinar si es posible mejorar la calibración del modelo ya implementado.

1.2 Organización del informe

Con el fin de satisfacer los objetivos planteados este trabajo se organiza como sigue:

En el Capítulo 2 se presentan antecedentes sobre la modelación hidrológica, en particular sobre el modelo WEAP, al método que utiliza y resultados que se han obtenido en trabajos recientes. También se detallan los índices de eficiencia usados para evaluar el modelo, y una breve reseña de las herramientas satelitales que fueron utilizadas.

En el Capítulo 3 se describe la zona de estudio, incluyendo las características geomorfológicas de la zona relevantes para el análisis y la información hidrometeorológica que se dispone.

En el Capítulo 4 se describe la preparación de los datos disponibles, incluyendo el detalle de las URHs ya definidas, la construcción de las forzantes meteorológicas que exige el modelo, la modelación de la máscara glaciaria y la estimación de la sublimación nival.

En el capítulo 4 se detallan los resultados obtenidos subdivididos en 7 apartados. En estos se comparan las forzantes construidas con las utilizadas en estudios previos, y se evalúa la representatividad del método que se usó para escalarlas; se analiza la reconfiguración de los parámetros del modelo y se muestran los resultados obtenidos mediante la simulación de caudales; se presentan los valores estimados de sublimación junto con las series simuladas de SWE a partir de la simulación de las cuencas; se analiza la importancia glaciaria en las cuencas estudiadas; y, por último, se chequea el balance a nivel anual analizando los sistemas de almacenamiento presentes en el modelo conceptual.

En el capítulo 5 se presentan una discusión final en relación a la construcción y comparación de forzantes meteorológicas en base al esquema de URHs definido y a los resultados obtenidos a partir de la calibración del modelo. Además, se comentan aspectos a considerar para trabajos futuros a partir de las dificultades presentadas a lo largo de la confección de este trabajo.

Capítulo 2: Antecedentes Bibliográficos

En este capítulo se entregan algunos antecedentes generales sobre modelación hidrológica y en particular se describe el modelo WEAP. Además, se presentan los índices de eficiencia que se utilizan para calibración y validación de modelos hidrológicos y se describen algunos productos satelitales que sirven para validar algunos procesos hidrológicos como es la cobertura nival y glaciario.

2.1 Modelación hidrológica

A través de la experiencia se ha corroborado que para entender y, posteriormente, controlar un sistema hidrológico o cualquier sistema físico en el cual gobiernen procesos de la naturaleza se necesita de un cierto nivel de abstracción para predecir y explicar su comportamiento.

Los modelos hidrológicos han sido desarrollados principalmente para satisfacer dos objetivos. Uno responde al entendimiento y comprensión de los fenómenos hidrológicos en un sistema de drenaje naturalmente delimitado, es decir, en cuencas hidrográficas. El otro objetivo o necesidad de la modelación, el cual es consecuencia del anterior, corresponde a la generación de secuencias de datos a diversas escalas temporales que permiten facilitar el diseño y generar predictibilidad para estudiar impactos futuros en el sistema (Xu, 2002).

De acuerdo a la disposición computacional los modelos pueden clasificarse según el grado de detalle espacial de la respuesta de los parámetros en la unidad hidrológica. Uno de ellos corresponde, por ejemplo, a los modelos concentrados, de parámetros globales o agregados, en donde la unidad de respuesta corresponde a la totalidad de la cuenca.

De acuerdo con lo expuesto en los objetivos, en el presente trabajo se desea modelar glacio-hidrológicamente la cuenca Cachapoal Alto (subsistema de la cuenca del río Cachapoal) utilizando el modelo hidrológico WEAP (SEI, 2016). Este modelo puede definirse como:

- Conceptual: simplifica las variables involucradas en el ciclo hidrológico mediante ecuaciones adaptables a la escala espacial con la cual se desea modelar.
- No lineal en cuanto a los procesos físicos.
- Semi-distribuido: esto refiere al hecho de que el modelo distribuye espacialmente las variables bajo un cierto grado de concentración, en este caso en unidades de respuesta hidrológica.
- Determinístico: ecuaciones no consideran procesos estocásticos.

2.2 Modelo WEAP

El modelo Water Evaluation and Planning o WEAP corresponde a una plataforma creada por el Stockholm Environment Institute como una herramienta computacional capaz de graficar, simular y gestionar sistemas hidrológicos a nivel de cuenca integrando un balance de oferta y demanda hídrica.

El modelo ofrece una amigable interfaz gráfica basada en SIG (Figura 2.1) en donde la esquematización gráfica se diseña “arrastrando y soltando” los elementos que se quieran implicar. Esta interfaz permite trabajar con archivos de tipo *vector* o *raster* como capas de fondo para facilitar la esquematización.

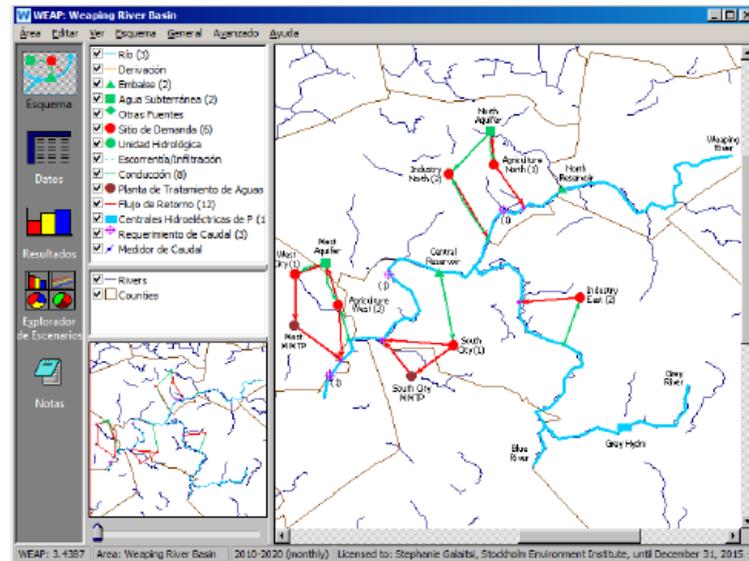


Figura 2.1: Interfaz gráfica de WEAP

2.2.1 Unidades de respuesta hidrológica (URH)

En la simulación el modelo utiliza variables meteorológicas como forzantes de entrada debido a la naturaleza física de los procesos que ocurren en el balance. De esta forma, el sistema a modelar se subdivide en n subcuencas o áreas más pequeñas y se ingresan un set de datos de entrada para cada subdivisión. Luego, el modelo simula los fenómenos físicos realizando un balance hídrico calculando, por ejemplo, la escorrentía total proveniente de cada captación. En estas, se considera una distribución espacialmente uniforme de las variables meteorológicas que se ingresan.

Debido a la gran variabilidad altimétrica que pueden presentar cuencas de alta montaña estas se pueden subdividir en bandas de elevación definidas según la curva hipsométrica de la cuenca, como la metodología propuesta por Purkey et al. (2008) para modelación de áreas glaciares en WEAP. Otra forma de subdividir la cuenca es por unidad de respuesta hidrológica o URH, en donde se delimitan según uso de suelo, topografía u orientación (Flugel, 1995). En cuencas con áreas glaciares de importancia se suelen definir URHs según la orientación para cada banda de elevación, debido a que el sol no irradia de igual forma a ambos lados del valle.

Al definir las es necesario tener en cuenta la importancia del nivel de agregación de un modelo de una cuenca geológica y climáticamente heterogénea, debido a que los procesos físicos que se simulan van acarreado una incertidumbre importante según qué tan representativos sean los parámetros del modelo o las variables meteorológicas estimadas. Se debe procurar que la variación

de la dinámica de los procesos físicos que ocurren dentro de una URH sea pequeña en comparación a la dinámica de una URH distinta.

2.2.2 Método de humedad de suelo

Para simular la escorrentía de una captación o *catchment* el modelo WEAP cuenta con cinco módulos o algoritmos que difieren en cuanto a los supuestos utilizados, grado de detalle y finalidad. Para efectos de este trabajo y debido a la mayor cercanía con la realidad física se usó el método de humedad de suelo.

El método de humedad de suelo consiste en dos estanques o capas de suelo que interactúan entre sí mediante los flujos que se esquematizan en la Figura 2.2. Estos flujos están determinados por variables meteorológicas de entrada (Tabla 2.2) y parámetros propios del método (Tabla 2.1). Estos últimos corresponden a características de suelo que explican la interacción de este con la humedad presente. Las condiciones iniciales de la simulación se describen en la Tabla 2.3

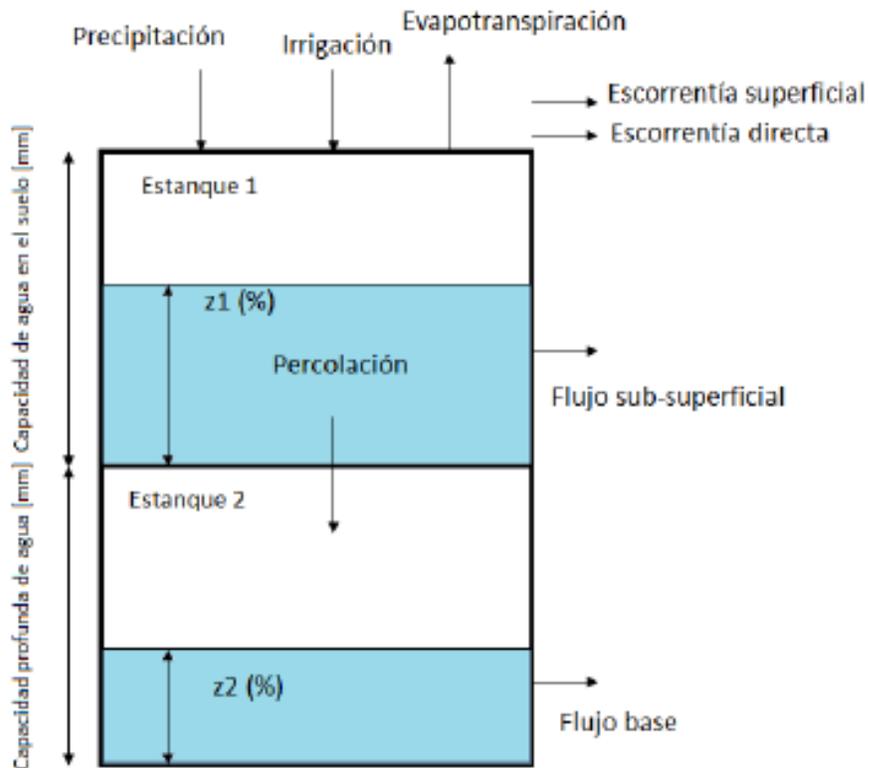


Figura 2.2: Esquematización de método de Humedad de Suelo

Tabla 2.1: Parámetros del suelo y nieve

Parámetro	Traducción	Unidad	Descripción
Area	Área	km ²	Área asociada a la captación o URH
Kc	Kc	-	Coefficiente de cultivo para cálculo de ET (FAO)
Soil Water Capacity (SWC)	Capacidad de capa superior del suelo	mm	Capacidad de retención de agua de la capa superior
Deep Water Capacity (DWC)	Capacidad de capa profunda del suelo	mm	Capacidad de retención de agua de capa profunda
Runoff Resistance Factor (RRF)	Factor de resistencia a la escorrentía	-	Factor que controla la escorrentía directa
Root Zone Conductivity (RC)	Conductividad de la capa superior	mm/día	Conductividad hidráulica de capa superior
Deep Conductivity (DC)	Conductividad de la capa profunda	mm/día	Conductividad hidráulica de capa profunda
Preferred Flow Direction (PFD)	Dirección preferencial del flujo	Tanto por 1	Factor que controla la dirección del flujo de la capa superior (0=flujo vertical, 1=flujo horizontal)
Albedo	Albedo	Tanto por 1	Porcentaje medio de albedo en cada área
Freezing Point (FP)	Temperatura de congelamiento	°C	Temperatura a la cual la nieve comienza a congelarse
Melting Point (MP)	Temperatura de derretimiento	°C	Temperatura a la cual la nieve comienza a derretirse

Tabla 2.2: Variable meteorológicas

Variable	Traducción	Unidad	Descripción
Precipitation	Precipitación	mm/dt	Precipitación acumulada caída en cada área
Temperature	Temperatura	°C	Temperatura media registrada en cada área
Wind	Viento	m/s	Velocidad del viento media registrada en cada área
Cloudiness Fraction (CF)	Fracción cubierta por nubes	Tanto por 1	Fracción de cielo cubierta en cada área (0=totamente nublado, 1=sin nubes)
Humidity	Humedad	%	Humedad relativa registrada en cada área

Tabla 2.3: Condiciones iniciales del sistema

Condición inicial	Traducción	Unidad	Descripción
Initial Z1	Z1 inicial	%	Porcentaje de humedad presente en capa superior al inicio del periodo de simulación
Initial Z2	Z2 inicial	%	Porcentaje de humedad presente en capa profunda al inicio del periodo de simulación
Initial Snow	Nieve inicial	mm	Nieve observada al inicio del periodo de simulación

Las variables meteorológicas corresponden a series de tiempo como forzantes de entrada, conocidos o estimados, que abarquen todo el periodo de simulación, entre ellos las series de precipitación y temperatura media del aire. Por otro lado, los parámetros de suelo y nieve, exceptuando el área y el coeficiente de cultivo, corresponden a valores que a priori se desconocen y que deben calibrarse.

Cada captación o catchment del modelo de dos estanques queda geoméricamente representada por el centro de gravedad de cada URH del sistema previamente discretizado, es decir, los parámetros de entrada que se le atribuyen responden al valor ponderado en esa coordenada.

El modelo, además, puede aplicarse según una escala temporal diaria o media mensual. Pero para la finalidad y objetivos del trabajo se usa la escala diaria para una mejor representación de la física de los procesos involucrados.

La precipitación efectiva, P_e , corresponde al ingreso neto de agua hacia la captación, incluyendo el aporte nival en caso de haber derretimiento. El coeficiente de derretimiento, m_c , se define como:

$$m_c = \begin{cases} 0 & \text{si } T_i < FP \\ \frac{T_i - T_s}{T_l - T_s} & \text{si } FP \leq T_i \leq MP \\ 1 & \text{si } MP < T_i \end{cases} \quad (2.1)$$

en donde T_i es la temperatura observada en el día i , y FP y MP corresponden a la temperatura de congelamiento y derretimiento respectivamente. La cantidad de nieve acumulada se expresa en altura equivalente de agua y en función del coeficiente m_c ,

$$Ac_i = Ac_{i-1} + (1 - m_c) \cdot P_i \quad (2.2)$$

siendo P_i la precipitación total caída en el día i que se ingresa como variable de entrada y Ac_{i-1} la cantidad de nieve presente en la URH en el paso anterior. La tasa de derretimiento, m_r , queda restringida por la cantidad de energía disponible E_m :

$$E_m = R_{net} + E_{other} \quad (2.3)$$

$$E_{other} = R_{net} \cdot CF \quad (2.4)$$

donde CF equivale a la fracción cubierta por nubes. R_{net} corresponde a la radiación neta sobre cada captación, la cual se calcula internamente en el modelo en función de la latitud de la zona de estudio, día del año y el albedo. Este último parámetro se calibra mediante el ingreso de una cota superior para nieve recién caída (Albedo Upper Bound) y una cota inferior para la nieve antigua (Albedo Lower Bound).

Luego,

$$m_r = \min(Ac_i \cdot m_c, E_m) \quad (2.5)$$

$$P_e = P_i \cdot m_c + m_r \quad (2.6)$$

Definido lo anterior, los flujos de las capas de suelo responden al porcentaje de humedad presente en cada una ($Z1$ y $Z2$) en el paso de tiempo i . Mientras más humedad haya en el suelo mayores serán los flujos.

La escorrentía superficial (ES) se define como:

$$ES = (P_e + Irrigación) \cdot Z1^{RRF} \quad (2.7)$$

lo cual queda determinado únicamente por la precipitación efectiva si es que no hay ninguna fuente externa de irrigación. El esquema de la Figura 2.2 también define una “escorrentía directa” que corresponde a ES cuando la capa radicular está completamente saturada ($Z1=100\%$). El flujo subsuperficial (FS) y la percolación (P) desde la capa superior a la inferior se calculan en función del porcentaje de humedad en la capa superior del suelo ($Z1$), la dirección preferencial del flujo (PFD) y la conductividad hidráulica (RC) en el estanque superior:

$$FS = RC \cdot PFD \cdot Z1^2 \quad (2.8)$$

$$P = RC \cdot (1 - PFD) \cdot Z1^2 \quad (2.9)$$

De forma similar, el flujo base (FB) se define como:

$$FB = DC \cdot Z2^2 \quad (2.10)$$

Luego, el aporte fluviométrico proveniente de cada captación se calcula mediante la expresión (2).

$$Q = ES + FS + FB \quad (2.11)$$

La evapotranspiración se calcula mediante la expresión (2.12), en la cual la evapotranspiración de referencia, ET_o , se estima con Penman-Monteith (FAO) en función de variables meteorológicas que incluyen la velocidad del viento y la humedad relativa, las cuales se ingresan como variables observadas.

$$ET = ET_o \cdot \frac{5 \cdot Z1 - 2 \cdot Z1^2}{3} \quad (2.12)$$

2.2.3 Módulo de glaciares

El modelo ofrece un módulo opcional de glaciares que permite cuantificar la acumulación y derretimiento glaciar en cada URH con presencia glaciar, las cuales se subdividen en un área glaciar ($j=1$) y otra no glaciar ($j=2$) tal como se esquematiza en la Figura 2.3.

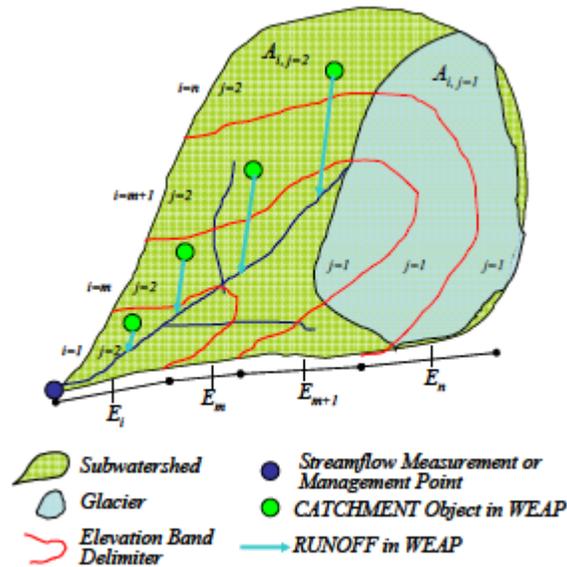


Figura 2.3: Subdivisión por bandas de elevación
Fuente: Purkey et al., 2008

La altura de hielo en el área glaciar aumenta o disminuye según la presencia de nieve. La nieve que no se ha derretido después de 12 meses se transforma en hielo, el cual se derrite solo si es que no hay nieve y la temperatura supera un umbral de derretimiento de hielo. Este último se calibra junto con el coeficiente de radiación (Tabla 2.4) y una altura inicial de hielo que se ingresa en cada área no glaciar.

Tabla 2.4: Parámetros de módulo de glaciares

Parámetro	Traducción	Unidad	Descripción
Ice Melting Point (IMP)	Temperatura de derretimiento de hielo	°C	Temperatura a la cual el hielo comienza a derretirse
Radiation Coefficient (RadCoef)	Coefficiente de radiación de glaciares	%	Porcentaje de radiación neta que contribuye al derretimiento de hielo
Groundwater Infiltration	Infiltración a acuífero	%	Porcentaje de derretimiento glaciar que infiltra directamente al acuífero
Scaling Factors b, c	Factores b y c	-	Factores de conversión área-volumen glaciar

El derretimiento de hielo en el paso de tiempo i , en unidades de altura de agua, se calcula mediante la expresión (2.13),

$$IceMelt_i = \begin{cases} \frac{R_{net} \cdot RadCoef}{L_f \cdot \rho_w / 1.1}, & Ac_i = 0 \text{ y } IMP \leq T_i \\ 0, & Ac_i > 0 \text{ ó } T_i < IMP \end{cases} \quad (2.13)$$

$$IceDepth_i = IceDepth_{i-1} + SnowIntoIce_i - IceMelt_i \quad (2.14)$$

donde T_i corresponde a la temperatura del aire observada en el paso de tiempo i ; $T_{IceMelt}$ es el Ice Melting Point; $RadCoef$ es el coeficiente de radiación de glaciares; L_f es el calor latente de fusión (334 kJ/kg); ρ_w corresponde a la densidad del agua, 1000 kg/m³, dividida por un factor 1.1 debido a la menor densidad que tiene el hielo con respecto al agua; $IceDepth_i$ corresponde a la altura de hielo en el día i , la cual es considerada uniforme en el área glaciario; y $SnowIntoIce_i$ corresponde a la nieve que no se ha derretido en 12 meses.

El volumen glaciario (Ecuación 2.15) se estima como un prisma rectangular en función de la altura de hielo y el área definida como porcentaje de área glaciario de la URH ($A_{URH\ glaciario}$). El área glaciario que representa la altura de hielo en el paso del tiempo se calcula con la expresión (2.16), que relaciona el área en km² y el volumen en km³.

Los factores b y c están relacionados con la pendiente, ancho, arrastre lateral y balance de masa del glaciario, y fueron calibrados según un análisis realizado a 144 glaciares a lo largo del mundo sugiriendo valores de 1.36 para b y 0.048 para c (Bahr et al., 1997). Estos valores se calibraron sin incluir glaciares andinos debido a falta de estudios en la zona (Purkey et al., 2008), por lo que se usará un valor de 0.027 para c , estimado a partir de 12 glaciares de los Andes central en base a información de la DGA (Cepeda, 2017).

$$V_{glaciario} = IceDepth_i \cdot A_{URH\ glaciario} \quad (2.15)$$

$$A_{glaciario} = \left(\frac{V_{glaciario}}{c} \right)^{1/b} \quad (2.16)$$

Notar que $A_{URH\ glaciario}$ corresponde a una fracción del área de la URH la cual se asigna como un porcentaje inicial de área glaciario, el cual es constante en el tiempo. En cambio $A_{glaciario}$ representa la evolución temporal glaciario estimada internamente en función de la variable $IceDepth_i$.

2.2.4 Modelaciones realizadas en WEAP

Como antecedente es importante tener en cuenta los trabajos previos que se han realizado mediante WEAP en otras cuencas semi-áridas de la zona central de Chile, como punto de comparación frente a los resultados que se obtengan en la presente zona de estudio.

Riquelme (2010) realizó un análisis de la variabilidad e incertidumbre de series de caudales medios mensuales de la cuenca del río Pangal frente a tres configuraciones distintas en cuanto al nivel de agregación de las forzantes meteorológicas involucradas, obteniéndose una disminución

importante del coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970) a medida que se van concentrando más las forzantes de entrada (6, 2 y 1 bandas de elevación).

Se constató que los modelos muy concentrados no son capaces de generar respuestas en torno a los deshielos que se producen en los meses estivales. El río Pangal, al igual que las cuencas analizadas en este estudio, responde a un régimen hidrológico fundamentalmente nival, por lo que valores generados que se encuentran en torno a los peaks suelen ser más difíciles de calibrar. La Figura 2.4 muestra la calibración que se hizo usando una única banda de elevación, evidenciándose una subestimación importante de los caudales en los meses de deshielo.

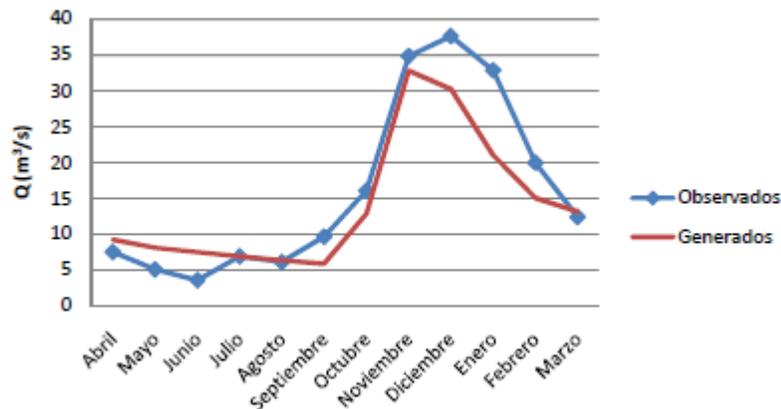


Figura 2.4: Caudales medios mensuales promedios del río Pangal usando 1 banda de elevación (Riquelme, 2010)

Becerra (2010) utilizó WEAP a nivel mensual para evaluar efectos del cambio climático según la evolución de la cobertura nival en la cuenca alta del río Maipo. Se calibraron cinco subcuencas en donde se obtuvieron índices de Nash-Sutcliffe superiores a 0.7 para caudales en cada punto de control fluviométrico. Se obtuvo, además, una buena representación de la superficie nival existente considerando que existen zonas que se mantienen siempre cubiertas. No se puede decir lo mismo de la altura de capa nival (SWE) en la cual se obtuvieron resultados que subestiman la realidad, atribuyéndolo a que las alturas de nieve registradas por estaciones corresponden a mediciones puntuales de un día cualquiera del mes y no promedios mensuales.

Uribe (2015) comparó simulaciones de caudales y cobertura nival en distintas subcuencas del alto Maipo a distinta resolución temporal (diario, semanal, mensual) y usando los modelos hidrológicos VIC, CRHM y WEAP implementados en dichas cuencas. Los resultados fueron satisfactorios para el modelo VIC, sin embargo, WEAP y CRHM entregaron calibraciones inaceptables ($N-S < 0$) principalmente debido a que se calibraron en régimen no-natural.

Además, se evidenció que al disminuir la resolución temporal de la calibración se mejoran los resultados. Lo anterior tiene sentido ya que a medida que el paso de tiempo es mayor los máximos tienden a disminuir y los mínimos tienden a aumentar lo que hace que disminuyan los errores debido a imprecisiones en las variables de entrada.

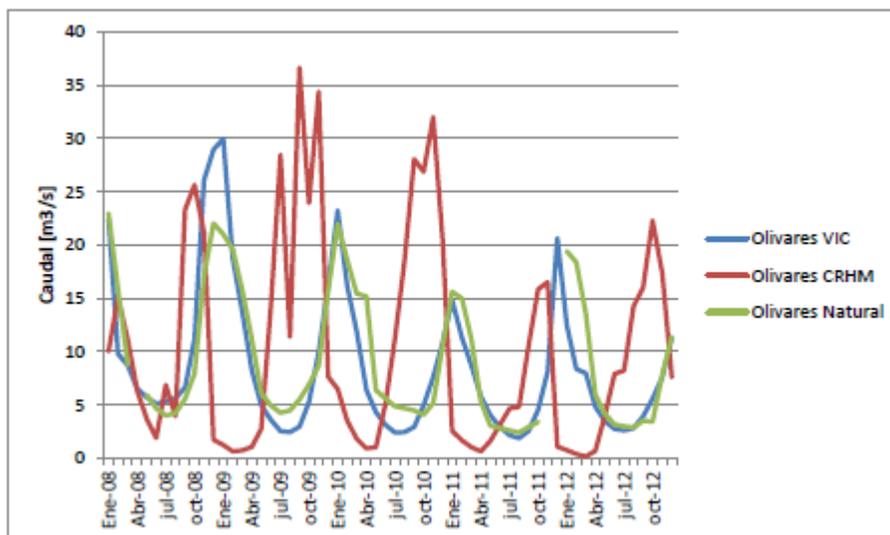


Figura 2.5: Calibración a escala mensual del río Olivares (Uribe, 2015)

En cuanto a la nieve simulada, se pudo constatar una sobreestimación del SWE a causa de la ausencia de un módulo que modele glaciares en CRHM y VIC, ya que se deben sobreestimar las series de precipitaciones para contrarrestar la ausencia de un aporte glaciar. Lo anterior se evidencia con la existencia de nieve al final de cada año hidrológico en las estimaciones realizadas, lo que contradice a la realidad ya que las condiciones climáticas en, al menos, las cuencas de la zona central permiten, en general, que la nieve se derrita completamente en verano.

2.3 Índices de eficiencia

Los índices de eficiencia permiten cuantificar el grado de ajuste de las series simuladas por el modelo con las series observadas. Para el presente trabajo se consideran los criterios de Nash-Sutcliffe, Nash-Sutcliffe logarítmico, Kling-Gupta y el coeficiente de Determinación.

El índice de **Nash-Sutcliffe** se define:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - M_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (2.17)$$

donde O_i corresponden a los valores observados y M_i a los simulados. Este índice es uno de los más utilizados y varía desde $-\infty$ a 1. Valores menores a 0 indican que el promedio de los valores observados representa de mejor manera a la serie observada que los valores simulados. Este criterio sobreestima más el error producido por valores altos que por valores bajos.

El índice de **Nash-Sutcliffe logarítmico** difiere en que se aplica logaritmo a las series de datos, por lo que se subestima el error producido por diferencias muy altas, dándole importancia a las diferencias entre valores bajos.

$$NS_{log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(M_i))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(\bar{O}))^2} \quad (2.18)$$

En la tabla se describe una clasificación cualitativa del desempeño del índice de Nash-Sutcliffe, construida en base a una escala mensual (Moriasi et al., 2006).

Tabla 2.5: Clasificación de desempeño de índice de Nash-Sutcliffe

Desempeño	Rango
Insatisfactorio	$N-S \leq 0.50$
Satisfactorio	$0.50 < N-S \leq 0.65$
Bueno	$0.65 < N-S \leq 0.75$
Muy bueno	$0.75 < N-S \leq 1.00$

El índice de Nash-Sutcliffe puede reescribirse en función de tres términos asociados a las razones de la correlación (r), la media (β , sesgo) y la desviación estándar (α , variabilidad) de valores observados y simulados. El criterio de **Kling-Gupta** estima una distancia euclidiana de un punto ideal a un óptimo que considera los tres parámetros (Gupta et al., 2009).

$$KGE = 1 - \sqrt{(1 - r)^2 + (1 - \alpha)^2 + (1 - \beta)^2} \quad (2.19)$$

Por último, el **coeficiente de Determinación**, r^2 , se define como el coeficiente de correlación de Bravais-Pearson al cuadrado. El valor de este índice varía entre 0 y 1, siendo 1 una correlación positiva perfecta.

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}) \cdot (M_i - \bar{M})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i - \bar{M})^2}} \right)^2 \quad (2.20)$$

2.4 Medidas de diagnóstico de la respuesta hidrológica

Para evaluar la respuesta hidrológica de cada cuenca se utilizan medidas de diagnóstico que permiten cuantificar el comportamiento del modelo a partir de las series diarias resultantes de escorrentía total (Yilmaz et al., 2008). Con estos indicadores es posible comparar la respuesta del modelo frente a variaciones en las forzantes meteorológicas. Las medidas consideradas en este estudio son el coeficiente de escorrentía, la pendiente del segmento medio de la curva de duración y el centro de gravedad del hidrograma promedio, los cuales se explican a continuación.

El **coeficiente de escorrentía** (RR) describe un balance promedio anual de la cuenca a partir del cociente entre la escorrentía total anual promedio y el volumen anual promedio de precipitación caída en cada cuenca (Ecuación 2.21). Este indicador cuantifica de forma directa el porcentaje de respuesta en escorrentía de la cuenca según el modelo empleado y las forzantes meteorológicas construidas.

$$RR = \frac{Q_{ma}}{P_{ma}} \quad (2.21)$$

La **pendiente del segmento medio de la curva de duración** (FMS) corresponde a la rapidez en la cual los caudales altos decrecen. En este caso, se utilizan probabilidades de excedencia de 20% y 70% como umbrales de descarga (Ecuación 2.22).

$$FMS = \frac{\log(Q_{20\%}) - \log(Q_{70\%})}{70\% - 20\%} \quad (2.22)$$

El **centro de gravedad del hidrograma anual promedio** (CTR) corresponde al momento del año hidrológico en el cual se indica adonde se centra el volumen anual de escorrentía promedio (Ecuación 2.23). Esta medida describe la estacionalidad de la cuenca, lo cual sirve de comparación en cuencas que compartan el mismo régimen hidrológico.

$$CTR = \frac{\sum_{\text{año hidro}} t_i Q_i}{\sum_{\text{año hidro}} Q_i} \quad (2.23)$$

2.5 Imágenes satelitales

Las imágenes satelitales corresponden a una herramienta de percepción remota fundamental en la hidrología, ya que para contrarrestar la insuficiente cobertura terrestre de fuentes de medición se necesitan de otras fuentes de mayor escala espacial para entender la dinámica global de los procesos hidro-meteorológicos del planeta. En el presente trabajo se usaron imágenes tipo MODIS y Landsat.

MODIS, o Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer, es una herramienta basada en mediciones espectrales y proporcionada por la NASA mediante los satélites Aqua y Terra, puestos en órbita con un desfase de 12 horas entre ellos, pudiendo usarse para estimaciones de coberturas nivales, albedo, temperatura superficial y tipos de vegetación, entre otros, con una resolución espacial de 500x500 m². El inconveniente de esta herramienta radica en que se cuenta con información solamente desde el 2000, año en que se puso en órbita el satélite Terra. En el presente trabajo se usaron series temporales de índices de nubosidad estimados a partir de estas imágenes.

Por su parte, el proyecto Landsat son una serie de satélites lanzados desde 1972 con el objetivo de tomar imágenes de alta resolución espectral. Actualmente se cuenta en órbita con las misiones Landsat 7 y Landsat 8, lanzadas en 1999 y 2013 respectivamente. Para el presente trabajo se usaron las imágenes de Landsat 8, el cual mide 11 bandas espectrales con una resolución espacial de 30x30 m². Con estas se estimaron las máscaras glaciares que fueron usadas como condición de borde para la simulación de los aportes glaciares.

Capítulo 3: Información y características de la zona de estudio

La zona de estudio se ubica en la VI Región del Libertador General Bernardo O’Higgins, Chile, extendiéndose desde los 34° 12’ a los 34° 45’ de latitud sur y desde los 69° 54’ a los 70° 27’ de longitud oeste.

El objetivo del presente trabajo apunta al análisis del sector cordillerano de la cuenca del río Cachapoal, sistema al cual se ha designado como Alto Cachapoal. En particular, el sistema se compone por tres subcuencas definidas (Figura 3.1) por los puntos de control fluviométrico actualmente vigentes que se usaron en la modelación (Figura 3.4).

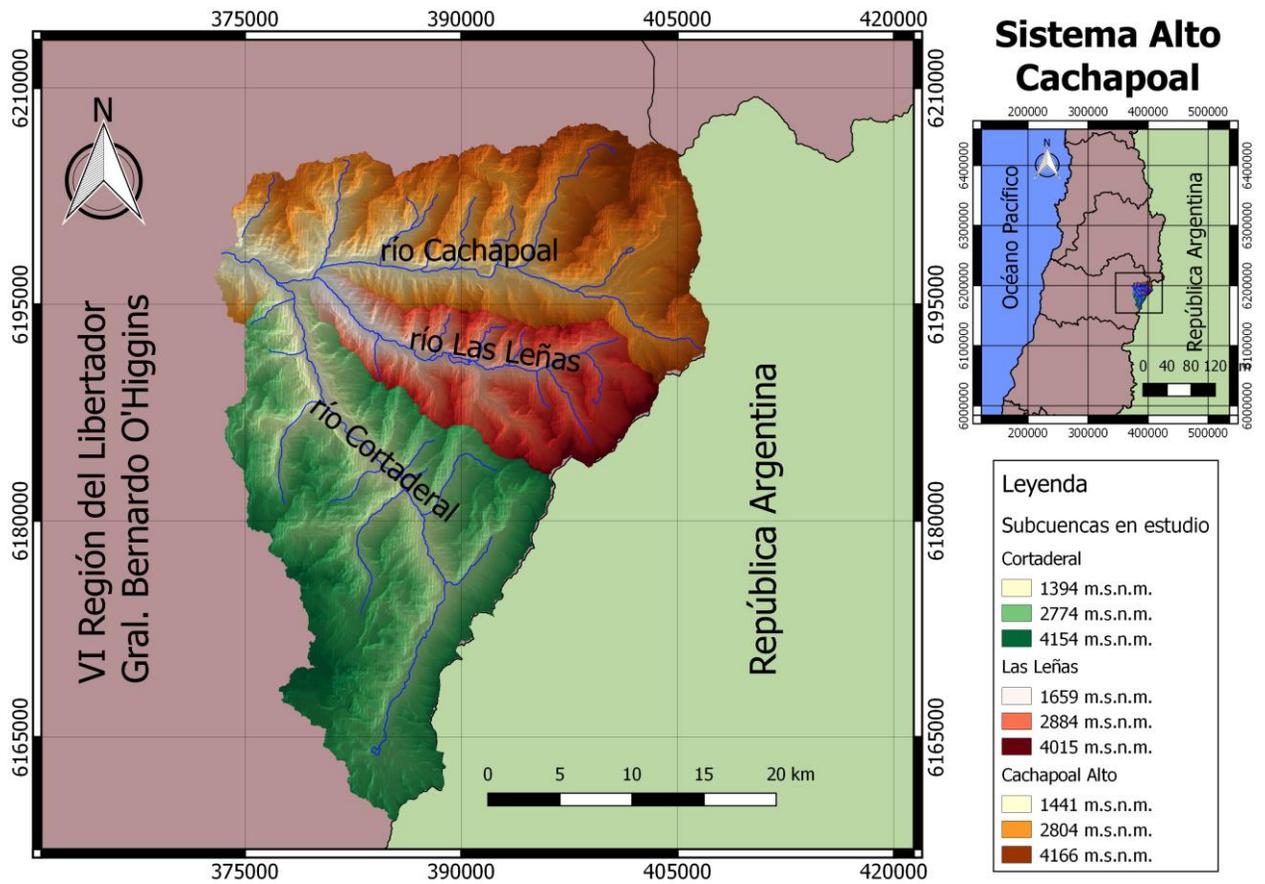


Figura 3.1: Cuencas del alto Cachapoal

El sistema se forma por un cauce principal correspondiente al río Cachapoal que nace en la Cordillera de Los Andes a los pies de las cumbres Pico del Barroso (5160 m.s.n.m.) y Nevado de Los Piuquenes (4440 m.s.n.m.), drenando en dirección oeste hasta recibir los aportes de los ríos Las Leñas y Cortaderal. Continuando aguas abajo hacia el noroeste recibe aportes de tributarios importantes como el río Cipreses, Pangal y Coya hasta finalmente desembocar en el embalse Rapel junto con el río Tinguiririca en el sector de La Junta. El sistema Alto Cachapoal, definido para el

presente trabajo, representa el 15% de la hoya hidrográfica total del río Cachapoal definida en el puente Termas de Cauquenes.

Tal como se ve en la Figura 3.1, los ríos Las Leñas y Cortaderal forman dos de las tres subcuencas que se analizarán (color rojo y verde). La tercera subcuenca corresponde al Sistema Alto Cachapoal en su totalidad. Sin embargo, para efectos de la discretización del modelo se considerará la porción sobrante (color café) como una subcuenca y se llamará Cachapoal ya que contiene la naciente del cauce principal de la cuenca.

En la cuenca hidrográfica del río Cachapoal, y en general en la VI región, pueden encontrarse diversos climas sujetos a las variaciones topográficas y a la geografía del lugar, predominando un clima templado cálido en las zonas cordilleranas con una estación seca prolongada de 4 a 5 meses (Gómez, 2013). En general, se presentan fuertes contrastes térmicos a lo largo del año, con temperaturas bajo los 0°C en invierno y sobre los 30°C en verano (U. Chile et al., 2015). Las precipitaciones suelen ser mayores en la costa y en las zonas cordilleranas con una mayor sequedad en la depresión intermedia debido a las condiciones orográficas que se presentan en la cordillera de la costa (DGA, 2004).

En particular en la parte alta de la cuenca se tienen registros meteorológicos únicamente de precipitación de la estación Cachapoal 5km bajo junta con Cortaderal, vigente desde marzo de 1999 y con 6 años con más de 100 días sin información hasta 2013 (U. Chile et al., 2015) por lo que no es posible caracterizar climáticamente la parte alta con observaciones de respaldo.

3.1 Morfología y suelo

Ya definidos los sistemas a modelar se procede a caracterizar la cuenca con la ayuda del software QGIS-GRASS¹. Las Tabla 3.1 y Tabla 3.2 muestran los aspectos geomorfológicos más relevantes por subcuenca. Dada la ubicación de la cuenca en estudio es de esperarse coberturas glaciares que puedan ser relevantes para la modelación, por lo que es importante incluirlas en la caracterización.

Se aprecia que Cortaderal posee la superficie glaciar de mayor relevancia (60% de la superficie glaciar total). Sin embargo, el área total de estudio cuenta en si con una cobertura glaciar lo suficientemente relevante (9%) como para considerar en el análisis el comportamiento glaciar en los aportes fluviométricos².

¹ Imágenes de elevación digital extraídos de base de datos de la NASA ([//search.earthdata.nasa.gov/search](https://search.earthdata.nasa.gov/search)). Satélite NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second V003. Dem: S35W071.

² Máscaras glaciares obtenidas a partir de imágenes Landsat según metodología descrita en sección 4.4, valores correspondientes al año 2015.

Tabla 3.1: Extensiones superficiales de las cuencas del sistema Alto Cachapoal y sus glaciares (Landsat 8)

Cuenca	Área total		Área glaciar		Orientación de glaciar
	[km ²]	[% del sistema]	[km ²]	[% de la cuenca]	
Las Leñas	173.2	18.0	3.0	1.7	Sur (43%), Norte (57%)
Cortaderal	426.0	44.3	49.5	11.6	Este (22%), Oeste (78%)
Cachapoal Alto	362.8	37.7	29.9	8.2	Sur (77%), Norte (23%)
Sistema Alto Cachapoal	962.0	100.0	82.4	8.6	-

Tabla 3.2: Caracterización geomorfológica de los sistemas del Alto Cachapoal

Cuenca	Elevación [msnm]			Pendiente media [°]	Longitud cauce principal [km]
	Media	Mínima	Máxima		
Las Leñas	2948	1297	4562	30.6	26.6
Cortaderal	2963	1211	4833	29.8	40.7
Cachapoal Alto	2885	1106	5149	29.6	43.6
Sistema Alto Cachapoal	2931	1106	5149	30.2	43.6

La Figura 3.2 muestra un mapa de los distintos usos de suelo en el sistema en base a datos extraídos del CIGIDEN (<http://ide.cigiden.cl/>). Obviando la presencia de glaciares los cuales suelen variar a una escala anual, al ser una cuenca semi-árida de alta montaña abundan las áreas secas con escasa vegetación. Se presenta también una cobertura importante de pastizales y matorrales en las zonas de menor altitud. En general, los suelos de Los Andes central se caracterizan por derivarse de materiales volcánicos vítreos y de texturas gruesas.

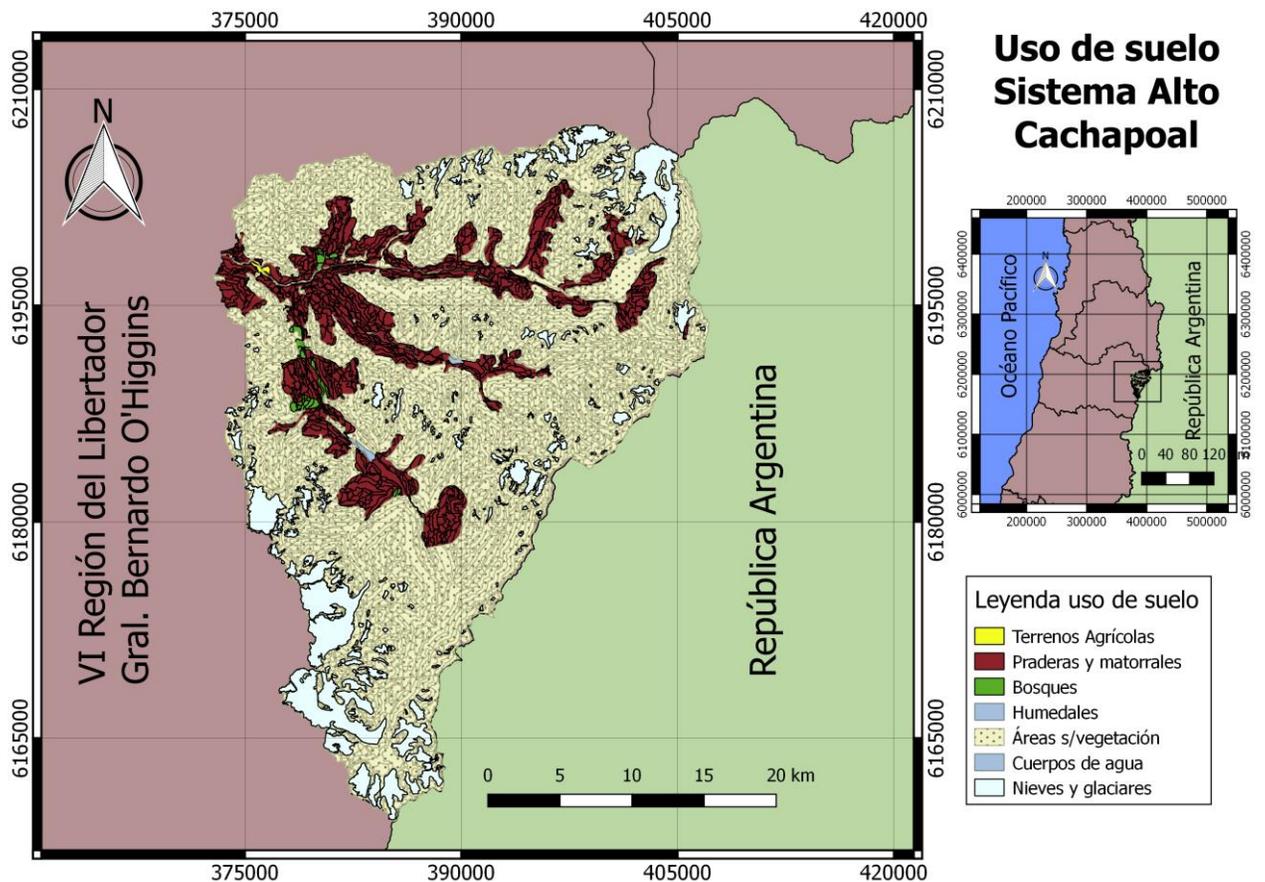


Figura 3.2: Uso de suelo en el sistema Alto Cachapoal

La Figura 3.3 muestra la curva hipsométrica de las cuencas delimitables en la zona de estudio, incluyendo el sistema completo (azul). Con un área total de 962 km² los rangos de elevación van aproximadamente desde los 1000 hasta los 5000 msnm, concentrándose la mayor parte entre los 2500 y 3500 msnm.

Sobre los 4000 metros de altura el relieve queda determinado por fuertes erosiones fluvio-glaciares que dan origen a valles profundos de laderas abruptas. Por otra parte, bajo los 2500 metros de altura la cuenca presenta sectores de menor pendiente ($\leq 28^\circ$), pero con gran potencial erosivo a una escala geológica.

3.2 Controles fluviométricos

Tal como se mencionó anteriormente para la modelación se han utilizado las tres estaciones fluviométricas vigentes de la Dirección General de Aguas que definen las cuencas que se desean estudiar. La ubicación de éstas se puede apreciar en la Figura 3.4.

La Tabla 3.3 muestra las principales características de los controles fluviométricos, indicándose en la Tabla 3.4 la cantidad de días sin información desde el inicio de vigencia de cada estación. Esto último es importante ya que días sin información observada implican “lagunas” en la serie de tiempo simulada que no se pueden calibrar.

Tabla 3.3: Estaciones fluviométricas DGA en el sistema Alto Cachapoal

Estación	Este UTM [m]	Norte UTM [m]	Altura [msnm]	Inicio de registros
Río Leñas antes de junta con Cachapoal	379940	6196787	1296	2006
Río Cortaderal antes de junta con Cachapoal	378081	6196301	1200	1985
Río Cachapoal 5km bajo junta con Cortaderal	373401	6198518	1127	1989

Tabla 3.4: Días sin información de estaciones fluviométricas en el sistema Alto Cachapoal

Estaciones Fluviométricas	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Río Las Leñas antes junta Cachapoal																					209	1	0	0	128	365	274	0	0
Río Cachapoal 5 km bajo junta Cortaderal						47	219	62	283	68	19	0	109	14	0	0	0	1	1	55	21	0	7	245	200	365	214	117	120
Río Cortaderal antes junta Cachapoal	248	100	110	5	30	0	355	365													365	332	0	1	132	85	35	0	365

La Figura 3.5 muestra las curvas de variación estacional de caudales según registros de la estación Cachapoal 5 km bajo Cortaderal, en la cual se observa un carácter nival producto de los deshielos en los meses más cálidos, tanto para años húmedos como secos. En los meses de otoño e invierno, en cambio, debido a las bajas temperaturas se observan los caudales más bajos. En los años más húmedos ($P_{exc} < 20\%$) se pueden apreciar aumentos de caudal en el mes de julio.

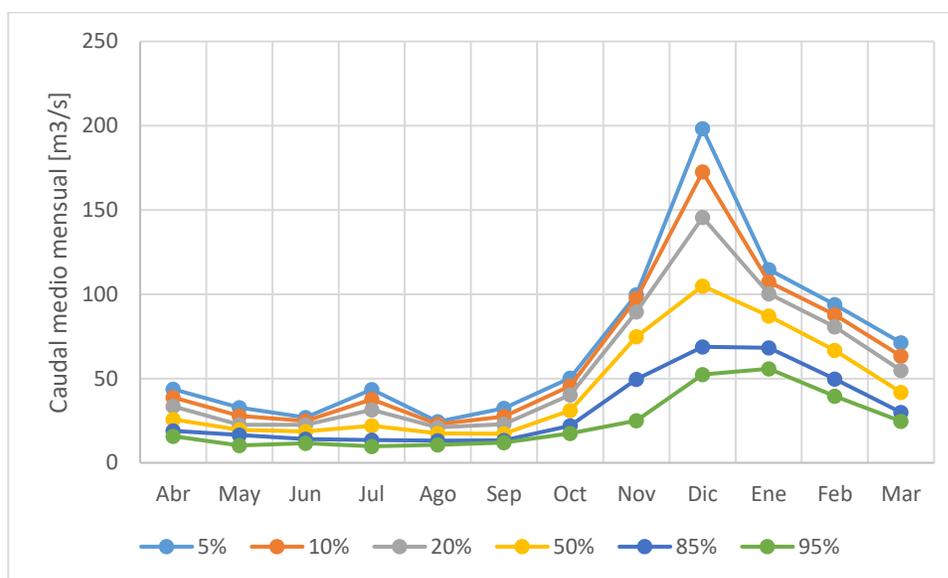


Figura 3.5: Curvas de variación estacional de caudales en Cachapoal 5km bajo Cortaderal (DGA, 2004)

3.3 Intervenciones en los cuerpos de agua

Para modelar las subcuencas deseadas se necesita llevar las series de caudales observados a régimen natural por lo que se deben determinar los derechos existentes otorgados por la DGA que intervienen en la cuenca, ya sean consuntivos o no consuntivos con restitución aguas abajo al control fluviométrico.

Se pueden identificar tres solicitudes vigentes, todas con extracciones en el río Cachapoal antes de la junta con el río Cortaderal, siendo la más significativa los aportes hacia la central de pasada Sauzal a través del canal Sauzal promediando anualmente $63 \text{ m}^3/\text{s}$. Los derechos se detallan en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5: Derechos de agua otorgados en la cuenca del río Cachapoal en 5km bajo Cortaderal

Solicitante	Tipo	Fuente	Uso	Caudal medio anual [m^3/s]
SENDOS VI región	Consuntivo	río Cachapoal antes de junta con río Cortaderal	Uso doméstico - Saneamiento	0.47
CODELCO Chile	Consuntivo		-	0.85
Hidroeléctrica Cachapoal S.A.	No Consuntivo		Aportes a central Sauzal	62.87

Capítulo 4: Metodología de análisis y disposición de datos

En este capítulo se describe la construcción de las forzantes meteorológicas y la configuración del modelo WEAP. En particular se define el periodo de modelación de las unidades que se desean estudiar, se presentan las características de las URH y sus bandas de elevación, se preparan las forzantes meteorológicas junto con las condiciones de borde para modelar los glaciares y se define un método para estimar la sublimación nival a partir de los resultados.

4.1 Periodo de modelación

El periodo de simulación de las cuencas se detalla en la Tabla 4.1, el cual depende directamente de la calidad de la información hidrometeorológica disponible. Se tienen 4 años de calibración para las cuencas Las Leñas y Cortaderal y 3 años para Cachapoal en 5km bajo Cortaderal. Para validación de la calibración solo se cuenta con información fluviométrica de la cuenca del río Cortaderal. Todas las calibraciones se realizan a nivel diario.

Tabla 4.1: Periodos de calibración y validación

Cuenca	Calibración	Validación
Las Leñas	Abr/2009 - Mar/2013	-
Cortaderal	Abr/2007 - Mar/2011	Abr/2011 - Mar/2012
Cachapoal 5km bajo Cortaderal	Abr/2005 - Mar/2008	-

La calibración en Cachapoal 5km bajo Cortaderal, es decir toda la parte alta, se realiza calibrando la porción de cuenca faltante (Cachapoal) y considerando los parámetros y variables usadas en las otras dos cuencas previamente calibradas.

4.2 Definición de URHs

Para realizar una comparación con la simulación previamente forzada mediante gradientes de precipitación y temperatura se necesita mantener la configuración de URH planteada originalmente, con el fin de atribuir eventuales contrastes a las diferencias con las forzantes nuevas que se quieren evaluar y no a la discretización espacial de los modelos.

La subdivisión de las cuencas se realizó según la orientación y la curva hipsométrica, en donde esta última fracciona cada orientación (N-S ó E-O según corresponda) en 4 bandas de elevación definidas por una cota mínima y otra máxima, resultando un total de 8 unidades de respuesta por subcuenca, a excepción de Cachapoal Alto que posee una novena (Cachapoal O).

En ANEXO A se detalla las características geomorfológicas principales de cada URH, incluyendo las coordenadas de sus centroides. Estos últimos definirán el escalamiento espacial de las forzantes nuevas.

Las Figura 4.1, Figura 4.2 y Figura 4.3 muestran una esquematización de las unidades de respuesta hidrológicas en el mapa de cada cuenca. Se puede notar que la forma zigzagueante de los umbrales de elevación causada por la existencia de valles abruptos hace que algunos centroides queden fuera de la extensión de la URH. Lo anterior cuestiona el nivel de homogeneidad de los procesos físicos que ocurren en cada una puesto que las zonas montañosas altas, debido a las grandes pendientes, presentan valles lo suficientemente abruptos como para generar diferencias microclimáticas, aún dentro de una misma banda de elevación.

Para minimizar el nivel de dispersión de las variables climáticas al interior de las unidades, Sanzana (2011) propone un procedimiento de segmentación que plantea criterios de corrección de URHs basados en características de forma, que perfectamente pueden aplicarse a discretizaciones hechas a partir de bandas de altura. Estos criterios consideran la variabilidad de la pendiente, el grado de convexidad de la delimitación y el área abarcada. De esta forma, se pueden particionar las unidades con el fin de homogeneizarlas y de centrar la ubicación de los centroides, cuya importancia está en el escalamiento de las forzantes. No obstante, en el presente estudio se utiliza la misma configuración previamente definida, ateniéndose a los objetivos y alcances inicialmente planteados.

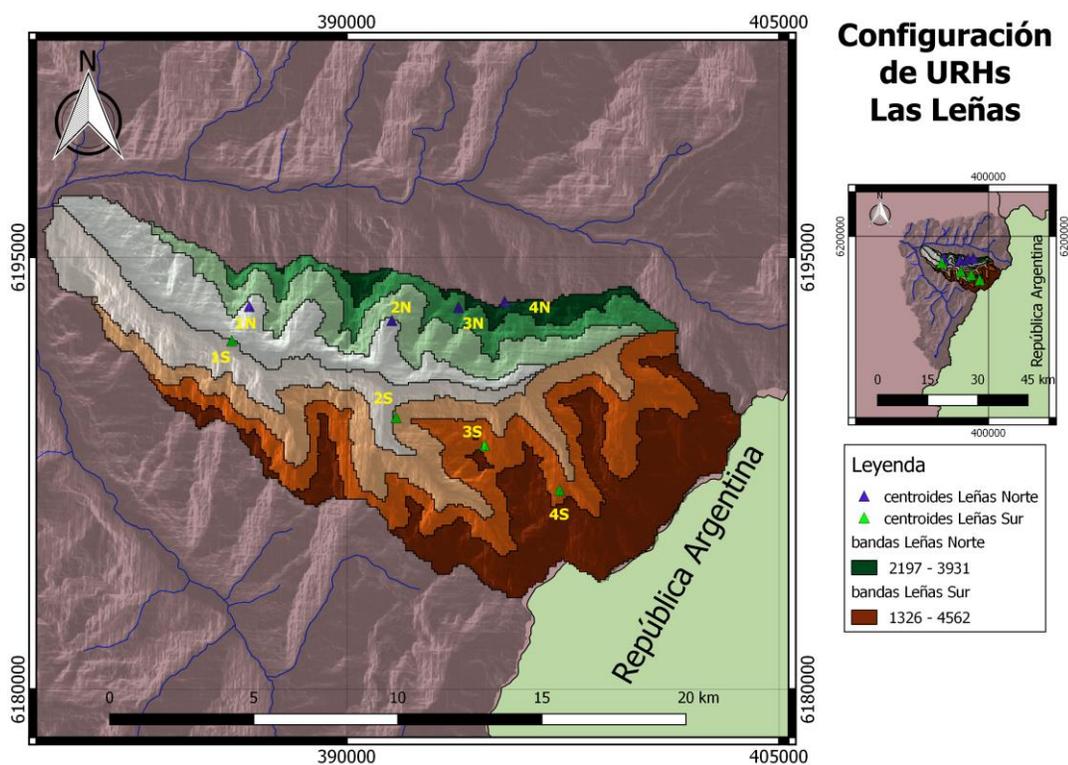


Figura 4.1: Esquema de URHs cuenca río Las Leñas

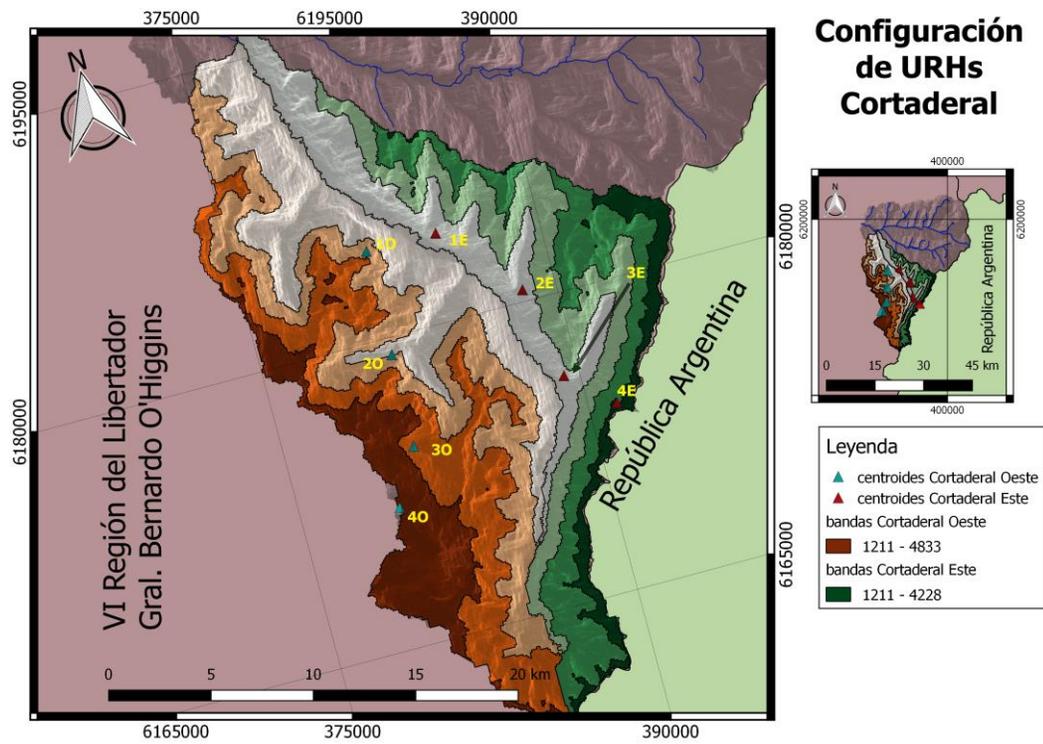


Figura 4.2: Esquema de URHs cuenca río Cortaderal

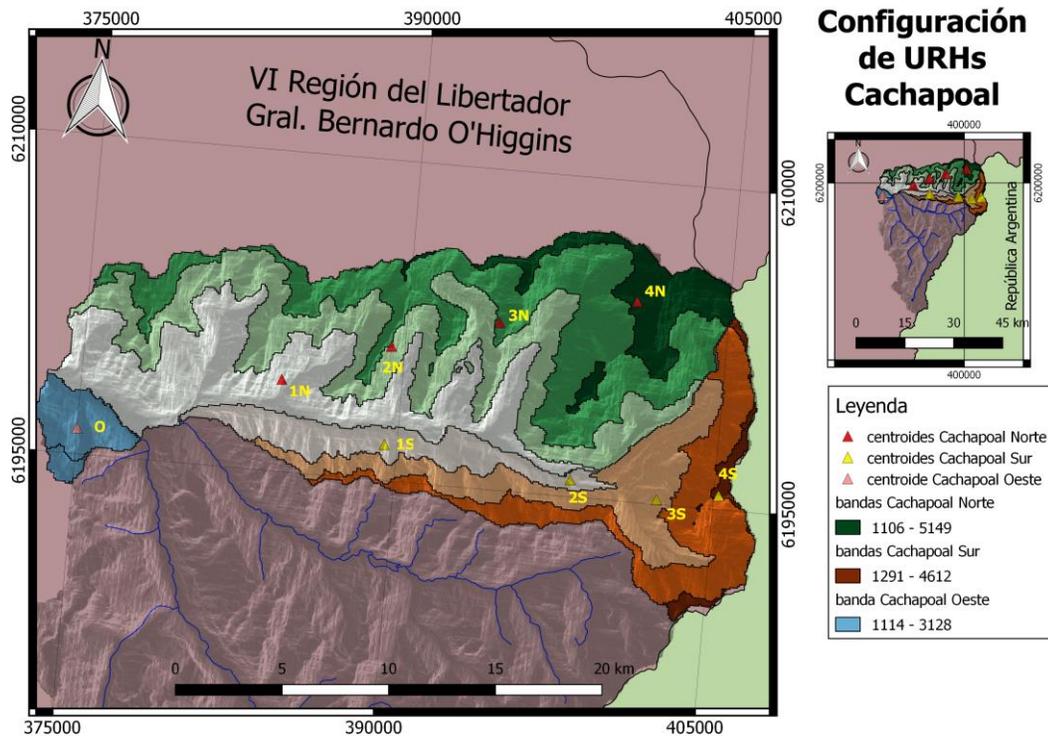


Figura 4.3: Esquema de URHs cuenca río Cachapoal

4.3 Forzantes meteorológicas

4.3.1 Precipitación y temperatura

Actualmente se cuenta con series grilladas de precipitación acumulada y temperatura media cada 3 horas con una resolución espacial de 0.05° por 0.05° para todo Chile continental (DGA, 2017). Estas se construyeron en base a estaciones cercanas y métodos de reanálisis meteorológico para una serie de tiempo desde el 1980 al 2015, y cada valor responde a la altitud promedio definida por la topografía en cada pixel. La Figura 4.4 muestra cómo se distribuye la grilla en la zona de estudio.

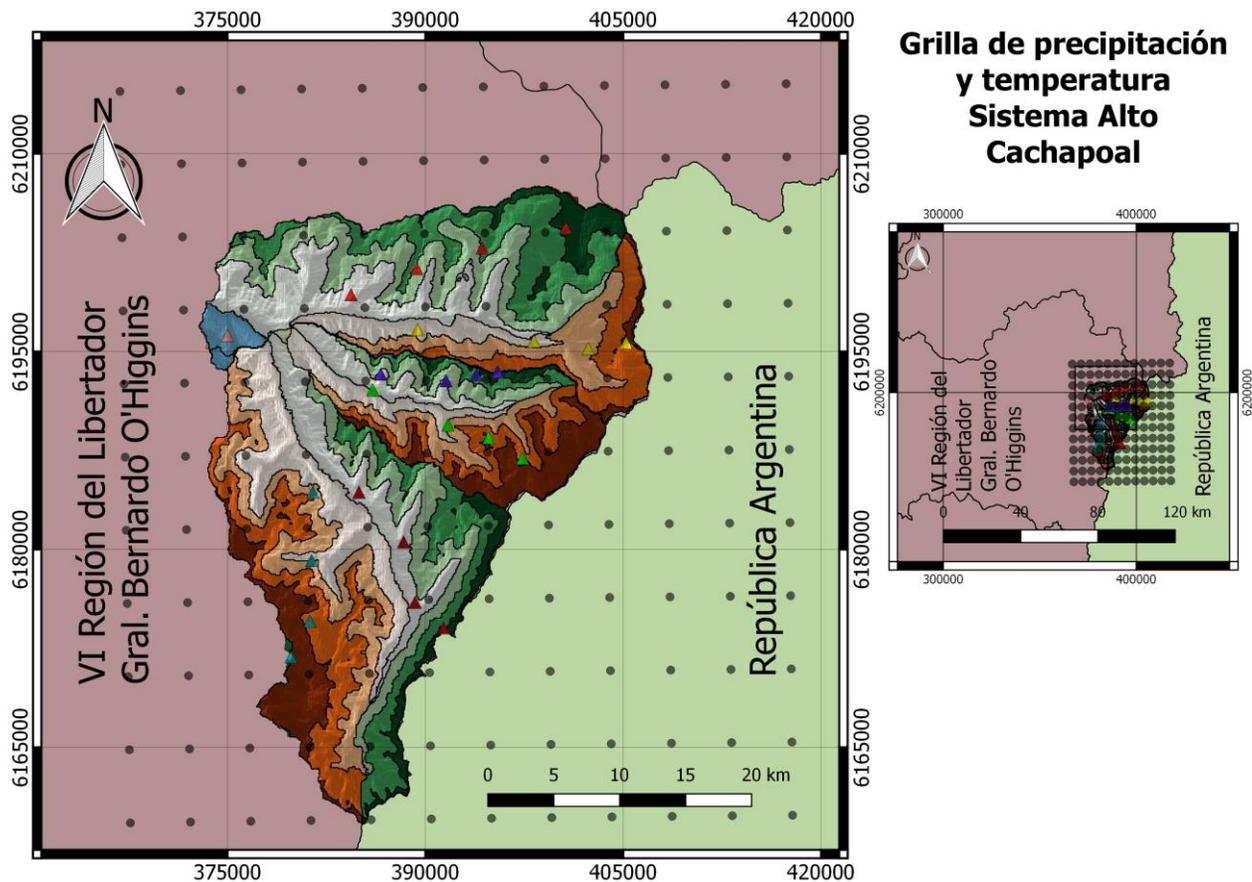


Figura 4.4: Distribución espacial de forzantes del producto grillado CR2-Met, en colores los centroides de cada URH

Al ser diaria la escala temporal de la modelación se suman los valores acumulados de precipitación de cada día mientras que los de temperatura se promedian para cada día.

Para escalar espacialmente los valores grillados hacia cada centroide se aplicó el método del inverso de la distancia (Ecuación 4.1) con el fin de darle mayor representatividad a los puntos más cercanos al centroide. Para esto se tomaron los puntos 'i' de la grilla que estén dentro de un radio 'r' de 8 kilómetros para la precipitación y 7 kilómetros para la temperatura, ponderando cada valor X_i según el inverso de su distancia $\frac{1}{d_{i-o}}$ al centroide 'o'. De esta forma se pasa de un esquema

distribuido a uno semi-distribuido, que es justamente el tipo de resolución espacial que exige el modelo WEAP.

$$X_o = \frac{\sum_{d_{i-o} < r} X_i \cdot \frac{1}{d_{i-o}}}{\sum_{d_{i-o} < r} \frac{1}{d_{i-o}}} \quad (4.1)$$

4.3.2 Humedad relativa

Las series de humedad relativa se construyen según el enfoque usado en U. Chile et al. (2015), relacionando la temperatura del aire con la temperatura del punto de rocío (ecuaciones 4.2 y 4.3).

$$HR [\%] = \frac{e(T_d)}{e(T_a)} \quad (4.2)$$

$$e(T) = \begin{cases} 6.1115 \cdot \exp\left(\frac{2.45T}{272.55 + T}\right), & T \leq 0 \\ 6.1121 \cdot \exp\left(\frac{17.50T}{240.97 + T}\right), & T > 0 \end{cases} \quad (4.3)$$

Para la estimación diaria de la temperatura del aire (T_a) y temperatura de punto de rocío (T_d) se utilizaron gradientes disponibles de tipo lineal que cubren todo el periodo de estudio construidas a partir de Rengo (310 msnm) como estación base (U. Chile et al., 2015). Estos gradientes fueron estimados con los registros que se cuentan de temperatura y humedad relativa de las estaciones Rengo, Convento Viejo (236 msnm) y otras estaciones privadas usadas en el estudio. De esta forma, la temperatura de punto de rocío para el día ‘i’ en la URH ‘j’ se calcula de la siguiente forma.

$$T_{dij} = m_i \cdot (Z_j - Z_{Rengo}) + n_i \quad (4.4)$$

4.3.3 Velocidad del viento

Como no hay estaciones en la zona de estudio que midan el viento se consideran los valores propuestos por el explorador de energía eólica desarrollado por el departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. La plataforma entrega información construida en base a modelos numéricos que estiman la velocidad del viento a los 5 metros de altura, a una escala horaria para el año 2010 y cubriendo todo el territorio nacional. Para llevar los valores desde los 5 metros a los 2 metros de elevación se usa el enfoque empleado en U. Chile et al. (2015) utilizando la expresión empírica del perfil de velocidades cerca del suelo (Ecuación 4.5) recomendada por la FAO (1990).

$$u_2 = u_z \cdot \frac{4.87}{\ln(67.8 \cdot z - 5.42)} \quad (4.5)$$

en donde u_2 y u_z son, respectivamente, la velocidad del viento a 2 metros y a z metros desde la superficie del suelo.

Para estimar los valores en cada coordenada de interés se construye un gradiente lineal tomando 8 puntos situados al interior y alrededor de la zona de estudio que van desde los 850 metros a los 3339 metros de elevación, obteniéndose un perfil orográfico del viento representativo para la zona de estudio.

Como se simularon valores para el año 2010 solamente, se utilizan los promedios mensuales como valores representativos para todo el mes, y bajo el supuesto de que estos promedios no presentan variaciones importantes año a año. En la Tabla 4.2 se presentan los gradientes y coeficientes de posición promedios para la cuenca en estudio.

Tabla 4.2: Gradientes mensuales obtenidos para velocidad del viento

Mes	m [m/s/km]	n [m/s]
Enero	0.97	0.95
Febrero	1.54	0.14
Marzo	1.09	0.52
Abril	1.14	0.35
Mayo	1.21	0.22
Junio	1.68	0.14
Julio	1.74	0.15
Agosto	1.86	-0.33
Septiembre	1.28	0.13
Octubre	1.18	0.72
Noviembre	1.21	0.31
Diciembre	1.31	0.27

Por último, se llevan los valores a cada centroide mediante la Ecuación 4.6, en donde ‘i’ hace alusión a cada centroide, ‘j’ a los meses del año y Z_i a la cota del centroide ‘i’.

$$v_{i,j} = m_j \cdot Z_i + n_j \quad (4.6)$$

4.3.4 Nubosidad

Para la fracción cubierta por nube diaria se tomaron los valores usados por U. Chile et al. (2015), estimados a partir de imágenes MODIS, distribuidos aleatoriamente en función de los estadísticos promedio y desviación estándar medios mensuales. En la Figura 4.5 se presentan los promedios mensuales de las 3 subdivisiones considerando el periodo que se usa en la calibración, en donde 1 corresponde a un cielo completamente despejado.

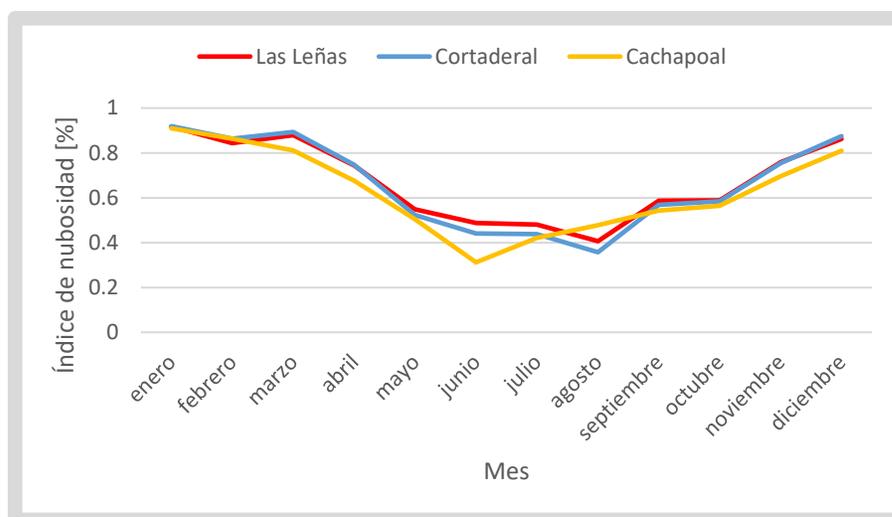


Figura 4.5: Promedio mensual de índices de nubosidad en el sistema Alto Cachapoal

4.3.5 Albedo

Al ser una cuenca cuyo régimen de caudales está controlado por la nieve el albedo pasa a ser un parámetro de entrada relevante ya que domina la influencia de la radiación en el manto nival. Para el caso del WEAP se ingresa una cota superior para la nieve fresca recién caída y una inferior para nieve antigua o húmeda.

El albedo máximo se calibró de forma manual a medida que se varían los parámetros concluyéndose un valor de 0.6 como el más adecuado para las tres cuencas, y teniendo en cuenta que el albedo para nieve recién caída suele rodear los 0.85.

Por su parte, el albedo mínimo se calibra imponiendo como límite superior el valor de 0.3 debido a que el albedo nival suele variar de forma pronunciada y abrupta a partir del momento en que la nieve deja de caer (Figura 4.6), por lo que se fija una variación mínima de un 30%. Para el caso de Cortaderal se sube el albedo mínimo a 0.4 con el fin de mejorar la calibración de caudales.

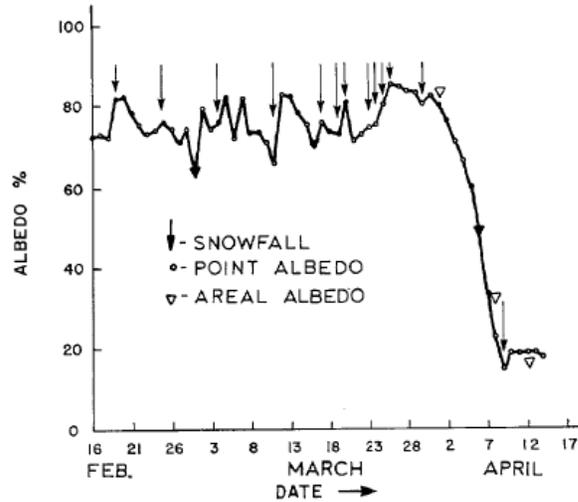


Figura 4.6: Comportamiento del albedo en nieve caída (O'Neill y Gray, 1996)

Los valores se presentan en la Tabla 4.3, que incluye los valores adoptados en la calibración antigua (U. Chile et al., 2015).

Tabla 4.3: Límites de albedo adoptados para WEAP en ambas calibraciones

Cuenca	Albedo mínimo		Albedo máximo	
	U. Chile et al. (2015)	Re-calibración	U. Chile et al. (2015)	Re-calibración
Las Leñas	0.15	0.3	0.6	0.6
Cortaderal	0.2	0.4	0.6	0.6
Cachapoal	0.15	0.15	0.6	0.6

4.4 Cobertura glaciar

Para considerar la evolución glaciar en la calibración se estimó el valor de la superficie glaciar en el último año de modelación para cada subcuenca. Para hacerlo se extrajeron imágenes del satélite Landsat 8 para estimar la máscara glaciar con álgebra de bandas mediante el NDSI (Normalized Difference Snow Index) que generalmente se usa para estimar coberturas nivales. La Ecuación 4.7 muestra la superposición de bandas para calcular el NDSI, en donde el espectro verde corresponde a la banda 3 y el espectro infrarrojo de onda corta (SWIR) a la banda 6 del Landsat 8.

$$NDSI = \frac{B_{verde} - SWIR}{B_{verde} + SWIR} \quad (4.7)$$

Generalmente se considera que para un valor del NDSI mayor o igual a 0.4 existe presencia de nieve en el pixel, no obstante, se usó un valor recomendado de 0.42 en base a estimaciones de áreas glaciares en la Cordillera Blanca, Perú, con imágenes Landsat (Burns & Nolin, 2013). De esta forma se elige una imagen cuya combinación espectral no se vea influida por presencia de nubes, y bajo el supuesto de que se ha derretido toda la nieve para ese entonces. Para este estudio se usó una imagen sacada en marzo de 2015, momento en que la nieve supone haberse derretido completamente.

Para llevar los valores a los últimos años de modelación de cada cuenca se utilizaron tasas de derretimiento anual obtenidas por el Landsat 5 según mediciones hechas para el periodo 1986-2011 (U. Chile et al., 2015), las que se considerarán como válidas para la calibración (Tabla 4.4). Estos valores temporalmente escalados corresponden a la condición de borde de la modelación, por lo que las tasas de derretimiento se recalculan según los parámetros escogidos de nieve y hielo.

Tabla 4.4: Tasas de derretimiento anual de glaciares (U. Chile et al., 2015)

Cuenca	Tasa de derretimiento anual [km²/año]
Las Leñas	-0.15
Cortaderal	-1.20
Cachapoal	-0.51

Las áreas glaciares resultantes se detallan en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5: Áreas glaciares escaladas al último año de simulación de cada cuenca

Cuenca	Área 2015 [km²]	Área (último año) [km²]
Las Leñas	2.66	2.96 (2013)
Cortaderal	45.90	49.50 (2012)
Cachapoal	26.35	28.97 (2010)

4.5 Sublimación nival

Como el modelo WEAP no considera una salida por sublimación en el balance del manto nival, se decide estimarla a nivel anual en base a un factor de reducción ‘f’ aplicado a las series de precipitación construidas para las URH definidas con el fin de compensar las pérdidas de agua que no son reconocidas por el modelo y poder calibrar en un intervalo de ± 5 % del balance entre los volúmenes de escorrentía simulado y observado. Lo anterior implica que tal estimación depende directamente de la sobreestimación en volumen del agua disponible para derretimiento con respecto a la serie objetivo de caudales observados. Como en las partes más altas cae más precipitación sólida (más nieve \rightarrow más sublimación) que en las bajas se procura acentuar la reducción en las partes más altas, no superando un valor del 30%.

Despreciando variaciones en el almacenamiento interno de la cuenca, la Ecuación 4.8 describe el balance hídrico anual en WEAP considerando reducciones a la precipitación. Si esta expresión se resta a un balance anual para el cual se incluye la sublimación nival en las salidas (Ecuación 4.9) se obtiene una sublimación proporcional al porcentaje de reducción '1-f' de cada URH (Ecuaciones 4.10 y 4.11).

$$P_{WEAP} = \sum_{\text{año hidro}} \left(\frac{1}{A} \sum_{i=URH_1}^{URH_n} P_i \cdot f_i \cdot A_i \right) = Q + ET \quad (4.8)$$

$$P = \sum_{\text{año hidro}} \left(\frac{1}{A} \sum_{i=URH_1}^{URH_n} P_i \cdot A_i \right) = Q + ET + S \quad (4.9)$$

$$S \left[\frac{mm}{\text{año}} \right] = P - P_{WEAP} = \sum_{\text{año hidro}} \left(\frac{1}{A} \sum_{i=URH_1}^{URH_n} P_i \cdot (1 - f_i) \cdot A_i \right) \quad (4.10)$$

$$S [\%] = \frac{P - P_{WEAP}}{P_{WEAP}} = \frac{\sum_{\text{año hidro}} \left(\frac{1}{A} \sum_{i=URH_1}^{URH_n} P_i \cdot (1 - f_i) \cdot A_i \right)}{\sum_{\text{año hidro}} \left(\frac{1}{A} \sum_{i=URH_1}^{URH_n} P_i \cdot f_i \cdot A_i \right)} \quad (4.11)$$

Como referencia para el análisis Cepeda (2017) sugiere un valor medio para sublimación anual de un 27% de la precipitación caída en la cuenca, estimado en base al modelo DHSVM. Sin embargo, estos valores decrecen al proyectarlos a futuro cercano y lejano debido a que la cobertura nival tiende a disminuir en el tiempo. Otros estudios hechos en cuencas montañosas en Canadá estiman valores alrededor del 15% de la precipitación anual para el año 2008/2009 (MacDonald et al., 2010). Sin embargo, se entiende que las estimaciones pueden ser muy sensibles a factores topográficos y geográficos.

Para analizar los valores de equivalente de agua de nieve generados en WEAP se compara con el producto CAMELS-CL³ del CR2 el cual entrega series diarias de equivalente en agua de nieve promediadas por cuenca en base a un modelo de reanálisis nival implementado por Cortés y Margulis (2016).

³ Catchment Attributes and Meteorology for Large Sample Studies, Chile Dataset. Información integrada por cuencas.

Capítulo 5: Resultados y discusión

En el presente capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir de las forzantes meteorológicas construidas y la calibración de las cuencas con WEAP. En particular se realiza una comparación de las forzantes construidas con las previamente estimadas, incluyendo una evaluación de la representatividad del escalamiento; se estima la sublimación anual por subcuenca; se estudian los aportes glaciares; y se analiza el reajuste de los parámetros del modelo implementados.

5.1 Producto grillado CR2-Met

A modo de comparar los datos de la grilla con observaciones se tomaron los meses completos de registros de precipitación de la estación meteorológica DGA Cachapoal 5 km bajo junta con Cortaderal, comprendidos entre marzo de 1999 y diciembre de 2013. Para esto se compararon las observaciones con una serie escalada mediante el inverso de la distancia (IDW) usando un radio de 8 kilómetros, el cual incluye 8 puntos de la grilla (Figura 5.1).

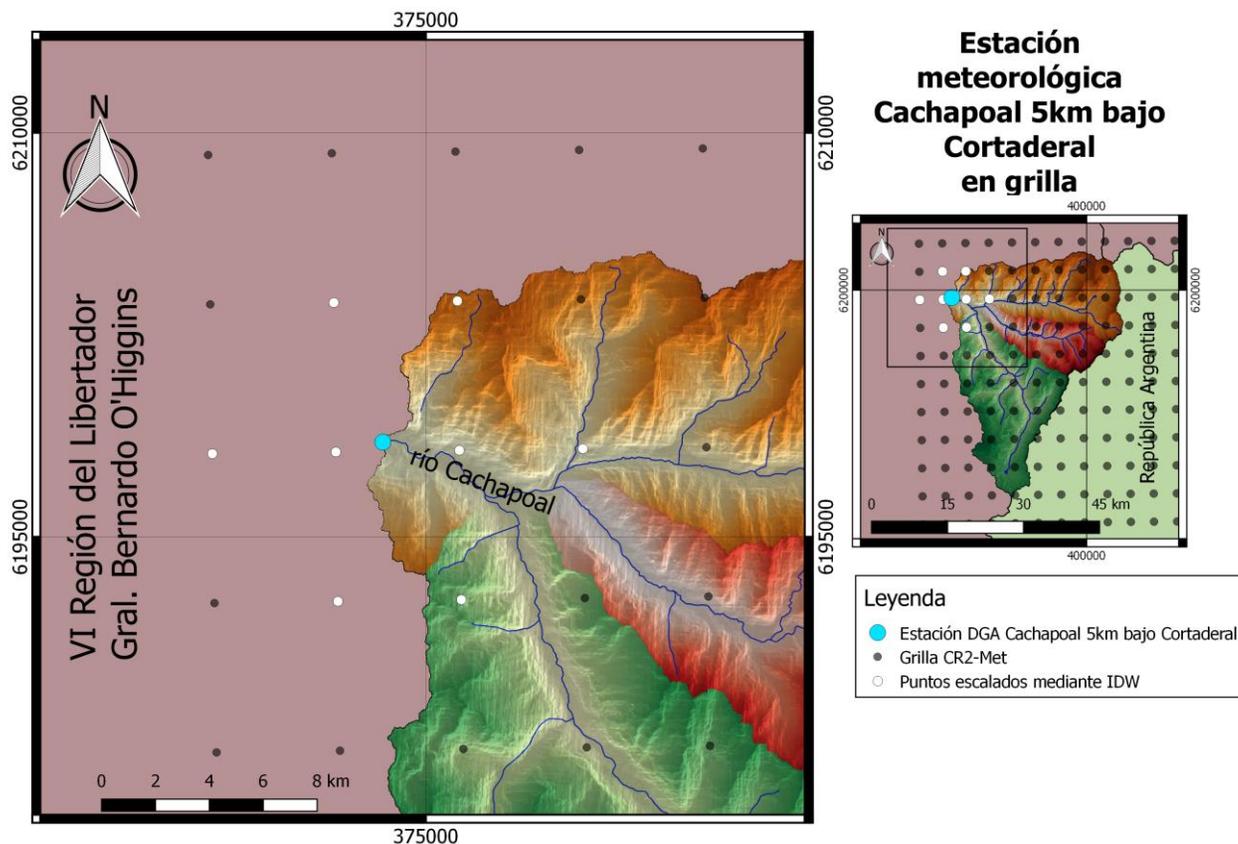


Figura 5.1: Ubicación geográfica estación meteorológica Cachapoal 5km bajo Cortaderal con respecto a la grilla

La Figura 5.2 muestra curvas de variación estacional según los registros mencionados y el promedio mensual de la precipitación estimada en base al producto CR2-Met.

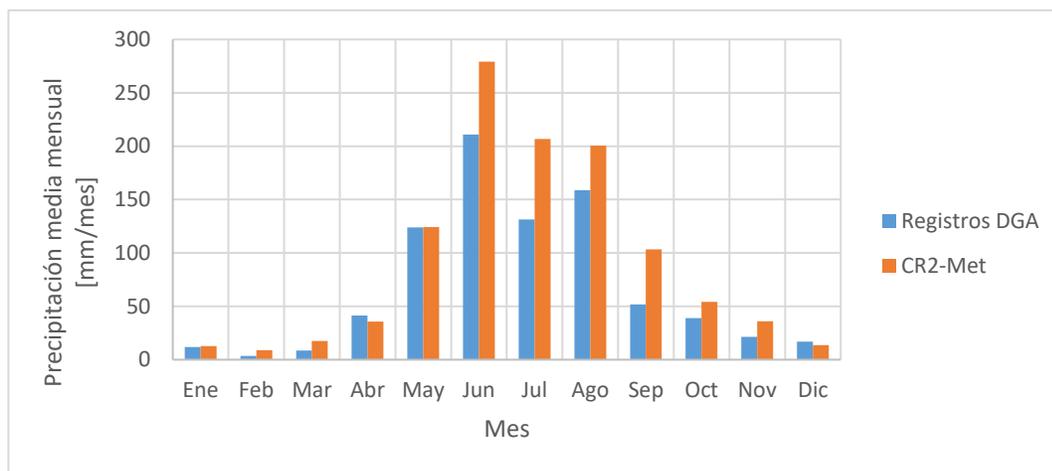


Figura 5.2: Precipitación mensual promedio en Cachapal 5km bajo Cortaderal, observada y grillada, entre marzo de 1999 a diciembre de 2013.

Se puede notar que existe una sobreestimación importante de la construcción grillada de precipitaciones a nivel mensual con respecto a las observaciones que se cuentan, superándolas en promedio en un 34 % de abril a septiembre y en un 57 % de octubre a marzo, con un porcentaje de sesgo de un 39 % al evaluar toda la serie. Al correlacionar ambas series a nivel diario se constata de una gran dispersión de los datos ($R^2=0.65$) sobre todo en los días de mucha lluvia. Comparando a nivel mensual y anual la correlación mejora, obteniéndose R^2 de 0.88 y 0.90, respectivamente (ANEXO B).

La Figura 5.3 indica cómo va variando la relación temporal (R^2) y volumétrica (sesgo) al variar la cantidad de puntos considerados para escalar los valores a la ubicación de la estación meteorológica. Se puede ver que la mejor representación se obtiene al considerar los cuatro puntos más próximos. Lo anterior indica que el producto CR2-Met pierde resolución al trabajar con escalas más finas que 0.05° por 0.05° ya que al considerar menos de cuatro puntos los sesgos aumentan, es decir, el punto más cercano a la estación geográfica no resulta ser el más certero.

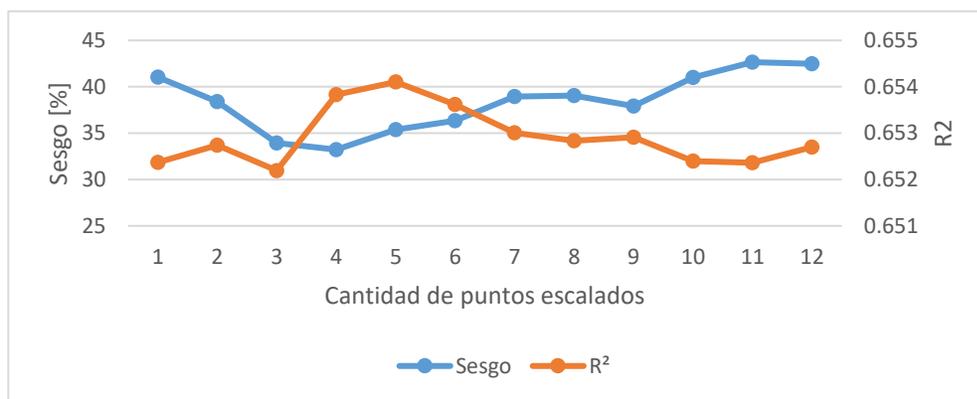


Figura 5.3: Comparación entre producto CR2-Met y observaciones según cantidad de puntos escalados a ubicación de estación Cachapal en 5 km bajo Cortaderal

5.2 Comparación de forzantes meteorológicas

Para enriquecer el análisis es importante comparar las forzantes construidas con las estimadas mediante los gradientes (U. de Chile et al., 2015) que se usaron en la calibración antigua de la cuenca. Para esto, en primera instancia se evidenció que desagregando la cuenca en parte alta y baja se obtiene una comparación con resultados muy similares para ambas partes, por lo que se ponderaron por cuenca las precipitaciones y temperaturas medias mensuales de las URH que componen cada una (Figuras 5.4 a 5.12).

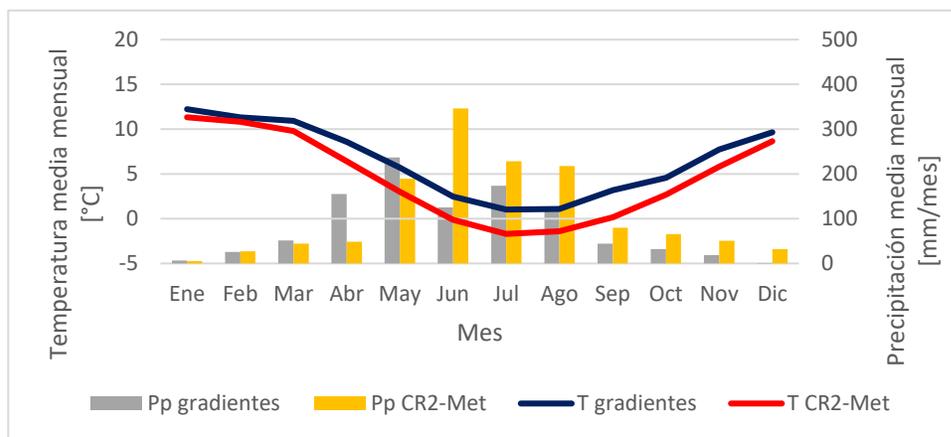


Figura 5.4: Diagrama ombrotérmico cuenca Las Leñas

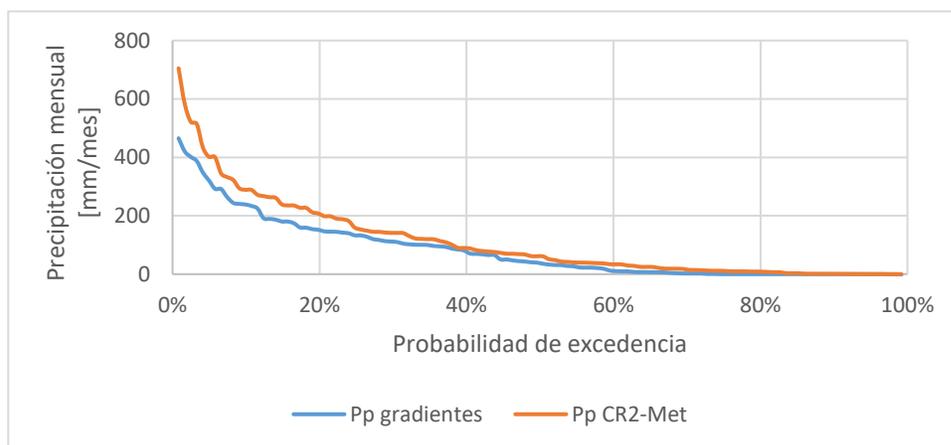


Figura 5.5: Curva de duración de precipitación mensual, cuenca Las Leñas

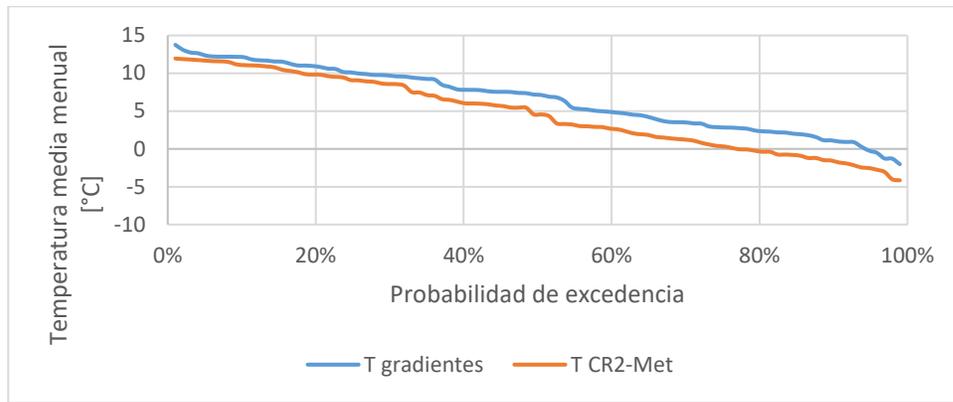


Figura 5.6: Curva de duración de temperatura media mensual, cuenca Las Leñas

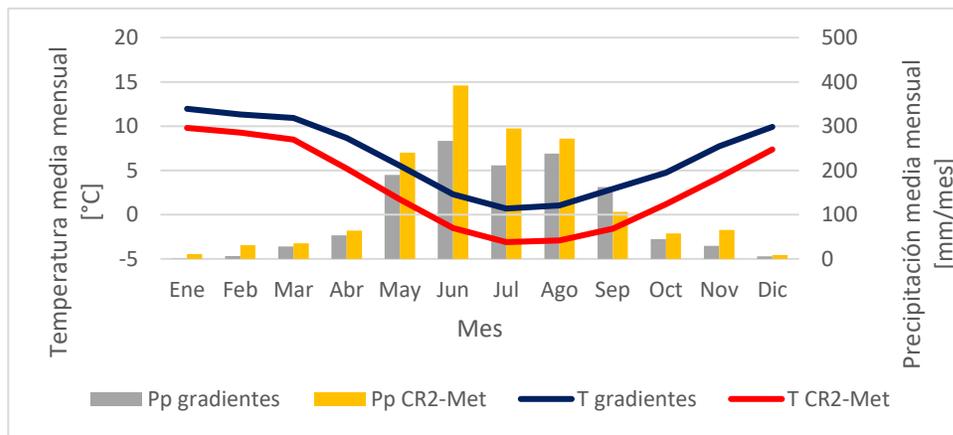


Figura 5.7: Diagrama ombrotérmico cuenca Cortaderal

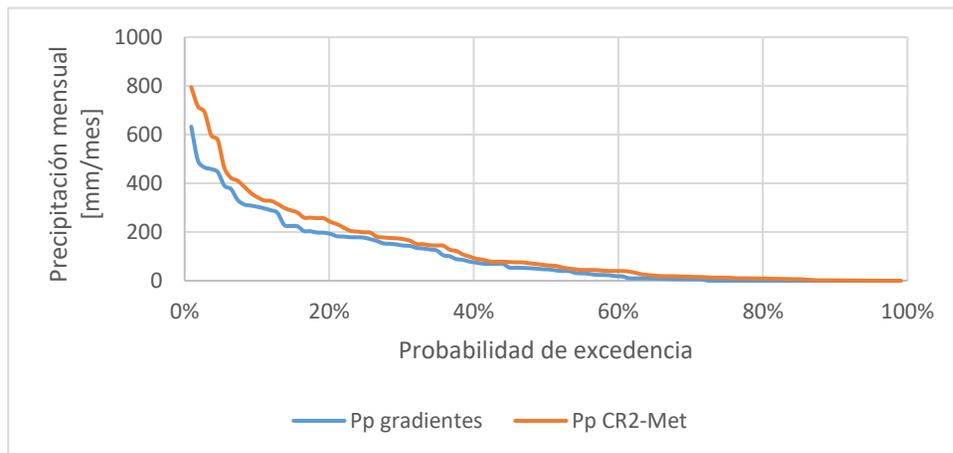


Figura 5.8: Curva de duración de precipitación mensual, cuenca Cortaderal

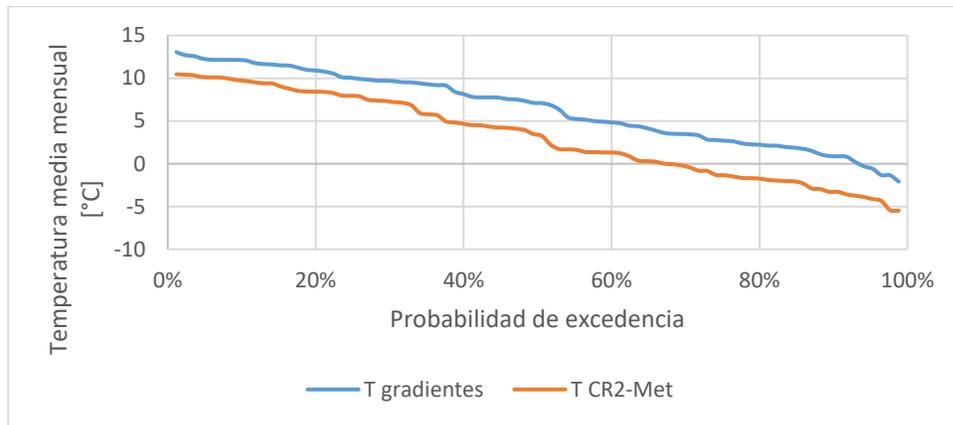


Figura 5.9: Curva de duración de temperatura media mensual, cuenca Cortaderal

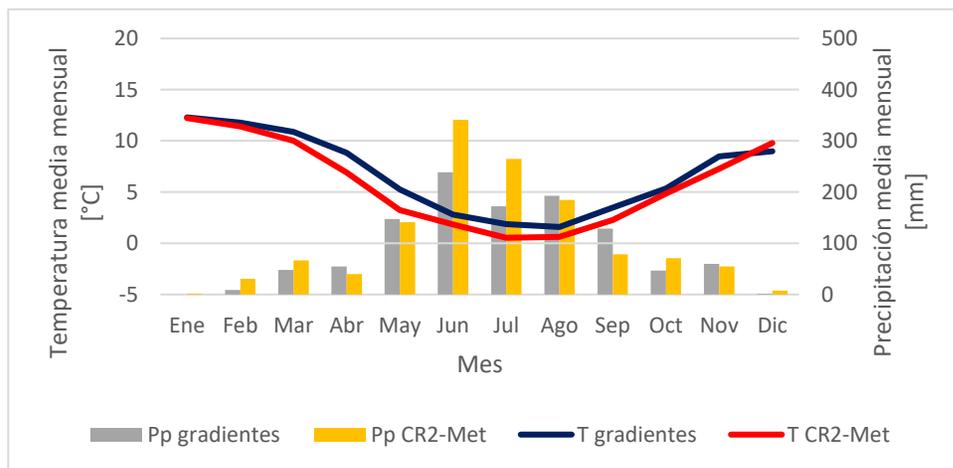


Figura 5.10: Diagrama ombrotérmico cuenca Cachapoal

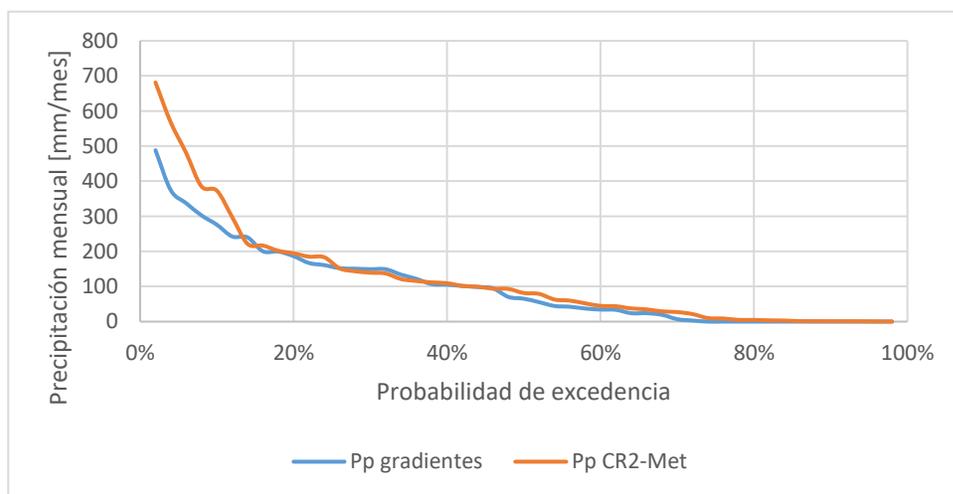


Figura 5.11: Curva de duración de precipitación mensual, cuenca Cachapoal

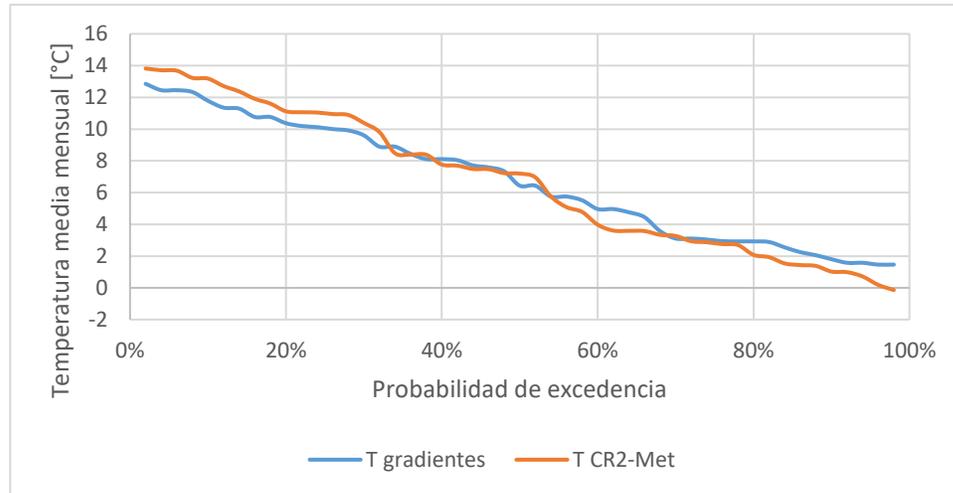


Figura 5.12: Curva de duración de temperatura media mensual, cuenca Cachapoal

Los climogramas muestran que a medida que se acercan los meses más fríos del año las diferencias de una forzante con respecto a la otra se van acentuando (Figuras 5.4, 5.7 y 5.10). Esto puede estar parcialmente provocado por el hecho de que los valores grillados están estimados para el promedio espacial definido por la topografía del pixel, por lo que los valores de las temperaturas tenderían a descender en zonas con mucha irregularidad altimétrica.

Lo anterior se refleja de manera más pronunciada en Las Leñas y Cortaderal, sobre todo en esta última, en donde se presentan diferencias hasta en las temperaturas más altas (Figura 5.9). En Cachapoal se estiman, en promedio, las temperaturas mínimas más altas, lo que puede explicar el buen ajuste con respecto a las otras cuencas en las probabilidades de excedencia más grandes.

En cuanto a la precipitación se pueden notar diferencias significativas en los climogramas a favor de las grilladas, en general entre mayo y agosto, cuando las precipitaciones medias mensuales superan los 100 mm. Si se toman en cuenta los meses en los que llueve menos de 200 mm mensuales se puede decir que ambas forzantes se ajustan razonablemente una a otra en las tres cuencas (Figuras 5.5, 5.8 y 5.11).

5.3 Representatividad de forzantes meteorológicas escaladas

Para evaluar la representatividad de las series de precipitación y temperatura escaladas espacialmente mediante el inverso de la distancia se escogieron tres URHs de distintas cuencas y con tres o más puntos de la grilla dentro de cada una (Tabla 5.1). La Figura 5.13 muestra las URHs escogidas junto con una subdivisión en áreas representativas para cada punto de la grilla (colores). De esta forma, se recalculan las forzantes meteorológicas según el promedio ponderado por áreas e independizándose del centro de gravedad como punto único representativo.

Tabla 5.1: Puntos de la grilla considerados en inverso de la distancia (IDW) y método por áreas

Cuenca	Puntos escalados mediante IDW		Puntos dentro de URH
	Precipitación	Temperatura	
Leñas 3N	9	6	3
Cortaderal 4O	9	5	3
Cachapoal 1N	8	6	5

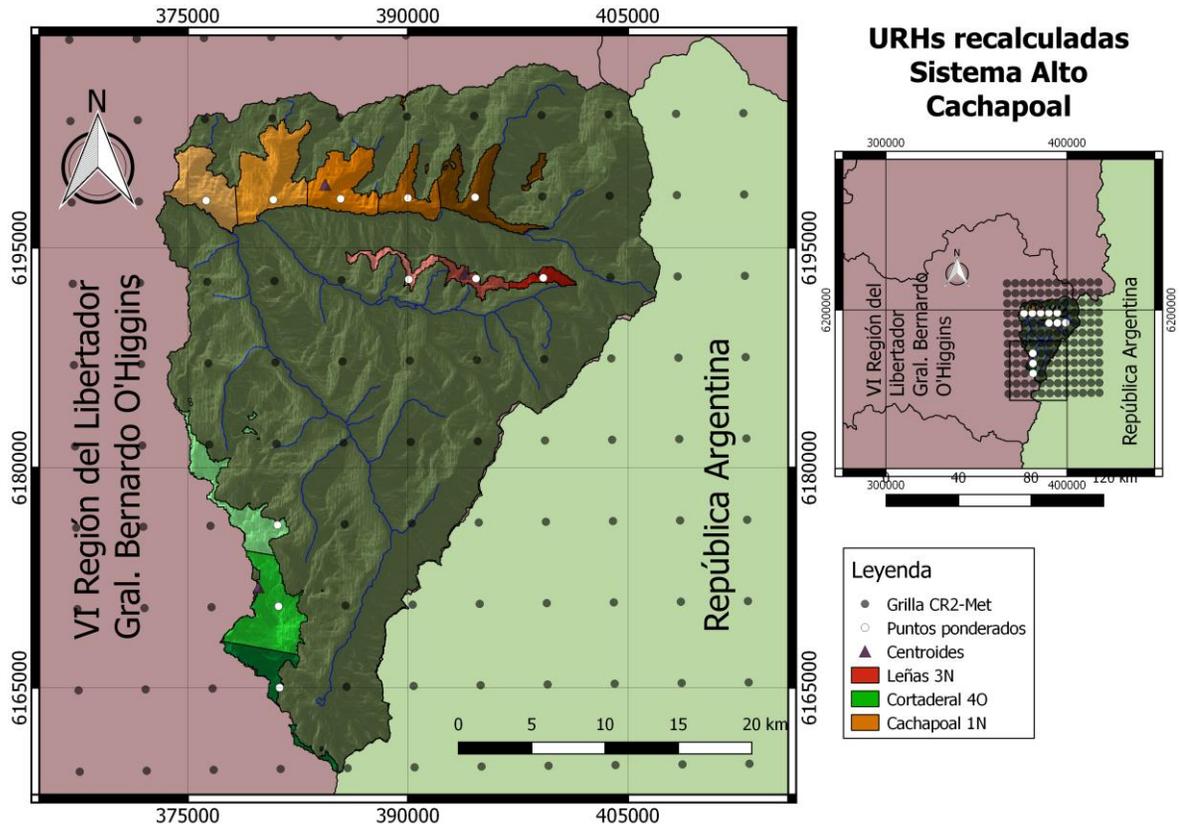


Figura 5.13: URHs escogidas para recalcular valor representativo de forzantes según áreas (colores)

Al comparar ambos métodos (Tablas 5.2 y 5.3) se pudo ver que las diferencias entre las series son despreciables, con sesgos absolutos que no superan los 0.4 mm para la precipitación y 0.5 °C para la temperatura. El coeficiente de determinación muestra una relación temporal casi perfecta para ambas variables, con valores superiores a 0.990. Lo anterior indica que los puntos considerados en el método IDW que caen fuera de las URH e incluso fuera de la cuenca no presentan grandes contrastes con los que caen dentro. Esto sugiere que la resolución del producto CR2-Met no logra representar bien el nivel de disagregación del esquema de bandas de altura

empleado, el cual fue construido para usarse con gradientes de altura. Cortaderal 4O muestra los mayores sesgos de precipitación (Tabla 5.2) debido a que su centroide se encuentra cerca de puntos fuera del sistema. Al comparar las temperaturas se obtienen los mayores sesgos en Cachapoal 1N (Tabla 5.3) ya que la ponderación según áreas incluye 3 puntos que el inverso de la distancia no alcanza a incluir, debido a la gran extensión de esta URH.

Tabla 5.2: Relación de precipitación entre los dos métodos de escalamiento espacial

Cuenca	Sesgo [mm/d]	Sesgo absoluto [mm/d]	R2
Leñas 3N	0.05	0.13	0.998
Cortaderal 4O	-0.27	0.36	0.997
Cachapoal 1N	0.11	0.19	0.997

Tabla 5.3: Relación de temperatura entre los dos métodos de escalamiento espacial

Cuenca	Sesgo [°C]	Sesgo absoluto [°C]	R2
Leñas 3N	0.07	0.08	0.999
Cortaderal 4O	0.07	0.17	0.999
Cachapoal 1N	-0.51	0.51	0.999

5.4 Calibración y validación del modelo

Para que la respuesta hidrológica del suelo se estabilice – es decir, se independice de sus condiciones iniciales – se considera un periodo de calentamiento de 2 años hidrológicos.

Como el input principal de agua en el balance corresponde a la precipitación, si es que el WEAP sobreestima la respuesta en escorrentía, ya sea por no considerar la sublimación de la nieve o directamente debido a sesgos en la estimación de las forzantes, entonces se aplica un factor de reducción de precipitación para que no sobre agua en la cuenca. Esto permitirá cuantificar el flujo anual de salida por sublimación que el modelo no logra percibir.

5.4.1 Parámetros del modelo escogidos

Una vez calibrado el modelo y determinado el set de parámetros óptimos para simular la escorrentía del sistema se comparan con los usados en la simulación antigua.

La Tabla 5.4 muestra los valores adoptados en ambos modelos, en negrita se destacan los contrastes más importantes. Se puede ver que algunas capas de suelo se re-calibraron con capacidades máximas mucho más altas. Esto puede suponer desajustes en los flujos base debido a que el porcentaje de humedad disminuye si se aumentan las alturas de las capas, lo cual afecta en las contribuciones porcentuales de estas a escorrentía en los meses de invierno. No obstante, el efecto anterior puede contrarrestarse asignando conductividades hidráulicas considerablemente mayores en, al menos, la capa inferior.

En cuanto a los parámetros que controlan la nieve se debió aumentar la diferencia entre los umbrales de precipitación líquida y sólida, sobre todo al disminuir la temperatura de congelamiento para demorar la acumulación de nieve. Lo anterior tiene sentido al considerar que se reconstruyeron, en promedio, precipitaciones más altas y temperaturas más bajas, con contrastes más marcados entre mayo y septiembre (Figuras 5.4, 5.7 y 5.10). Lo anterior también conlleva a aumentar el albedo de nieve antigua para retrasar el derretimiento. Frente a menores temperaturas el umbral de derretimiento de hielo debiera disminuirse, sin embargo, la calibración de su valor depende además de la duración de la nieve.

Tabla 5.4: Recalibración de parámetros en cuencas estudiadas

Parámetro [unidad]	Las Leñas		Cortaderal		Cachapoal	
	U. Chile et al. (2015)	Re-calibrado	U. Chile et al. (2015)	Re-calibrado	U. Chile et al. (2015)	Re-calibrado
SWC [mm]	140	4100	1300	1800	1150	800
DWC [mm]	1500	1250	1300	3300	1200	1000
RRF [-]	s/i	1000	s/i	1000	s/i	1000
RC [mm/d]	s/i	40	s/i	30	s/i	80
DC [mm/d]	15	100	8	800	15	120
FP [°C]	3	0.9	2	0.7	3	1.6
MP [°C]	8	8	4	7.9	4	5
IMP [°C]	4.5	10	7.5	7	3	6
RadCoef [%]	s/i	77	s/i	100	s/i	50
AL [-]	0.15	0.3	0.2	0.4	0.15	0.15
AU [-]	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6

El proceso de elección de parámetros también exige estudiar cómo se comportan estos con respecto a los índices de calibración. Para esto se realizó un análisis de sensibilidad de aquellos que se mostraron más sensibles al momento de calibrarlos (Tabla 5.5) en un rango de acuerdo al valor adoptado en la recalibración (Tabla 5.4). Estos son la capacidad máxima y la conductividad de la capa superior del suelo, las temperaturas de la nieve y el albedo de nieve recién caída. La última columna corresponde a los valores para la fracción Cachapoal, no obstante, sus índices responden a la calibración de todo el sistema.

Tabla 5.5: Rangos asignados a parámetros analizados

Parámetro [unidad]	Las Leñas	Cortaderal	Cachapoal
SWC [mm]	2700 - 5300	200 - 3200	400 - 2200
RC [mm/d]	31 - 70	21 - 60	50 - 110
FP [°C]	-0.2 - 1.7	-0.5 - 1.9	0.4 - 2.4
MP [°C]	7.0 - 8.9	7.0 - 9.0	4.0 - 6.0
AU [-]	5.0 - 7.0	5.0 - 7.0	5.0 - 7.0

Es importante aclarar que los valores adoptados para algunos parámetros no necesariamente corresponden al óptimo local en los índices evaluados ya que, para facilitar la calibración, WEAP cuenta con una herramienta que permite correr el programa con más de un parámetro a la vez, asignando los rangos y el paso deseado para cada uno. Esto permitió probar ciertas combinaciones de parámetros que se relacionan con las variables de respuesta del modelo (Figura 2.2). Esto resulta conveniente considerando la alta no-linealidad del modelo, en donde el número de combinaciones posibles determina qué tan localizados serán los máximos alcanzados, es decir, mientras más combinaciones se hagan más probable será de acercarse a un máximo global. Sin embargo, estas combinaciones están restringidas por factores como el tiempo y el gasto computacional, por lo que los índices de eficiencia obtenidos corresponden, a lo sumo, a máximos locales con parámetros que se evaluaron de forma parcialmente colectiva. Algunas combinaciones usadas fueron las capacidades máximas de las capas con sus conductividades, o las temperaturas con el albedo.

Las Figuras 5.15 y 5.16 muestran los comportamientos del índice de Nash-Sutcliffe logarítmico, frente a variaciones de los parámetros de suelo escogidos. Para estos parámetros se escogió mostrar el logaritmo de los caudales debido a que la respuesta del suelo es más influyente cuando se cuenta con los caudales más bajos del año. Se puede ver que Cachapoal presenta las más bajas variaciones puesto que sus índices son calibrados incluyendo las otras dos cuencas. Cortaderal presenta la mayor sensibilidad al variar la capacidad máxima del suelo, posiblemente relacionado con déficits o excesos de humedad en las capas de suelo. Lo anterior podría implicar dificultades de la humedad del suelo en alcanzar un estado estacionario en el periodo de simulación, aun cuando las capacidades máximas escogidas maximizan (localmente) los índices de eficiencia.

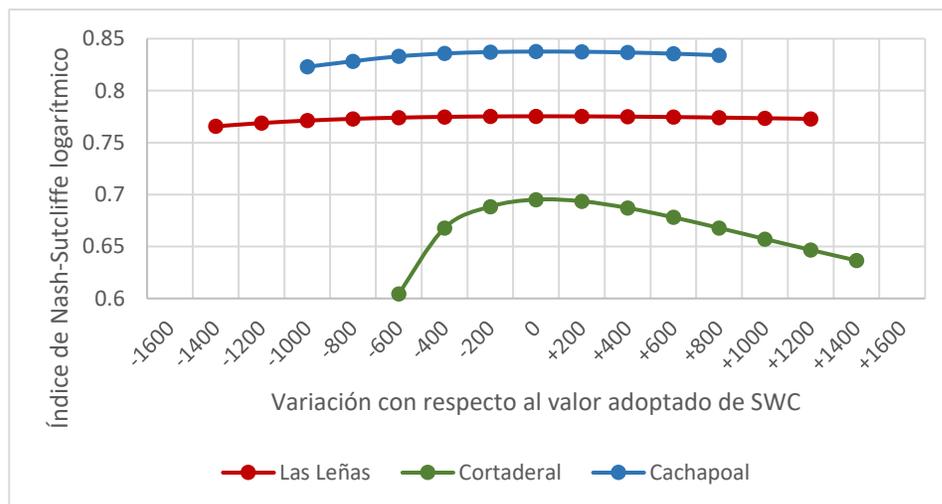


Figura 5.14: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe logarítmico al variar SWC

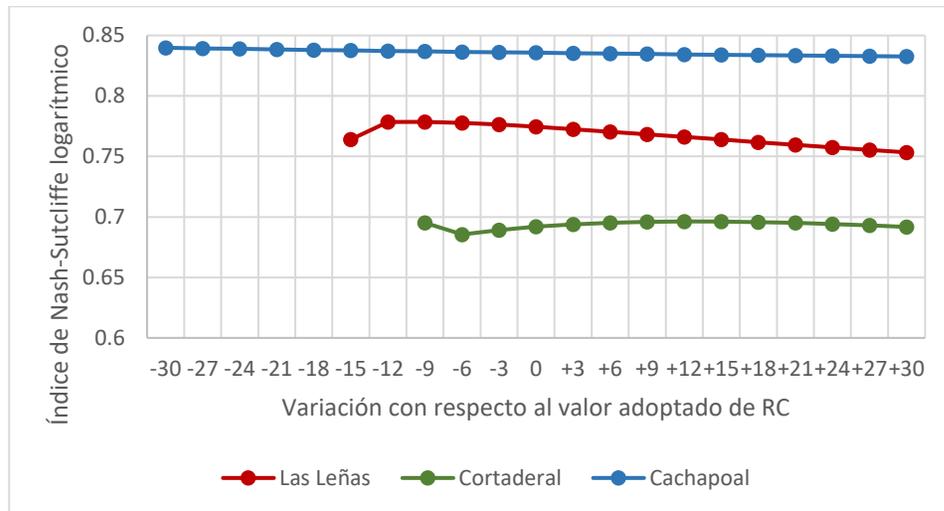


Figura 5.15: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe logarítmico al variar RC

En las Figuras 5.16 a 5.18 se detalla el comportamiento del índice de Nash-Sutcliffe con respecto a variaciones de parámetros de la nieve. Se puede ver que estos muestran una gran sensibilidad, evidenciándose más de un máximo local dentro de la vecindad sobre la cual se varían. Las temperaturas de congelamiento y derretimiento representan el rango en el cual la precipitación se divide entre una fracción líquida y otra sólida, por lo que cuando tal rango aumenta (menos FP y más MP) es cuando los índices más descienden.

Por otro lado, el albedo (Figura 5.19) es el parámetro más sensible. Sin embargo, es el único parámetro para el cual se le puede asignar un valor conocido, ya que a todos los parámetros de suelo se les asigna un valor que, a priori, no se puede suponer. Los parámetros de temperatura, a pesar de moverlos en un rango admisible para no perder el sentido físico (-10 a +10 °C), son valores que se deben ajustar caso a caso.

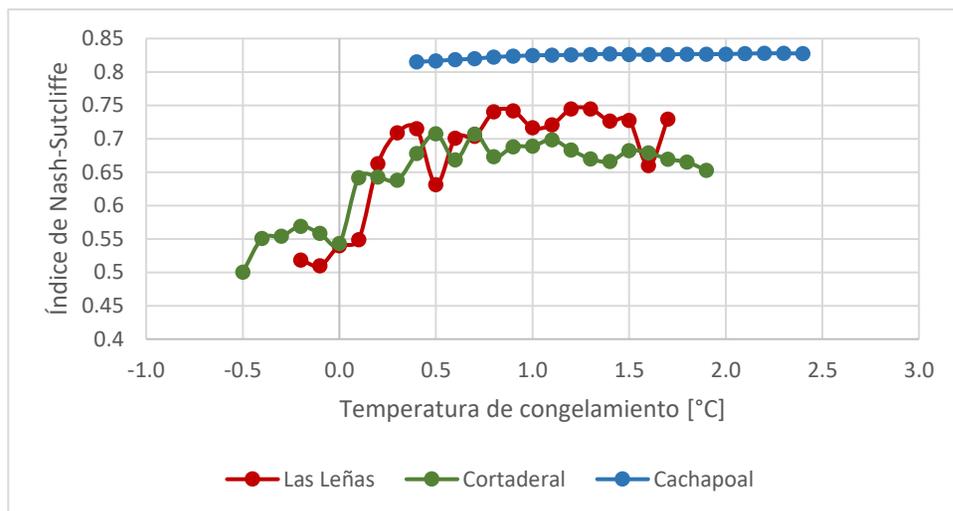


Figura 5.16: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe al variar temperatura de congelamiento (FP)

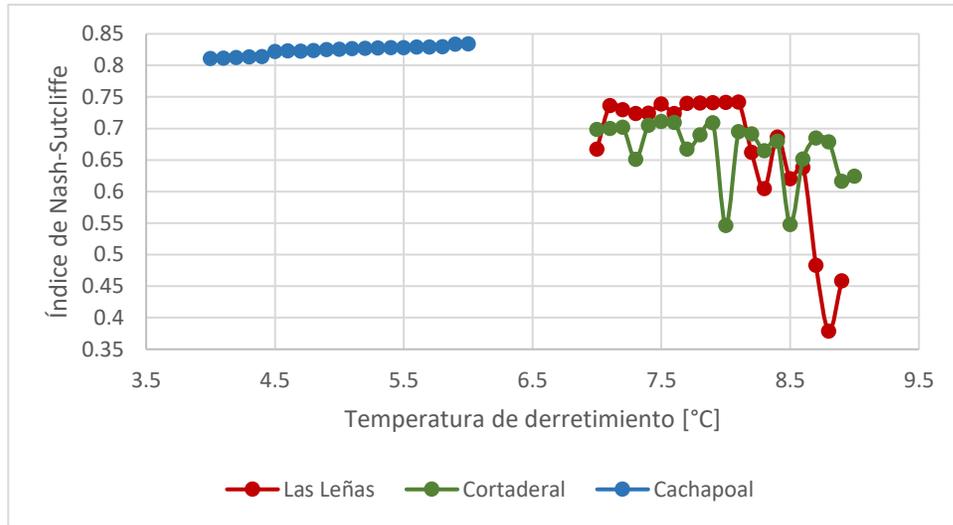


Figura 5.17: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe al variar temperatura de derretimiento (MP)

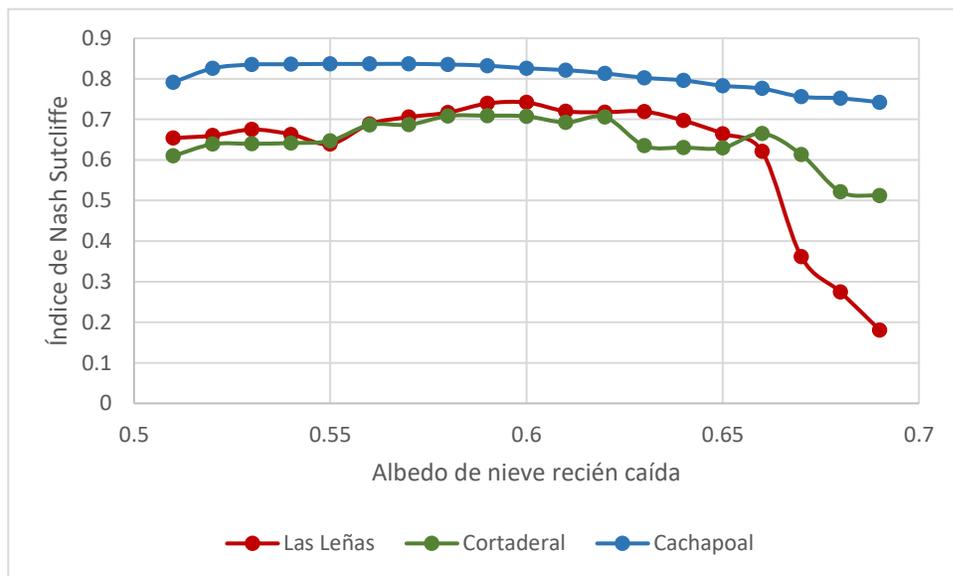


Figura 5.18: Comportamiento de índice de Nash-Sutcliffe al variar albedo para nieve recién caída (AU)

5.4.2 Series fluviométricas simuladas

5.4.2.1 Las Leñas

En la Figura 5.19 se presenta la serie de caudales calibrada en la cuenca Las Leñas, seguida de las curvas de duración y variación estacional de los caudales medios mensuales. En verde semitransparente se incluye la calibración obtenida en base a gradientes (U. Chile et al., 2015). En esta cuenca fue posible ajustar los caudales sin tener que aplicar reducciones a las series de precipitación.

Es posible apreciar un correcto ajuste de los caudales simulados para Las Leñas, salvo por situaciones puntuales al inicio del primer año de calibración por saltos grandes de caudales posiblemente debidos a días con lluvias inusualmente intensas que el modelo de suelos no logra interpretar bien. Esto se refleja en la curva de duración (Figura 5.20), en donde las probabilidades más pequeñas llegan a caudales observados mucho más altos que los simulados. La Figura 5.21 corrobora el buen ajuste de los caudales simulados, sobre todo en los meses de verano, no obstante, se presentan diferencias en los meses en los que los flujos bases predominan. En la Tabla 5.6 se muestran los índices de eficiencia obtenidos en la calibración incluyendo la razón de los volúmenes (BV).

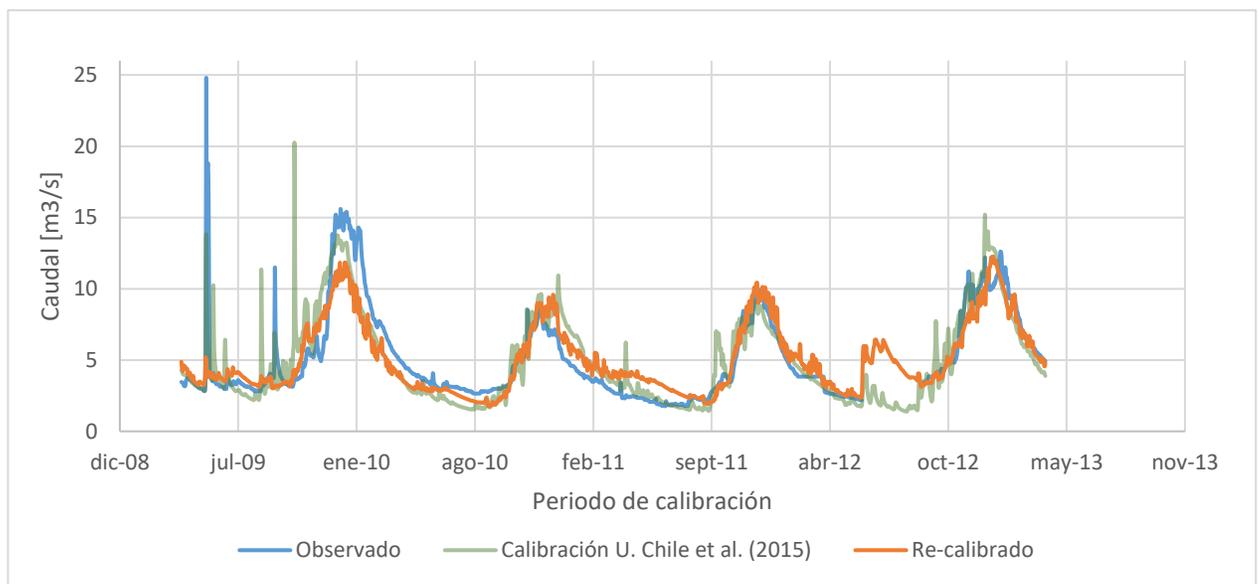


Figura 5.19: Calibración de caudales a nivel diario, cuenca Las Leñas

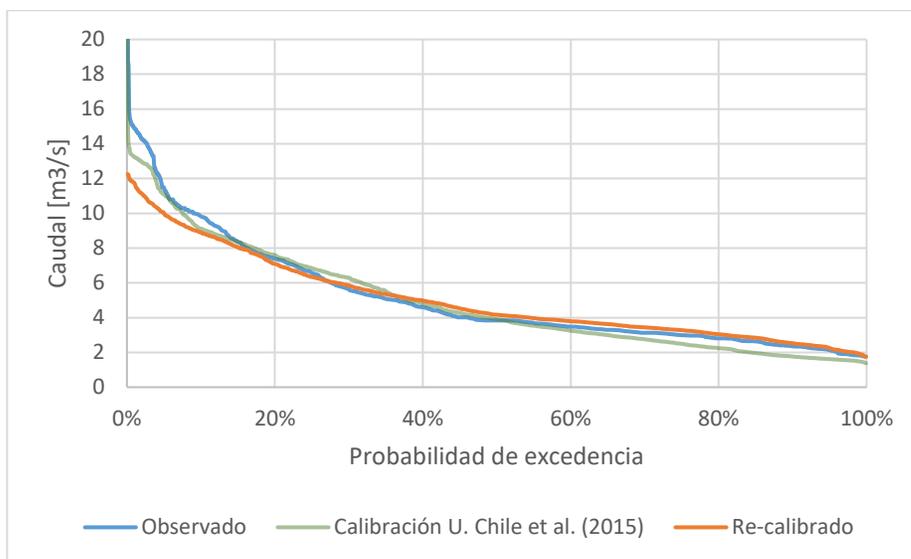


Figura 5.20: Curva de duración de caudales medios diarios, cuenca Las Leñas

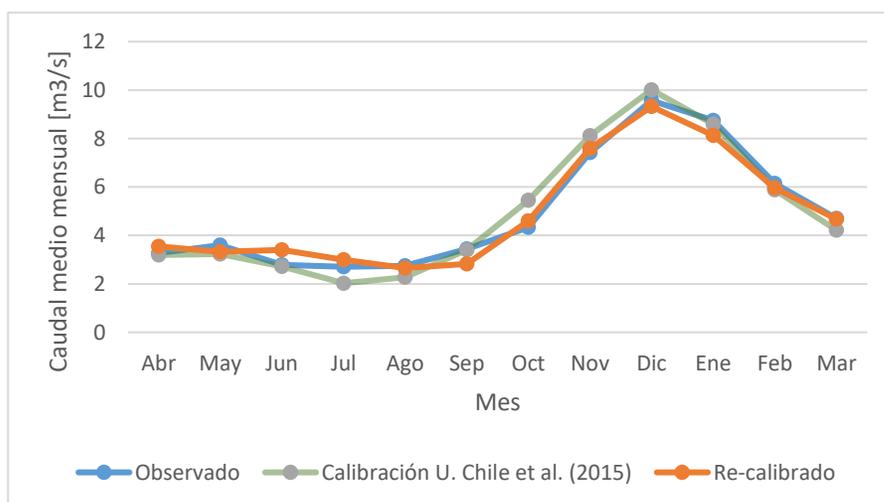


Figura 5.21: Curva de variación estacional, cuenca Las Leñas

Tabla 5.6: Índices de calibración a nivel diario cuenca Las Leñas

Calibración	N-S	N-S log	KGE	BV	R ²
U. Chile et al. (2015)	0.715	0.714	0.836	1.000	0.729
Re-calibración	0.741	0.775	0.760	0.989	0.745

5.4.2.2 Cortaderal

Esta cuenca tuvo que calibrarse reduciendo la precipitación según las URHs en donde más nieve cae. La parte alta (4O, 3O, 2O, 4E, 3E) se calibró con un factor de 0.72. Las restantes URH, en donde las temperaturas son más altas y no necesariamente llueve menos, se calibraron con 0.9.

A pesar de que se logró un buen ajuste existe bastante ruido a nivel diario en las series de caudales observados y, por ende, en los simulados (Figura 5.22). La curva de variación estacional (Figura 5.24) indica que el modelo derrite bien la nieve, pero no a tiempo, existiendo subestimaciones en los meses en que las temperaturas aumentan y la nieve comienza a derretirse. La calibración antigua, en cambio, derrite a tiempo, pero implicando en promedio un déficit de agua en torno al mes de enero.

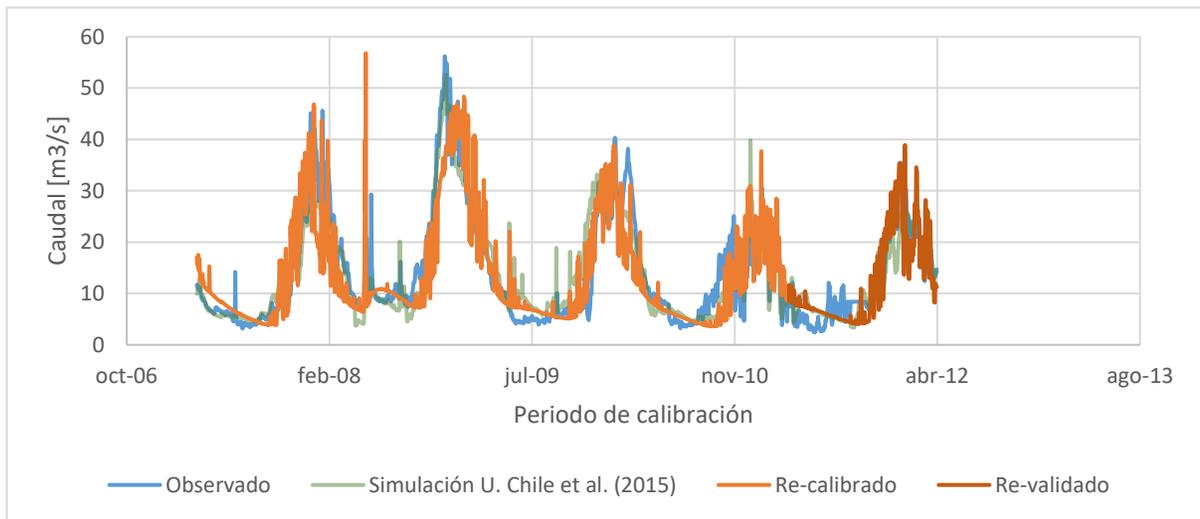


Figura 5.22: Calibración y validación de caudales a nivel diario, cuenca Cortaderal

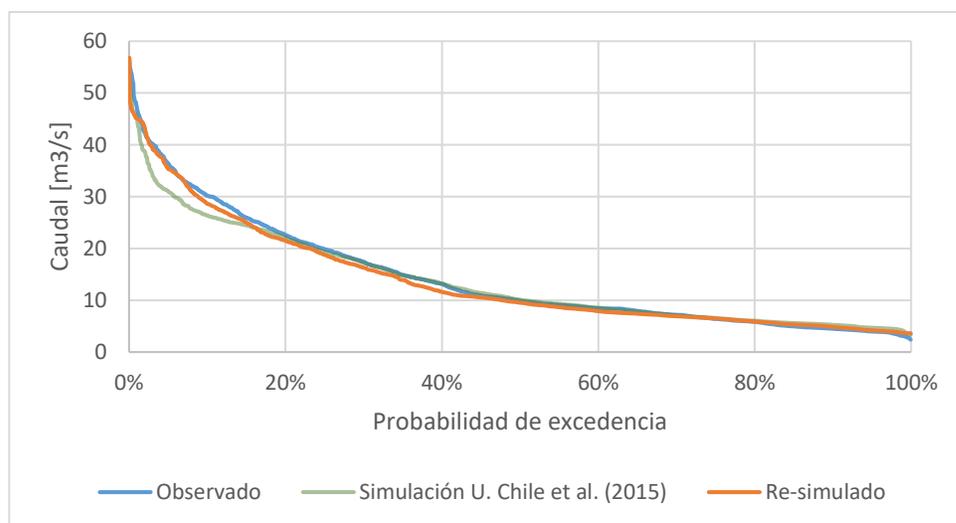


Figura 5.23: Curva de duración de caudales medios diarios, cuenca Cortaderal

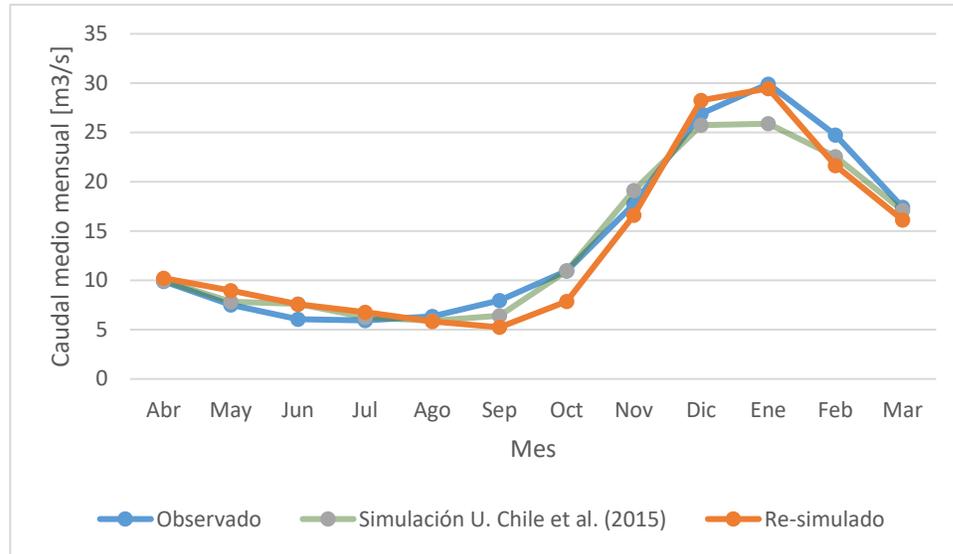


Figura 5.24: Curva de variación estacional, cuenca Cortaderal

En las Tabla 5.7 y Tabla 5.8 se indican los índices de eficiencia tanto para la calibración como para el año que se cuenta de validación indicándose lo bien que se ajusta el flujo base en los meses fríos de la calibración, no así en la validación. Los meses más cálidos también lograron un buen ajuste, pero con ruido en torno a los caudales más altos del deshielo.

Tabla 5.7: Índices de calibración a nivel diario cuenca Cortaderal

Calibración	N-S	N-S log	KGE	BV	R ²
U. Chile et al. (2015)	0.814	0.715	0.836	0.968	0.822
Re-calibración	0.719	0.738	0.834	0.951	0.730

Tabla 5.8: Índices de validación a nivel diario cuenca Cortaderal

Validación	N-S	N-S log	KGE	BV	R ²
U. Chile et al. (2015)	0.813	0.726	0.787	0.947	0.809
Re-validación	0.744	0.677	0.856	0.995	0.758

5.4.2.3 Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal

Como se mencionó anteriormente, para calibrar el sistema completo se consideran los parámetros de Las Leñas y Cortaderal previamente calibrados y se calibra la parte faltante. Para esto se redujo la precipitación en un 10% para la parte alta (4N, 3N, 4S, 3S, 2S) del nuevo subsistema.

A pesar de que se aprecia una buena calibración se puede ver en las Figura 5.26 y Figura 5.27 que ambas series presentan diferencias en cuanto a ciertos caudales peaks que la simulación no detecta. La re-simulación logra corregir el déficit de agua obtenido en la calibración en base a gradientes, sobre todo en los flujos base. Lo anterior puede verse reflejado en la Tabla 5.9, en donde se supera a la calibración antigua según todos los índices obtenidos.

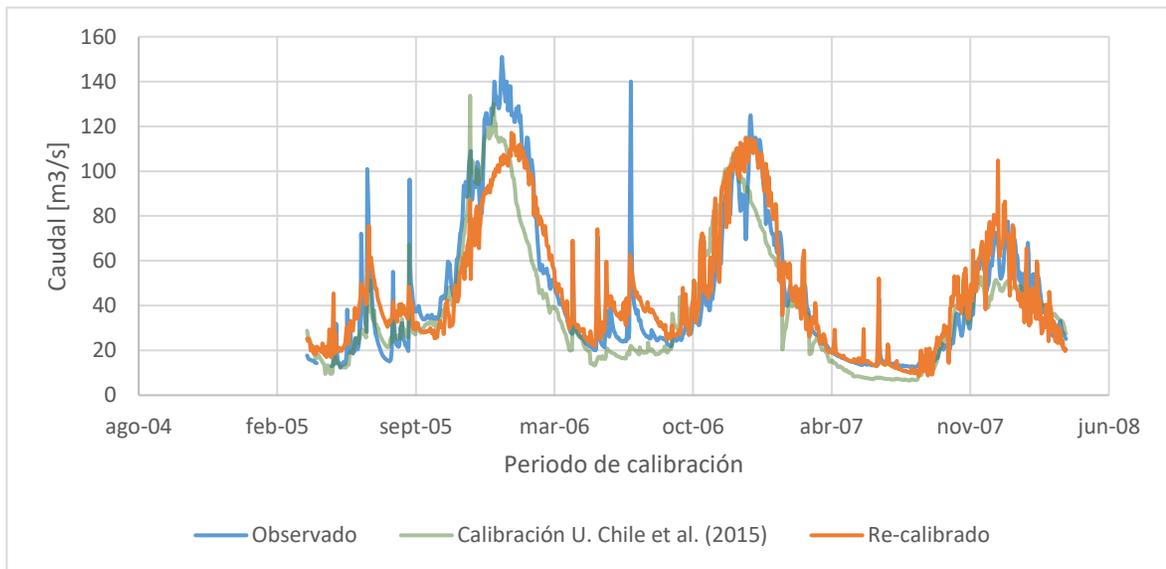


Figura 5.25: Calibración de caudales a nivel diario, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal

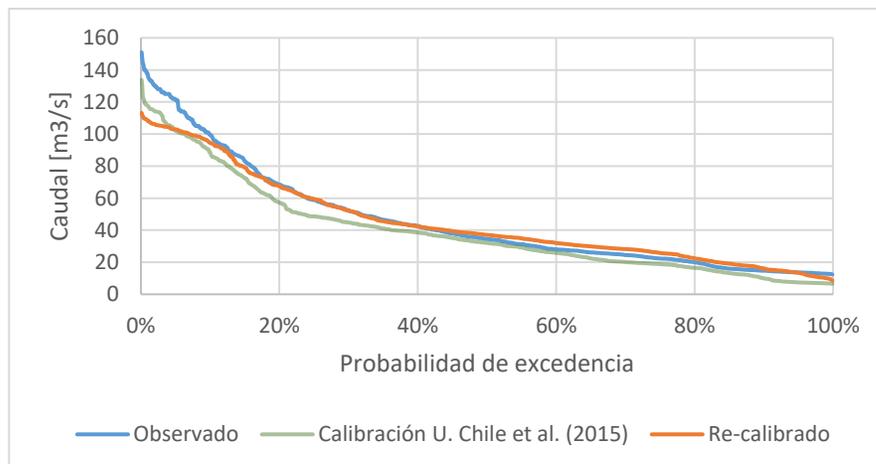


Figura 5.26: Curva de duración de caudales medios diarios, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal

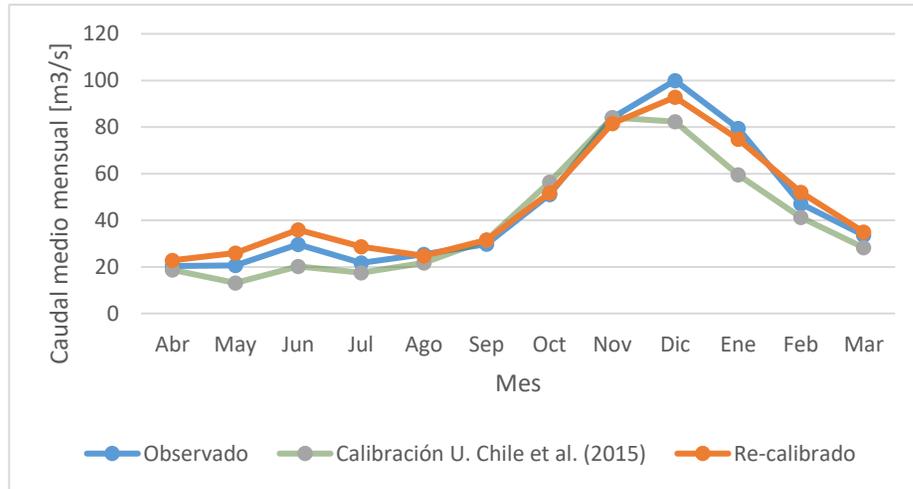


Figura 5.27: Curva de variación estacional, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal

Tabla 5.9: Índices de calibración a nivel diario cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal

Calibración	N-S	N-S log	KGE	BV	R ²
U. Chile et al. (2015)	0.804	0.721	0.803	0.878	0.838
Re-calibración	0.826	0.836	0.842	1.027	0.849

5.5 Nieve y sublimación

Como se describió anteriormente la sublimación se estima a partir de la reducción aplicada a la precipitación de cada subsistema según los balances volumétricos resultantes de la calibración de caudales. En la Tabla 5.10 se describe la sublimación estimada a partir de las Ecuaciones 4.10 y 4.11 junto con los factores aplicados a los subsistemas. Se puede ver que la estimación entrega valores acordes a referencias bibliográficas, a excepción de Las Leñas en donde no se aplicó reducción alguna.

Tabla 5.10: Sublimación estimada a partir de ajuste en precipitación para calibración

Cuenca	Factor de reducción 'f' en subsistema		Pp anual promedio reducida [mm] (% de reducción)	Sublimación anual promedio [%]
	Parte baja	Parte alta		
Las Leñas	1	1	1433 (0%)	0.0%
Cortaderal	0.9	0.72	1350 (21%)	27.0%
Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal	1	0.9	1352 (12%)	18.3%

Las Figuras 5.28 a 5.30 muestran las series de altura de nieve generadas en WEAP con y sin reducciones a las series de precipitación, junto con las series nivales extraídas del CR2 (Cortés & Margulis, 2016). Estas se simulan desde 2003/2004 a 2009/2010 partiendo la simulación sin nieve y pretendiendo derretirla completamente para fin de año. Esto se realiza moviendo los parámetros de temperatura y el albedo. Cabe dejar en claro que estas series corresponden a un promedio espacial que considera toda la extensión de cada cuenca, obviando distinciones entre áreas nivales y no nivales, por lo que las series nivales simuladas corresponden a un promedio de los SWE de cada URH ponderado por sus áreas.

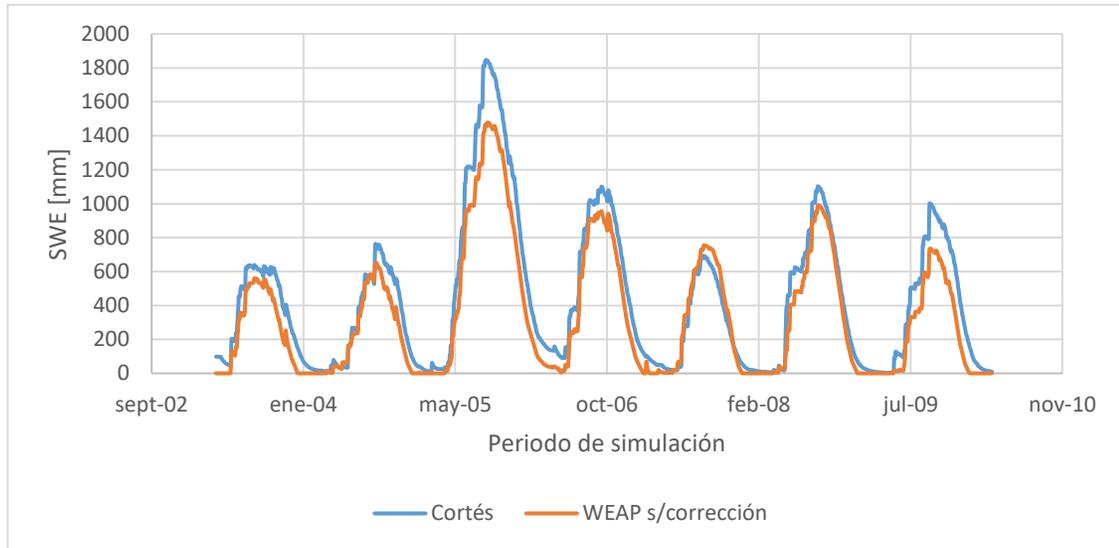


Figura 5.28: Series de equivalente en agua de la nieve promedio en cuenca Las Leñas

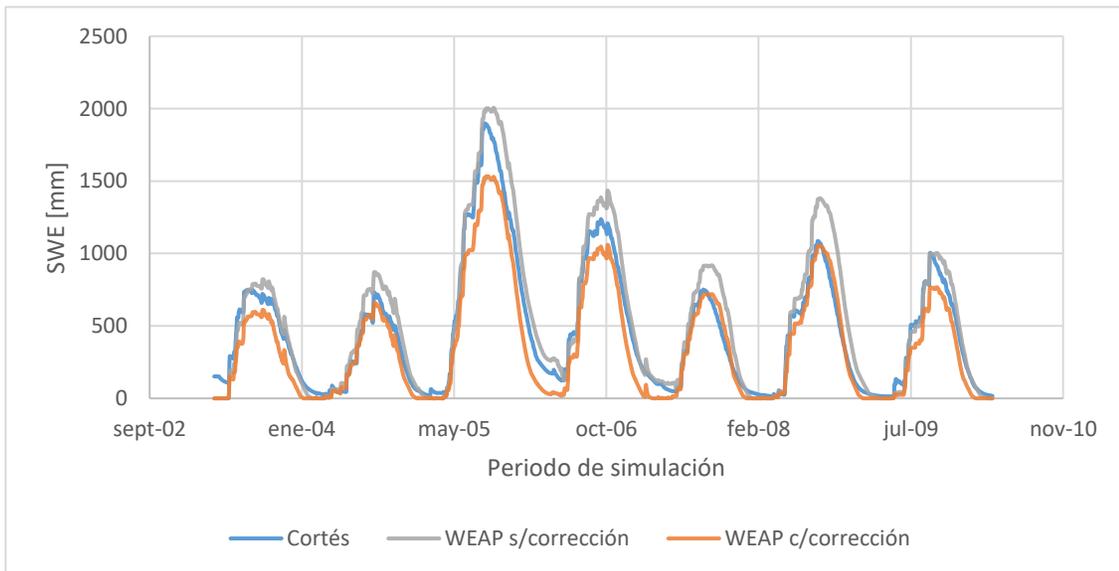


Figura 5.29: Series de equivalente en agua de la nieve promedio en cuenca Cortaderal

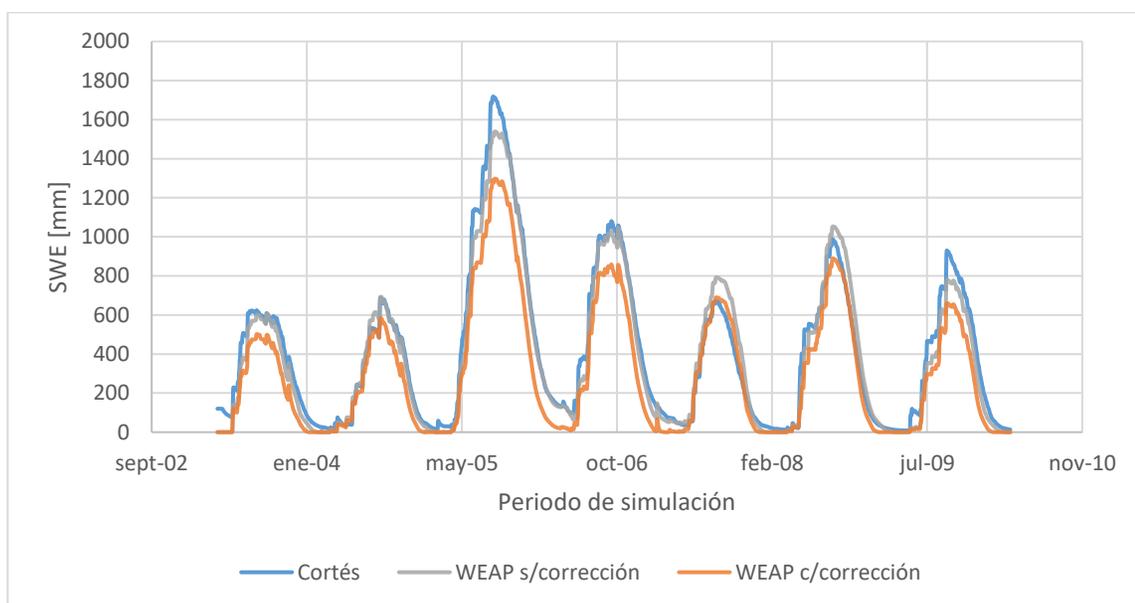


Figura 5.30: Series de equivalente en agua de la nieve promedio en cuenca Cachapoal 5 km bajo Cortaderal

Se puede ver que ambos modelos describen un comportamiento similar de la estacionalidad de la nieve en los sistemas modelados alcanzándose los máximos anuales usualmente durante las semanas de agosto y septiembre, momento del año en que aumentan las temperaturas. Sin embargo, es justamente en estas semanas cuando se aprecian las diferencias más altas entre ambos modelos, siendo más acentuadas en los años más húmedos. En Cortaderal y Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal (Figuras 5.29 y 5.30), al acercarse al término de los años hidrológicos, el modelo de Cortés presenta persistencias que el WEAP no detecta al considerar correcciones a la precipitación.

La Tabla 5.11 muestra el coeficiente de determinación entre las simulaciones del SWE en ambos modelos junto con el sesgo promedio entre ambos. Se puede ver que en los tres sistemas se obtienen correlaciones bastante altas, sin registrar diferencias significativas al corregir las precipitaciones. Este indicador disminuye al considerar las reducciones de la precipitación en Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal, aumentando el sesgo entre ambos modelos. En Cortaderal, en cambio, el sesgo disminuye pasando de sobreestimar a subestimar el SWE simulado con respecto al modelo de Cortés.

Tabla 5.11: Relación temporal y volumétrica entre modelos de nieve de WEAP y Cortés et al. 2016

Cuenca	R ²		Sesgo promedio (WEAP-Cortés) [mm]	
	sin corrección	con corrección	sin corrección	con corrección
Las Leñas	0.962	-	-98	-
Cortaderal	0.962	0.962	77	-47
Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal	0.969	0.958	-22	-108

5.6 Aporte glaciar

La tasa de derretimiento glaciar (Tabla 5.1212) se estima anualmente y según la evolución superficial registrada en WEAP desde 2003/2004 hasta el último año de simulación de cada cuenca, el cual corresponde a la condición de borde estimada mediante imágenes satelitales. Para el caso de Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal se simuló hasta 2009/2010.

Tabla 5.12: Tasa de derretimiento anual en cuencas modeladas

Tasa de derretimiento anual [km ² /año]	Las Leñas	Cortaderal	Cachapoal
Landsat5 ETM+ (U. Chile et al., 2015)	-0.15	-1.20	-0.51
Re-calibración en WEAP	-0.13	-0.55	-0.80

La Figura 5.32 y 5.33 muestran los promedios anuales y estivales del porcentaje de escorrentía promedio aportado por los glaciares de cada sistema. Se puede ver que la cuenca completa es la que más aportes glaciares presenta, corroborando las diferencias de las tasas anuales de derretimiento de la Tabla 5.1212. Estas pueden explicarse con los contrastes térmicos que se presentan en el sistema, siendo Cortaderal la cuenca que presenta las más bajas temperaturas (Figuras 5.7 y 5.9), lo que provoca los bajos aportes glaciares a la escorrentía. En Las Leñas, debido a la escasa cobertura glaciar (1.5 % del área total de la cuenca) las tasas resultan bajas, aunque concordantes con las estimaciones previas. En Cachapoal se obtuvieron, en promedio, tasas de retroceso un 57% mayores a las previamente estimadas.

En verano las tendencias se mantienen, alcanzándose en las tres cuencas aportes de caudales entre 2 a 3 veces mayores que el promedio anual.

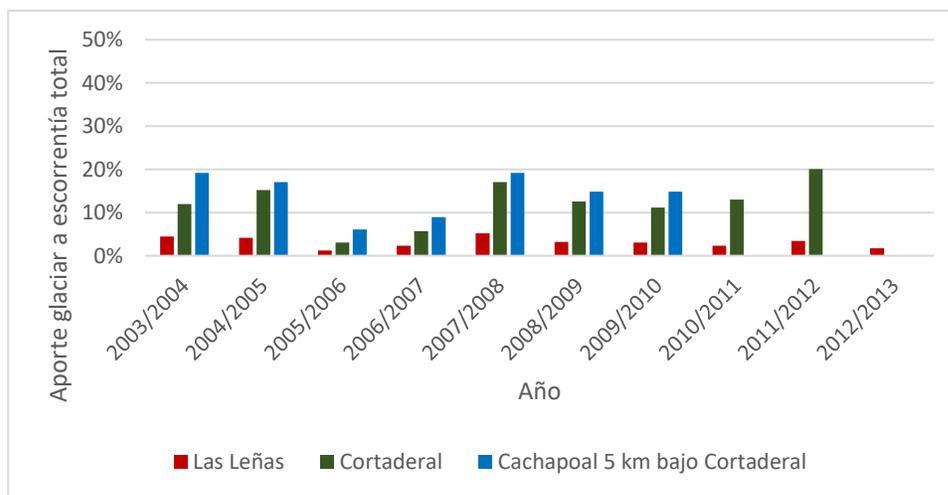


Figura 5.31: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según promedios anuales

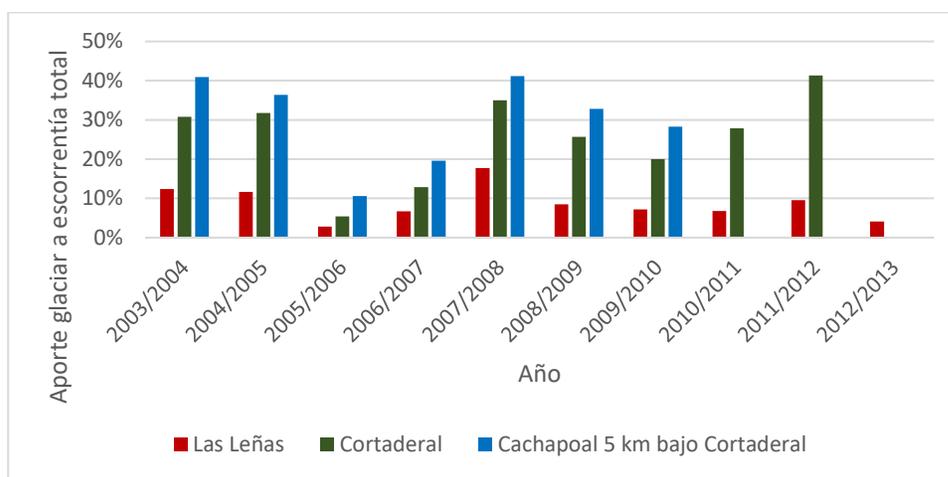


Figura 5.32: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según promedios estivales

Las Figuras 5.34 a 5.36 muestran los aportes glaciares por subcuenca y según el tipo de año⁴, para los cuales se promediaron los años disponibles para la modelación según la probabilidad de excedencia de la precipitación media anual de cada año. Se puede corroborar que a medida que más agua cae durante el año más lento y energéticamente demandante será el proceso de derretimiento nival. Por otro lado, en los años más secos, la máscara glaciar estará más descubierta por lo que los aportes glaciares, absolutos y relativos, serán mayores. Debido a lo anterior, los aportes en verano son más sensibles a la disponibilidad hídrica que a nivel anual (mayor disminución porcentual del año muy seco al muy húmedo) ya que en verano es cuando más se desvía el caudal con respecto al medio anual.

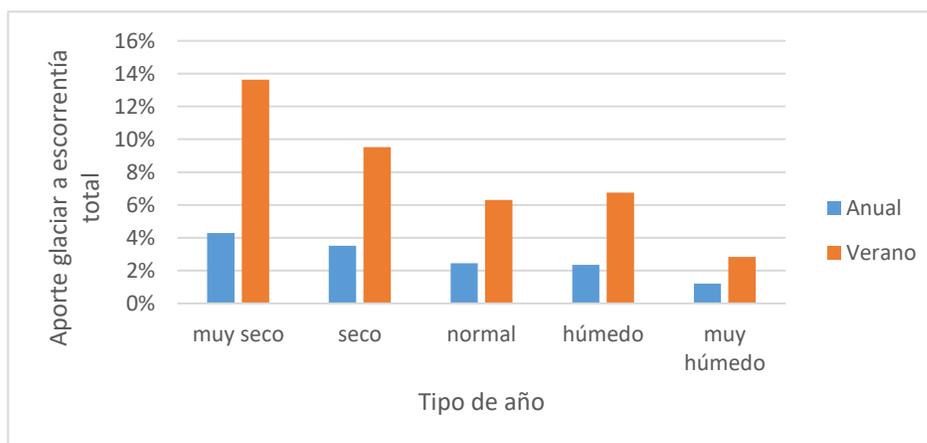


Figura 5.33: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total según tipo de año, cuenca Las Leñas

⁴ Obtenido según un análisis de frecuencia de la precipitación anual ponderada según inverso de la distancia en torno a estación Cachapoal 5 km bajo Cortaderal (sección 5.1), desde los años 1980 al 2014, ANEXO C.

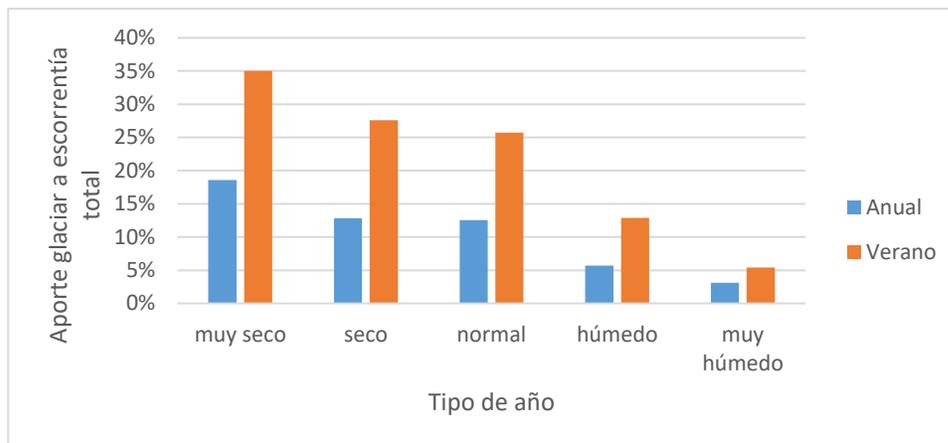


Figura 5.34: Porcentaje de aporte glacial a escorrentía total según tipo de año, cuenca Cortaderal

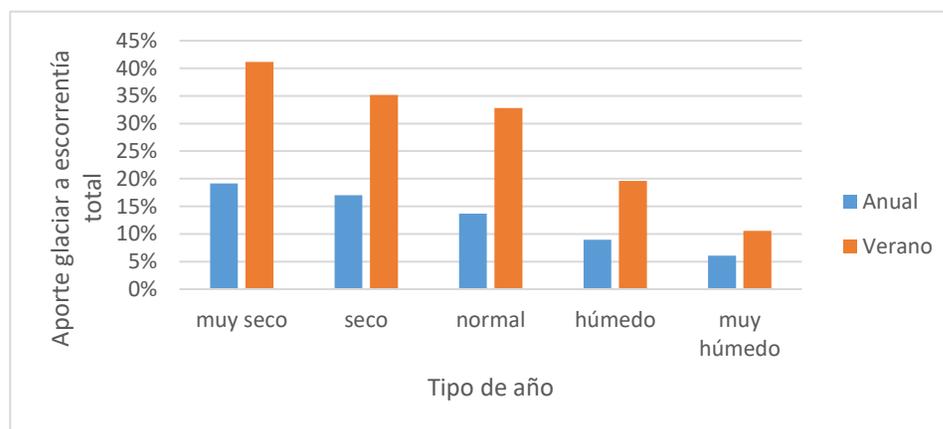


Figura 5.35: Porcentaje de aporte glacial a escorrentía total según tipo de año, cuenca Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal

Modelos glaciares implementados en sistemas del Alto Maipo (Castillo, 2015) sugieren aportes glaciares relativos mucho mayores en cuencas con superficies glaciares y totales similares a las cuencas estudiadas en el presente trabajo, fluctuando desde años muy húmedos a muy secos entre el 19 al 53 % a nivel anual y entre el 28 al 91 % a nivel estival. Las Figuras 5.35 y 5.36 sugieren rangos entre el 5 y el 19 % a nivel anual y entre el 8 al 38 % en la estación de verano. En Las Leñas (Figura 5.34), debido a su bajo porcentaje de cobertura glacial, los aportes no superan el 5 y 14 % a nivel anual y estival, respectivamente.

La Figura 5.37 muestra la contribución del deshielo en verano según el tipo de año y la cuenca estudiada, ordenadas de menor a mayor en porcentaje de cobertura glacial. En esta se corrobora la alta sensibilidad de los aportes glaciares a escorrentía frente a la disponibilidad hídrica. No obstante, se puede notar que la cuenca que logra los mayores aportes (Cachapoal en 5 km bajo

Cortaderal) no corresponde a la cuenca con la mayor presencia glaciar (Cortaderal). Lo anterior se contrapone con resultados en estudios anteriores (Castillo, 2015; Ragetti & Pellicciotti, 2012) que señalan una directa relación entre la presencia glaciar porcentual y la contribución a la escorrentía.

Los contrastes de las simulaciones con estudios anteriores tienen que ver directamente con las variables empleadas de precipitación y temperatura, las cuales controlan la acumulación y duración de la nieve y las tasas de derretimiento del hielo.

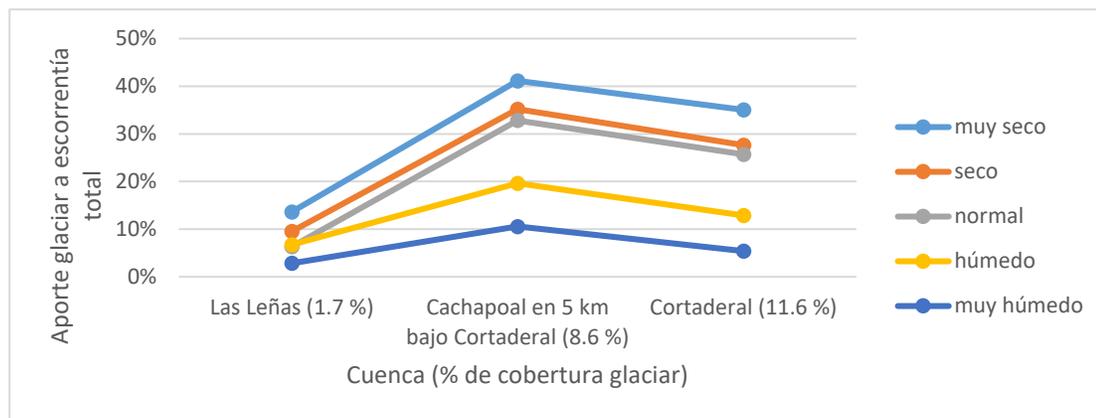


Figura 5.36: Porcentaje de aporte glaciar a escorrentía total en verano, según tipo de año y presencia glaciar

5.7 Resumen de índices fluviométricos y balance hídrico

A modo de resumen la Tabla 5.13 muestra los índices de Nash-Sutcliffe obtenidos en las simulaciones de cada cuenca. Además, las Figuras 5.37 a 5.39 muestran las medidas de diagnóstico obtenidas en base a los caudales diarios simulados según ambos sets de forzantes. En estas se reitera la obtención de mayores niveles de precipitación según la construcción en base al producto grillado, debido a que se obtuvieron menores coeficientes de escorrentía (RR) para un caudal calibrado en torno a la misma serie observada. Se puede ver que Cortaderal es la cuenca que mejor se ajusta a la calibración antigua, no solo en cuanto a la precipitación, sino que también según la estacionalidad (Figura 5.39) y la variabilidad de los caudales durante el año (Figura 5.38), a pesar del ruido que presenta la cuenca en las observaciones y los peores índices de calibración y validación obtenidos con respecto a la calibración antigua.

Tabla 5.13: Resumen de índices de calibración principales en cuencas estudiadas

Cuenca	N-S	N-S log	BV
Las Leñas	0.741	0.775	0.989
Cortaderal	0.719	0.738	0.951
Sistema Alto Cachapoal	0.826	0.836	1.027

Además, se pueden apreciar diferencias más pronunciadas en las medidas de las simulaciones de Las Leñas con respecto a las demás cuencas, lo cual es atribuible a la mayor sensibilidad que presenta su hidrología con respecto a las forzantes meteorológicas debido a los bajos caudales. Las diferencias evidenciadas en las Figuras 5.38 y 5.39 muestran menores índices para los resultados en base a la construcción de forzantes nuevas, lo cual está fuertemente relacionado no sólo a las diferencias presentes en la precipitación, sino que también a las temperaturas construidas. Lo anterior es importante ya que en cuencas nivales la estacionalidad y la variabilidad de caudales están mayormente ligados al comportamiento de la nieve.

No obstante, se puede ver en la Figura 5.39 cómo reacciona el modelo frente a los cambios en las forzantes meteorológicas, es decir, con alzas de precipitación se obtuvieron centros de gravedad más lejanos a los días en torno a los caudales anuales peak, posiblemente debido a aumentos en la escorrentía directa de los meses de invierno. Lo anterior se contradice para la cuenca del río Cortaderal justamente debido a sus marcadas diferencias en las temperaturas, lo que provoca que aumentos de la precipitación se traduzcan en mayores caudales nivales en los meses estivales.

Además de las modelaciones realizadas en WEAP, las Figuras 5.38 y 5.39 incluyen los indicadores correspondientes a las observaciones DGA, excluyendo el coeficiente de escorrentía por no disponer de registros de precipitación. En general, estos se comprenden entre las medidas de diagnóstico obtenidas en las modelaciones, exceptuando el centro de gravedad promedio en Cortaderal para el cual los registros fluviométricos sugieren un valor más alto. Lo anterior puede explicarse con subestimaciones de la máscara nival en los modelos calibrados en WEAP con respecto a la realidad.

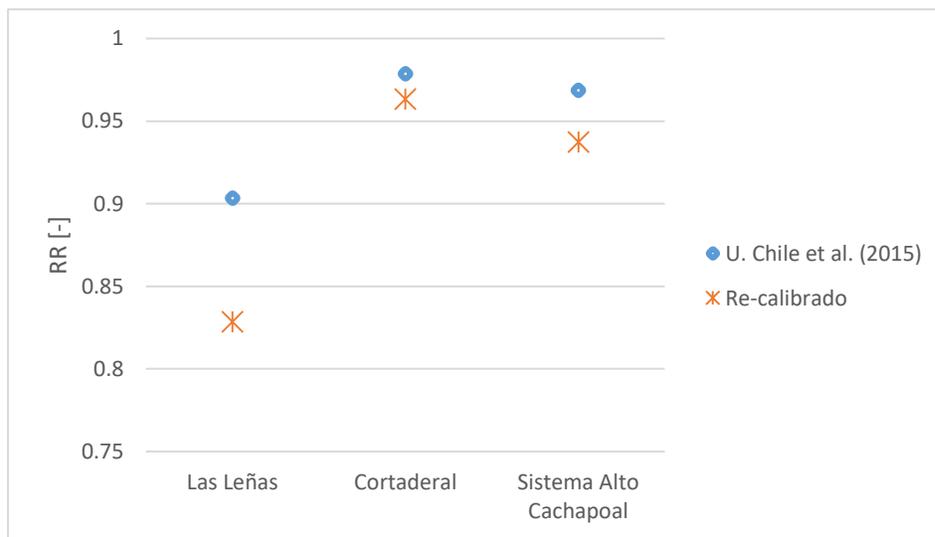


Figura 5.37: Coeficiente de escorrentía de simulaciones antigua y nueva

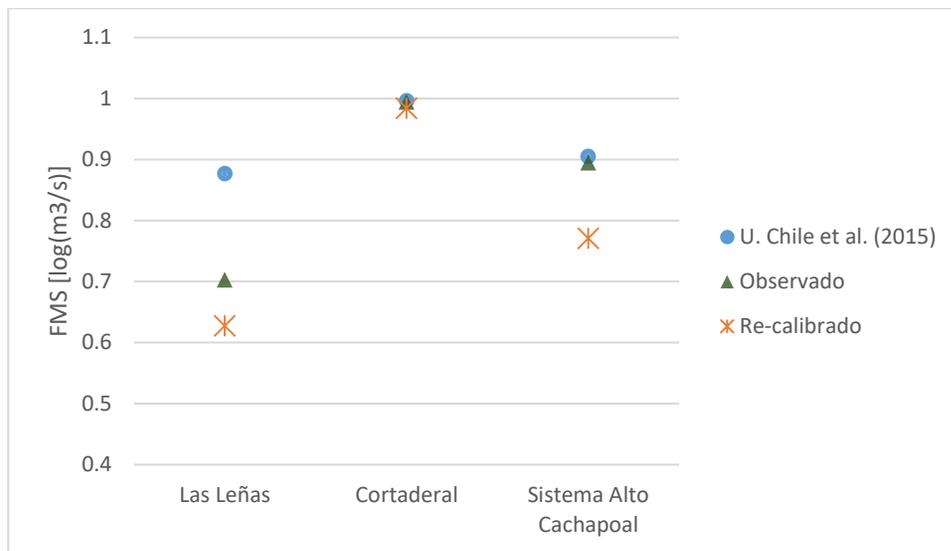


Figura 5.38: Pendiente del segmento medio de la curva de duración de simulaciones antigua y nueva

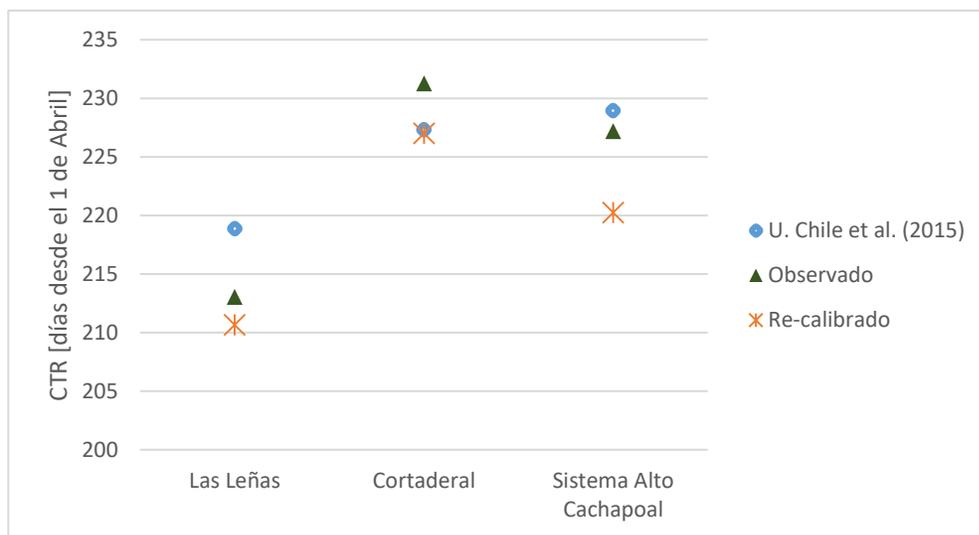


Figura 5.39: Centro de gravedad del hidrograma promedio de simulaciones antigua y nueva

La Figuras 5.40 muestra un balance hídrico anual promedio de las variables de precipitación, caudal y evapotranspiración extraídas en base al periodo de calibración de cada cuenca sin considerar el periodo de calentamiento para que variaciones en el almacenamiento no dependan de las condiciones iniciales del modelo. Debido a la presencia de glaciares en las cuencas estudiadas, el caudal considerado no incluye los aportes glaciares, es decir, corresponde a la respuesta en escorrentía debido sólo a precipitación. Se puede notar que el sistema Alto Cachapoal presenta precipitaciones anuales bastante superiores a los otros dos subsistemas. Esto se atribuye principalmente a la gran disponibilidad hídrica que presentan los años para los cuales el sistema completo se calibró.

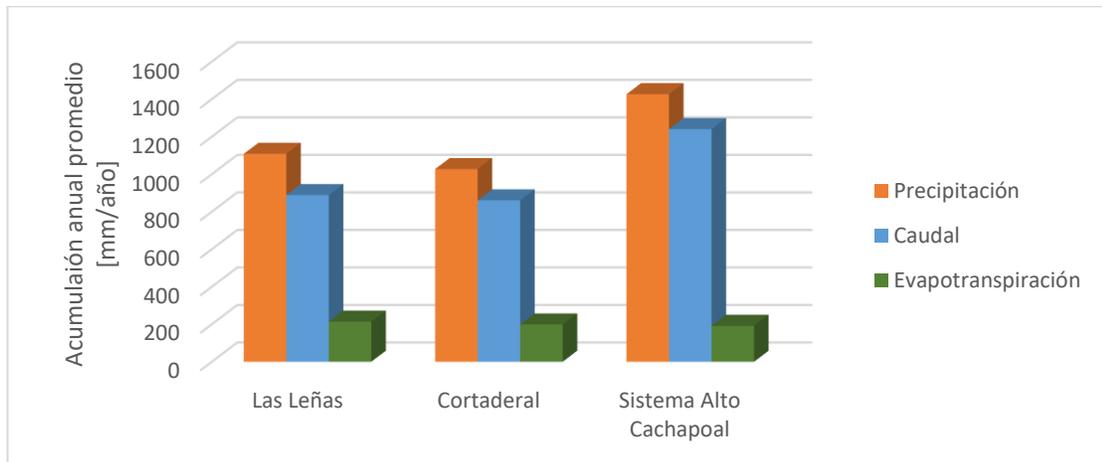


Figura 5.40: Balance hídrico anual promedio en cuencas estudiadas

La Figura 5.41 describe en promedio el porcentaje de respuesta de las variables de salida del modelo con respecto a la precipitación anual promedio de cada sistema. En ella se ve que los aportes relativos de caudal aumentan ligeramente con el tamaño de la cuenca. Además, se grafican para cada cuenca las variaciones del almacenamiento interno, las cuales no superan el $\pm 4\%$. Estas son explicadas por fenómenos fisiográficos y climáticos capaces de almacenar agua dentro de la cuenca, i.e., capas de suelo, acuífero, manto nival, vegetación. De acuerdo a la conceptualización del modelo se han identificado las capas de suelo y el manto nival como las únicas variables de estado que alteran el balance anual. La Tabla 5.14 muestra la variación anual promedio del almacenamiento de cada sistema junto con el porcentaje de variación del suelo y la nieve. Se puede ver que los balances no nulos presentados en la Tabla son atribuibles mayoritariamente a los cambios anuales en la humedad del suelo. Las variaciones en el manto nival corresponden a persistencias mínimas que no alcanzan a derretirse a fin de año.

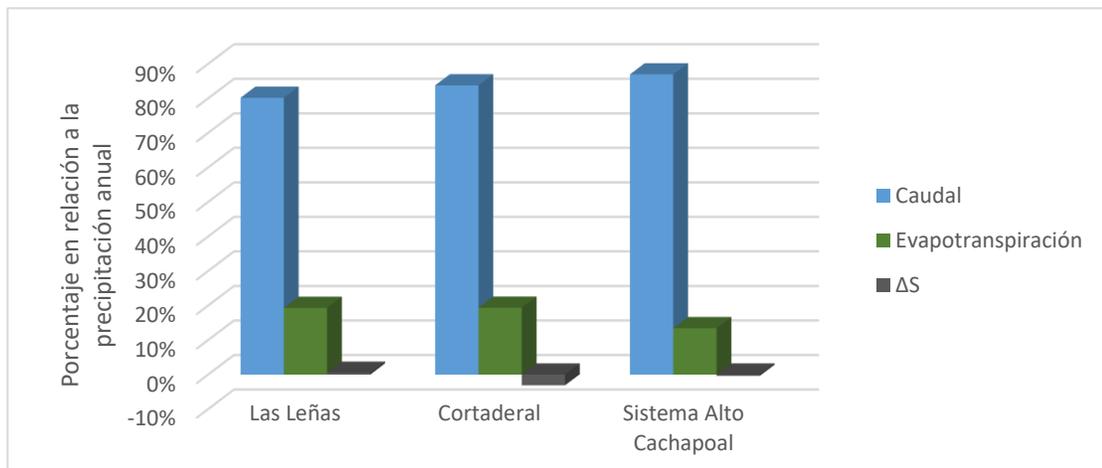


Figura 5.41: Variables de salida y variación de almacenamiento anual promedio en cuencas estudiadas

Tabla 5.14: Chequeo de balance en almacenamiento por cuenca. Porcentajes con respecto a precipitación anual promedio.

Cuenca	ΔS		Variaciones en almacenamiento [%]	
	[mm/año]	[%]	ΔS_{suelo}	ΔS_{nieve}
Las Leñas	6	0.52%	0.45%	0.08%
Cortaderal	-32	-3.12%	-3.03%	-0.09%
Sistema Alto Cachapoal	-5	-0.38%	-0.63%	0.25%

Capítulo 6: Conclusiones y comentarios finales

Frente a los objetivos planteados y los resultados obtenidos se presentan los comentarios finales de la construcción de las forzantes empleadas a partir del producto distribuido CR2-Met y de los resultados en base a la calibración del modelo utilizado.

6.1 Construcción y comparación de forzantes meteorológicas

En primer lugar, se identifican dos decisiones principales que determinan la calidad de la construcción de forzantes meteorológicas a partir de un esquema distribuido. La primera de ellas corresponde a la discretización espacial de los sistemas a modelar, cuyo grado de agregación está totalmente condicionado por la resolución del producto. En el caso del presente estudio se utilizó una configuración de URHs construida para usarse con gradientes de altura, por lo que el producto distribuido CR2-Met pierde resolución al intentar representar bandas cuyas cotas inferior y superior definen porcentajes de área muy pequeños en relación al ancho y alto del pixel. Esto puede apreciarse en la Figura 4.4, en donde la baja convexidad de algunas URHs excluye al centroide de la extensión de las mismas (Cachapoal 2S y 3S; Leñas 4N, 1S y 4S; Cortaderal 1O, 2O, 2E, 3E y 4E). Lo anterior cuestiona el nivel de homogeneidad de los procesos físicos ocurrientes dentro de las unidades según las características hidrometeorológicas, geológicas y de uso de suelo que se presentan en cada una. Esto puede paliarse aplicando un proceso de segmentación de URH basado en criterios de forma (Sanzana, 2011), el cual permite particionar URHs en unidades más pequeñas para que los centroides caigan dentro de la delimitación de las mismas. Sin embargo, esto debería hacerse con una previa redefinición de las bandas de elevación tomando en cuenta la resolución del producto.

El segundo aspecto que condiciona la calidad de la construcción de las forzantes corresponde al método utilizado para escalarlas. En este trabajo se utilizó el inverso de la distancia (IDW), el cual utiliza al centroide del polígono como punto representativo obviando disimilitudes altimétricas de los puntos escalados y patrones espaciales de las variables involucradas generados por la topografía de la zona estudiada. Al comparar algunos centroides con una ponderación en áreas representativas de las respectivas URHs se comprueba una buena representación del escalamiento al centroide con respecto a los puntos que caen dentro (Tablas 5.2 y 5.3) al obtener sesgos despreciables entre ambas series. Lo anterior valida el método empleado al menos para las URHs analizadas, las cuales incluyen 3 o más puntos de la grilla dentro de sus polígonos. No obstante, la mayoría de las URH no encierran más de 2 puntos por lo que la representatividad de los centroides puede verse cuestionada al incluir puntos cuyas altitudes se alejan mucho del intervalo de cotas de la banda del polígono. Para corregir esta incertidumbre se pueden emplear otros métodos de escalamiento como el kriging, que considera patrones de correlación espacial de las variables los cuales permiten percibir el nivel de similitud que existe entre los puntos a medida que se encuentran más alejados (Díaz et al., 2008).

Al comparar la precipitación de la grilla con registros DGA usando el inverso de la distancia (Figura 5.2) se puede notar una sobreestimación importante (39%), lo cual podría aumentar con la cota. Lo anterior puede explicarse con el hecho que el valor de cada celda construida responde a su topografía promedio, lo que puede implicar un error al no tratarse de un valor escalado a la superficie del terreno. La Figura 5.3 indica que la mejor representación de las observaciones se

obtiene al escalar los 4 puntos más cercanos a la estación meteorológica, lo cual no sugiere ninguna relación entre la certeza de los valores puntuales con la cercanía de estos a la estación.

Las variables construidas presentan contrastes sustanciales con respecto a las estimadas con los gradientes, presentándose diferencias a partir de los 200 mm mensuales para la precipitación (Figuras 5.4, 5.7 y 5.10). En cuanto a la temperatura se evidencian estimaciones más bajas con respecto las antiguas, con diferencias de hasta 4 grados según el promedio mensual de los meses más fríos en Las Leñas y Cortaderal (Figuras 5.3 y 5.6). En los más cálidos las diferencias tienden a disminuir.

6.2 Resultados obtenidos a partir de la calibración del modelo

A partir de los resultados obtenidos en el modelo WEAP puede decirse que se logró el objetivo de representar de manera correcta el comportamiento fluviométrico de los sistemas estudiados a partir de las variables meteorológicas construidas. Esto puede verse reflejado en los índices de calibración y validación que se lograron, obteniéndose índices de Nash-Sutcliffe y Nash Sutcliffe logarítmico mayores a 0.71 y 0.73, respectivamente, para todos los sistemas. La calibración del sistema completo fue la cuenca que presentó los mayores índices de Nash-Sutcliffe (0.826 y 0.836), lo que puede deberse a la mejor resolución que se logra al modelar en una escala espacial mayor. El año de validación simulado en Cortaderal presenta buenos índices para los caudales altos (0.744), no así para los bajos (0.677) a pesar de los índices logrados en la calibración.

Al comparar los resultados obtenidos con la calibración hecha en base a gradientes de altura se puede decir que se logró una mejor representación según los índices de Nash-Sutcliffe, al menos en las cuencas Las Leñas y Cachapoal en 5 km bajo Cortaderal. Para recalibrar las cuencas se tuvo que modificar el set de parámetros del modelo (Figura 5.4) aumentando las capacidades máximas y conductividades del suelo. Además, frente a la reconstrucción de precipitaciones más altas y temperaturas más bajas en los meses de invierno, se tuvieron que modificar los parámetros que controlan la nieve para demorar la acumulación y retrasar el derretimiento, sobre todo al aumentar el albedo de nieve antigua y disminuir la temperatura de congelamiento. Los mayores contrastes de temperatura en Cortaderal (Figuras 5.7 y 5.9) obligaron a aumentar la diferencia entre los umbrales precipitación sólida y líquida de 2 a 7 °C. No obstante, el aumento de esta diferencia se encuentra restringido por disminuciones abruptas del índice de Nash-Sutcliffe al variar las temperaturas en torno a los valores adoptados (Figuras 5.17 y 5.18).

Según lo estudiado las dificultades de la calibración están mayormente relacionadas al carácter nival del régimen hidrológico del sistema, en torno a los caudales máximos generados por los derretimientos nivales y glaciares. Esto tiene directa relación con la rigurosidad de la construcción de series de precipitación, por lo que se tuvo que aplicar un factor de reducción a la precipitación de Cortaderal y Cachapoal en sus partes altas debido a las bajas temperaturas en aquellas bandas. En base a esta corrección se obtuvieron respectivamente estimaciones de la sublimación anual de un 27 y 18 % en relación a la precipitación anual promedio, valores acordes a referencias bibliográficas.

Comparando las series nivales simuladas con el modelo de Cortés & Magulis (2016) se puede apreciar representaciones similares de la estacionalidad de la nieve (Figuras 5.29 a 5.31). En las

semanas de mayores alzas de temperatura (entre agosto y septiembre) se registran los niveles de SWE más altos, para los cuales ambos modelos presentan los más altos contrastes sobre todo en los años más húmedos. Esto corrobora la mayor incertidumbre de la estimación de las forzantes en periodos de tiempo (a nivel estacional y anual) en los cuales se registran valores inusualmente altos para la precipitación y bajos para la temperatura.

Las medidas de diagnóstico de la respuesta hidrológica del modelo muestran, en general, indicadores más bajos para la re-calibración con diferencias más pronunciadas en Las Leñas debido a sus bajos caudales. Frente a los mayores niveles de precipitación implementados se registraron centros de gravedad (CTR) más alejados de los meses de verano (Figura 5.40), a excepción de Cortaderal debido a que sus altos contrastes en la temperatura generan más acumulación en la nieve en los meses que más llueve. Lo anterior tiene implicancia en el comportamiento de los glaciares. En Cortaderal, por ejemplo, se obtuvieron menores tasas de derretimiento (Tabla 5.12) y aportes relativos a escorrentía bajos con respecto a las otras cuencas, considerando su mayor cobertura glaciar (Figura 5.37).

En perspectiva de lo anterior, la comparación de los comportamientos hidrometeorológicos de las cuencas se ve también afectada por el corto periodo en el cual se simulan, en donde los años secos predominan desde el 2007 al último año de simulación. La simulación en Cachapoal 5km bajo Cortaderal contó con sólo un año seco, lo que puede explicar sus mejores resultados. Lo anterior, junto con el corto periodo de tiempo para el cual se valida la calibración, supone una dificultad a la hora de querer proyectar los caudales a escenarios futuros. Sin embargo, se entiende también que la extensión temporal de la simulación depende directamente de la información fluviométrica disponible, la cual siempre es insuficiente sobre todo en cuencas altas como la estudiada.

6.3 Consideraciones futuras

Frente a la gran ventaja que significa disponer de variables meteorológicas distribuidas se cree que un aspecto fundamental que determina la calidad de la modelación corresponde a la discretización del modelo. Este aspecto es importante ya que si las dimensiones espaciales de las URHs construidas exceden la resolución del producto se está comprometiendo la representatividad de los procesos físicos simulados en cada una. Sin embargo, en cuencas altas como la estudiada resulta conveniente subdividir las cuencas por bandas de elevación debido a las altas pendientes que se presentan en zonas precordilleranas, por lo que el grado de agregación también debe restringirse según las irregularidades topográficas que pueden darse a causa de la existencia de valles muy abruptos. Lo anterior obliga a sugerir métodos de escalamiento espacial más rigurosos como el kriging, usando patrones de correlación espacial y temporal para poder representar bandas muy disgregadas.

El modelo WEAP, si bien resulta conveniente de emplear al tener una interfaz amigable y una formulación conceptual simple, presenta limitaciones al modelar cuencas altas en donde predomina la influencia nival. Por ejemplo, el modelo no considera los transportes verticales de la nieve hacia la atmósfera los cuales pueden llegar a representar el 30 % del input de precipitación en cuencas de esta naturaleza (Cepeda, 2017). Debido a lo anterior se tuvo que reducir la precipitación mediante un factor de corrección aplicado en las partes altas y bajas de acuerdo a los niveles de

precipitación sólida presentados en el modelo. Para paliar esta incertidumbre sería una gran ventaja contar con mediciones in-situ de la altura de la nieve en la zona, lo cual permitiría calibrar de mejor manera los parámetros asociados a la nieve (FP, MP, Albedo) y, por ende, lograr una representación más fidedigna de la fluvimetría de las cuencas, sobre todo en los meses de mayor disponibilidad hídrica.

Finalmente, es importante recalcar la mayor rigurosidad que se requiere al intentar representar procesos hidrometeorológicos en cuencas con escasa información histórica. Si bien en el presente trabajo se obtuvieron buenos ajustes de la esorrentía en los sistemas estudiados, la pobre estadística fluviométrica disponible limita la capacidad del modelo de poder representar el comportamiento de la cuenca a nivel interanual. Hoy en día el creciente interés de los sectores productivos en el patrimonio hídrico exige la disposición de fuentes de información más robustas para tener una mejor certeza de la disponibilidad de los sistemas hidrológicos, sobre todo a la hora de proyectar la oferta hídrica a escenarios futuros.

Bibliografía

- [1] Bahr, D., Meier, M., Peckham, S., 1997. The physical basis for glacier volumen-area scaling. *Journal of Geophysical Research* 102:20355-20362.
- [2] Becerra, R., 2010. Efecto del cambio climático en la evolución de la cobertura nival de la cuenca alta del río Maipo. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil.
- [3] Burns, P., Nolin, A., 2013. Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier área change in the Cordillera Blanca, Perú, from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment* 140 (2014) 165-178.
- [4] Castillo, Y. A., 2015. Caracterización de la hidrología glaciaria de la cuenca del río Maipo mediante la implementación de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido físicamente basado. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- [5] Cepeda, J., 2017. Análisis de los caudales nivo-glaciares históricos y proyectados en la cuenca del río Olivares: Comparación entre modelo DHRVM y WEAP. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- [6] Cortés, G., Margulis, S., 2016. Gaining insight into Andean snowpack climatology and change using a snow reanalysis approach applied over the Landsat satellite record. Disertación para optar al grado de Doctor of Philosophy en Ingeniería Civil, UCLA.
- [7] DGA, 2017. Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 400, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Realizado por: Universidad de Chile & Pontificia Universidad Católica de Chile.
- [8] DGA, CADE-IDEPE, 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua de la cuenca del río Rapel.
- [9] Díaz G., Sánchez, I., Quiroz, R., Garatuza, J., Watts, C., Cruz, I., 2008. Interpolación espacial de la precipitación pluvial en la zona de barlovento y sotavento del Golfo de Mexico. *Agricultura Técnica en México*, Vol. 34, núm 3, p. 279-287.
- [10] FAO, 1990. Evapotranspiración del cultivo: Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. Actualización de procedimiento de cálculo de evapotranspiración del cultivo presentado en 1977 en ‘Las Necesidades de Agua de los Cultivos’.
- [11] Flugel, W., 1995. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. Universidad de Jena, Instituto de Geografía.
- [12] Gomez, T., 2013. Evaluación del cambio climático en centrales hidroeléctricas de la cuenca del Alto Cachapoal. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil.
- [13] Gupta, H., Kling, H., Yilmaz, K., Martinez, G., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications of improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377, p. 80-91.
- [14] MacDonald, M.K., Pomeroy, J.W., Pietroniro, A., 2010. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains. Centre for Hydrology, University de Saskatchewan, Canadá.
- [15] Moriasi, D., Arnold, J., Liew, M. V., Binger, R., Hermel, D., & Veith, T. (2006). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 885-900.

- [16] J. E. Nash, J.V. Sutcliffe, 1970. River Flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.
- [17] O’Neill, A., Gray, D., 1996. Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack. *Journal of Hidrology*. Volume 184, Issues 3-4, pp 277-298.
- [18] Purkey, D., Condom, T., Escobar, M., Pouget, J., Ramos, C., Suarez, W., 2008. An Approach for Modelling the Hydrologic Role of Glaciers in WEAP.
- [19] Ragetti, S., Pellicciotti, F., 2012. Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3), n/a-n/a. doi:10.1029/2011WR010599.
- [20] Riquelme, J., 2010. Incertidumbre de las variables meteorológicas en la estimación de los recursos hídricos futuros en la cuenca del río Pangal. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil.
- [21] Sanzana, P., 2011. Automatización del procesamiento de unidades de respuesta hidrológica con GRASS para un modelo hidrológico distribuido. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención en Recursos y Medioambiente Hídrico.
- [22] Setianto, A., Triandini, T., 2013. Comparison of kriging and inverse distance weighted (IDW) interpolation methods in lineament extraction and analysis. *J. SE Asian Appl. Geol.*, jan-jun 2013, Vol. 5(1), pp. 21-29.
- [23] Stockholm Environment Institute (SEI), 2016. *Water Evaluation And Planning System*, v. 2016.01.
- [24] Universidad de Chile, Pacific Hydro Chile, 2015. Efectos del cambio climático en las cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca y de otras cuencas entre los ríos Maipo y Bio-Bío. Estudio hecho por la división Recursos Hídricos y Medio Ambiente para Pacific Hydro Chile y Tinguiririca Energía.
- [25] Uribe, F., 2015. Comparación de la cobertura nival e hidrogramas simulados a distintas escalas temporales en la cuenca alta del río Maipo, por distintas conceptualizaciones del proceso nival. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil.
- [26] Xu, C., 2002. *Textbook of Hydrologic Models*. Universidad de Upsala, Departamento de Ciencias de la Tierra, Hidrología.
- [27] Yilmaz, K. K., H. V. Gupta, and T. Wagener, 2008. A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model, *Water Resour. Res.*, 44, W09417, doi:10.1029/2007WR006716.

ANEXOS

ANEXO A. URHs del sistema Alto Cachapoal definidas en base a bandas de elevación.

Tabla A - 1: Bandas de elevación cuenca Las Leñas

URH	Elevación [msnm]			Centroide UTM [m]		Pendiente media [°]	Área [km ²]
	Media	Mínima	Máxima	Este	Norte		
1N	2124	1297	2549	386612	6193295	28.8	21.84
2N	2785	2549	3020	391560	6192803	31.2	18.51
3N	3189	3020	3386	393871	6193261	32.2	11.44
4N	3546	3386	3931	395472	6193464	35.4	4.51
1S	2141	1326	2548	386004	6192103	29.2	21.41
2S	2812	2548	3020	391709	6189435	31.0	24.89
3S	3210	3020	3386	394780	6188468	28.6	31.82
4S	3668	3386	4562	397380	6186909	28.3	38.77
TOTAL							173.19

Tabla A - 2: Bandas de elevación cuenca Cortaderal

URH	Elevación [msnm]			Centroide UTM [m]		Pendiente media [°]	Área [km ²]
	Media	Mínima	Máxima	Este	Norte		
1E	2118	1211	2622	384962	6184342	31.4	51.22
2E	2907	2622	3170	388348	6180575	31.5	51.46
3E	3400	3170	3647	389217	6176003	27.3	50.81
4E	3805	3647	4228	391378	6174064	30.1	17.01
1O	2123	1211	2622	381467	6184355	31.4	70.68
2O	2923	2622	3170	381364	6179166	30.6	70.49
3O	3383	3170	3647	381242	6174568	25.2	71.19
4O	3936	3647	4833	379814	6171860	21.7	43.14
TOTAL							426.00

Tabla A - 3: Bandas de elevación cuenca Cachapoal

URH	Elevación [msnm]			Centroide UTM [m]		Pendiente media [°]	Área [km ²]
	Media	Mínima	Máxima	Este	Norte		
1N	2041	1106	2527	384357	6199317	27.4	75.35
2N	2827	2527	3103	389352	6201302	30.6	72.94
3N	3450	3103	3939	394303	6202852	30.5	73.84
4N	4311	3939	5149	400645	6204384	34.0	22.29
1S	2121	1291	2527	389412	6196684	30.1	23.90
2S	2831	2527	3103	398227	6195796	24.6	37.24
3S	3452	3103	3939	402341	6195226	31.9	39.86
4S	4109	3939	4612	405221	6195677	37.9	4.19
O	1898	1114	3128	374997	6196220	29.6	13.14
TOTAL							362.76

ANEXO B: Correlación temporal de precipitación entre grilla y estación meteorológica Cachapoal 5 km bajo Cortaderal

Tabla A - 4: Correlación a nivel diario entre registros en Cachapoal 5 km bajo Cortaderal e inverso de la distancia en producto CR2-Met

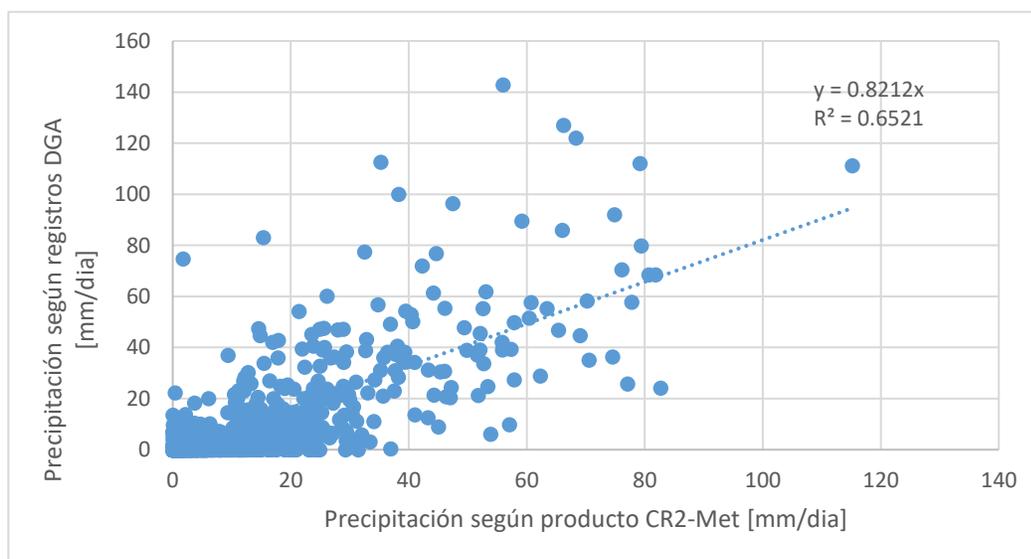


Tabla A - 5: Correlación a nivel mensual entre registros en Cachapoal 5 km bajo Cortaderal e inverso de la distancia en producto CR2-Met

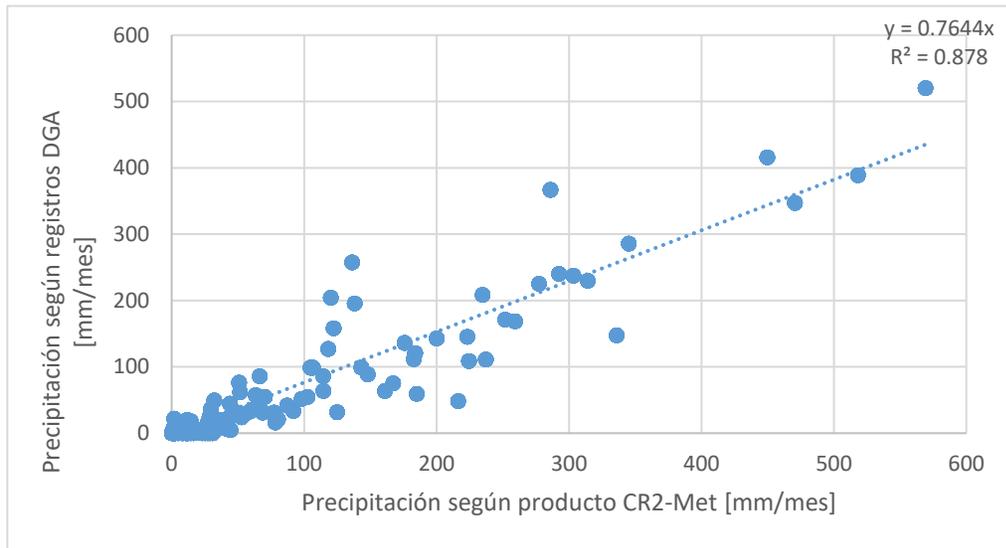
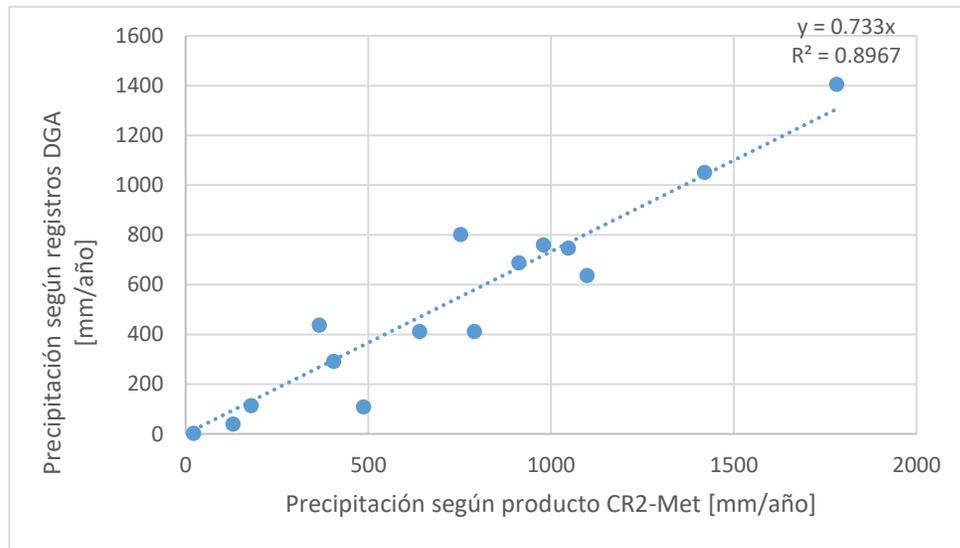


Tabla A - 6: Correlación a nivel anual entre registros en Cachapoal 5 km bajo Cortaderal e inverso de la distancia en producto CR2-Met



ANEXO C: Análisis de frecuencia de la precipitación anual de producto CR2-Met desde los años 1980 al 2014

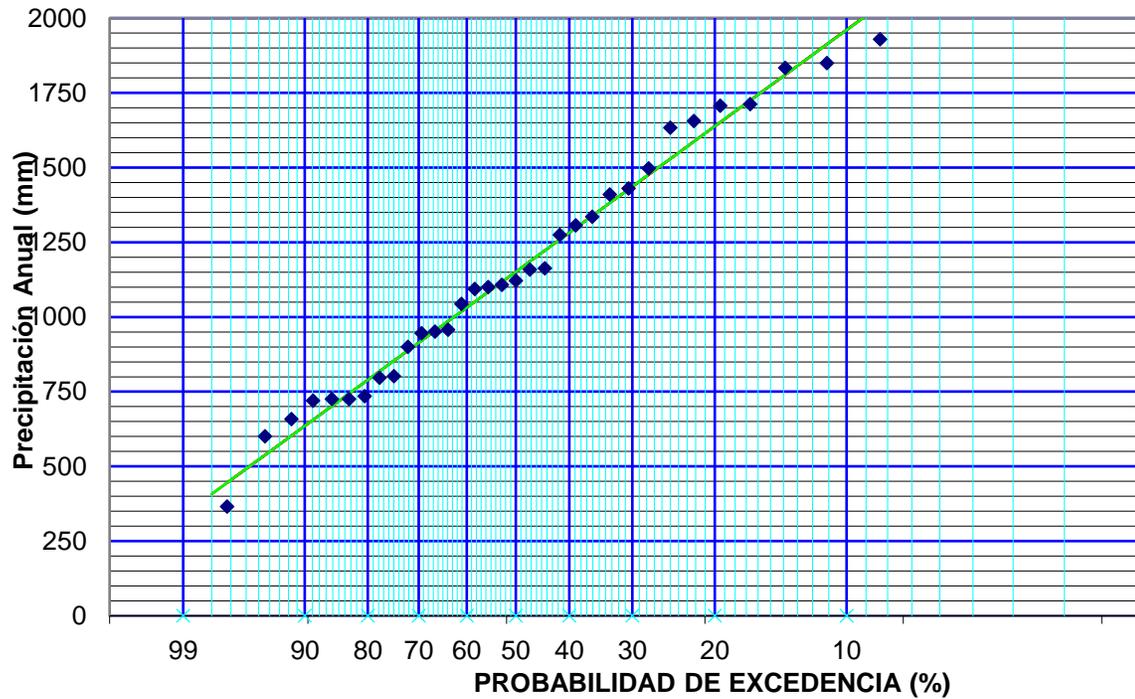


Figura A - 1: Distribución Gumbel de serie de precipitaciones anuales

Tabla A - 7: Test Chi cuadrado según distribución Gumbel

$\chi^2(\text{calculado})$	0.51
$\chi^2(0,05)$	5.99