



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

**AVANCES EN LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE GRAN ESCALA EN CUENCAS
PATAGÓNICAS MEDIANTE INCORPORACIÓN DE REANÁLISIS
CLIMATOLÓGICOS: APLICACIÓN A LA CUENCA DEL RÍO BAKER,
REGIÓN DE AYSÉN.**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO**
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

SEBASTIÁN ALBERTO KRÖGH NAVARRO

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

INTEGRANTES DE LA COMISIÓN:
ALEXANDRA JACQUIN SOTOMAYOR
XIMENA VARGAS MESA

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto FONDECYT No. 1090479 y por las becas de “Pasantías Cortas de Investigación” de la Escuela de Postgrado de la Universidad de Chile.

SANTIAGO DE CHILE
DICIEMBRE 2012

RESUMEN

La importancia de conocer el comportamiento y la distribución de los recursos hídricos, es crucial en la implementación de políticas de gestión sustentable para su uso y aprovechamiento. Históricamente, Chile ha sido un país con una fuerte dependencia sobre sus recursos hídricos, en sectores como la generación hidroeléctrica, minería, acuicultura, desarrollo turístico, entre otros. En particular, este crecimiento ha llegado a regiones tan remotas como la Patagonia, donde no existe un conocimiento acabado de la variabilidad y distribución de sus recursos. Es aquí donde se origina la necesidad de conocer con mayor precisión las condiciones hidrológicas actuales de esta Región. Sin embargo, esta tarea ha sido compleja debido a la escasa disponibilidad de datos hidrometeorológicos en la zona. De aquí el objetivo de este trabajo, estudiar el comportamiento hidrológico de la cuenca del Río Baker en el desagüe del lago Bertrand, identificando las principales componentes de su balance hídrico.

En este estudio, se utiliza la herramienta de modelación “Cold Regions Hydrological Model” (CRHM), que corresponde a un modelo hidrológico de base física especializado para regiones con climas fríos. Debido a la escasa información meteorológica dentro de la cuenca, es que se incorpora, además de la información observada, datos provenientes de los reanálisis climatológicos ERA-Interim y CFSR, para obtener valores a escala diaria de precipitación total, humedad relativa y velocidad del viento. Con esto se obtienen tres grupos de datos de entrada para el modelo, que serán comparados para analizar sus principales diferencias, y luego evaluar la calidad de los resultados obtenidos del modelo CRHM en comparación a caudales observados.

De la comparación de datos de precipitación observados versus los datos de reanálisis, se encuentra que los valores observados no representan toda la precipitación caída en la cuenca, debido a la inexistencia de una instrumentación adecuada para la medición de la componente sólida de la precipitación, variable que sí está considerada dentro de los reanálisis. Con respecto a los resultados de la modelación, se encuentra que los modelos forzados con datos de reanálisis presentan una mejora significativa con respecto a aquellos obtenidos con datos medidos dentro de la cuenca; con coeficientes de Nash-Sutcliffe de: 0,18, 0,74 y 0,69 para modelos forzados con datos observados, ERA-Interim y CFSR, respectivamente. Asociado a las distintas componentes del balance hídrico dentro de la cuenca, se ve que alrededor de un 30% de lo que precipita en la cuenca corresponde a precipitación sólida, un 15% corresponde a evapotranspiración y cerca de un 75% corresponde a infiltración. Además, se estima que los mantos nivales de las cumbres más alta pueden llegar a acumular hasta 2000 [mm] de equivalente en agua, durante una temporada.

Del trabajo se concluye que los reanálisis representan una fuente de datos confiables para regiones de alta montaña pobremente monitoreadas. Esto se ve reflejado en el aumento sustancial de la representatividad del modelo al usar datos meteorológicos proveniente de los reanálisis. No se encontraron diferencias significativas en el rendimiento del modelo al usar variables de ERA-Interim o CFSR, a pesar que CFSR posee una mejor resolución espacial de las variables. Por otro lado, se destaca el rol que juega la infiltración dentro del ciclo hidrológico de la cuenca. Esto sugiere, que para mejorar el entendimiento sobre su comportamiento hidrológico, es crucial la disponibilidad de mediciones in-situ de perfiles de suelo asociado a las distintas coberturas, además de una delimitación detallada y confiable de las coberturas de suelo dentro de toda la cuenca. Finalmente, se destaca el uso que podría tener este modelo en cuencas no controladas con regímenes hidrometeorológicos similares, a través de variables meteorológicas de reanálisis y los parámetros usados en este modelo, para evaluar la distribución y disponibilidad de sus recursos hídricos.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer de manera especial al Profesor James McPhee por su apoyo en los últimos años de mi carrera, en donde me dio la oportunidad de participar en varios proyectos muy interesantes, que han sido fundamentales para el desarrollo de mi carrera profesional. Además de su apoyo, consejos y amistad dentro de mi trabajo de título. Por otro lado quería agradecer a la Profesora Ximena Vargas, por todo lo que me enseñó a lo largo de mis últimos años de carrera, y por su buena voluntad para participar dentro de mi proyecto de titulación. También, a la Profesora Alexandra Jacquin, por sus acertados comentarios dentro del desarrollo de esta tesis.

Además, agradecer a John Pomeroy y Antonio Lara, quienes de diferentes maneras formaron parte crucial dentro de este trabajo de título. En particular a John por recibirme en Canadá!

Como no mencionar a mis padres, que sin ellos nada de esto habría sido posible, con todo el sacrificio que han dado a lo largo de sus vidas para que nosotros, sus hijos, podamos salir siempre adelante.

Y, en especial, agradecer a la Luci, quién me ha ayudado mucho con la meteorología, además de su apoyo y cariño.

TABLA DE CONTENIDOS

1	INTRODUCCIÓN	1
2	ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS OBSERVADOS	3
2.1	<i>ÁREA DE ESTUDIO</i>	3
2.2	<i>DATOS OBSERVADOS</i>	3
3	METODOLOGÍA	4
3.1	<i>INFORMACIÓN DE REANÁLISIS</i>	4
3.2	<i>ANÁLISIS Y COMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN</i>	5
3.3	<i>MODELO HIDROLÓGICO: "THE COLD REGIONS HYDROLOGICAL MODEL" (CRHM)</i>	5
3.4	<i>CONCEPTUALIZACIÓN DEL MODELO</i>	6
3.4.1	<i>HRU Y SELECCIÓN DE MÓDULOS</i>	6
3.4.2	<i>PARAMETRIZACIÓN</i>	8
3.4.3	<i>FORZANTES DEL MODELO</i>	8
4	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	9
4.1	<i>EVALUACIÓN DEL MODELO</i>	9
4.2	<i>COMPONENTES DEL BALANCE HIDRICO</i>	10
5	CONCLUSIONES	11
6	REFERENCIAS	12
	ANEXOS	15
	ANEXO A: "PUBLICACIÓN EN REVISTA ISI"	15
	ANEXO B: "PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS HRU"	40
	ANEXO C: "BALANCE HÍDRICO DE CADA CUENCA REPRESENTATIVA"	51
	ANEXO D: "REGISTRO FOTOGRÁFICO"	55

1 INTRODUCCIÓN

El estudio de la disponibilidad y distribución de los recursos hídricos, es una tarea crucial en la implementación de políticas sustentable para su uso y aprovechamiento, sobre todo en regiones donde existen intereses compartidos, tales como: irrigación, producción hidroeléctrica, recreación y medio ambiente, entre otros. Una forma de cuantificar de manera confiable la disponibilidad de estos recursos, es a través de la obtención de un conocimiento acabado de las variables que definen el comportamiento hidrológico de las cuencas hidrográficas (por ejemplo: patrones meteorológicos, características geomorfológicas, etc.). Siguiendo esta línea, es que herramientas de modelamiento matemático se han vuelto cada vez más utilizadas, debido a su gran capacidad de resolver sistemas altamente complejos, que de otra manera sería muy difícil de enfrentar.

En la Patagonia, el sorprendente potencial hidroeléctrico sumado a la creciente demanda de electricidad a nivel país, se enfrenta al desafío de mantener estas prístinas reservas de la biodiversidad de la manera más natural posible para las próximas generaciones. Con el fin de cuantificar y mejorar el entendimiento de estos ecosistemas (dinámicas de interacción y sensibilidad bajo distintos escenarios) es que un número importante de estudios interdisciplinarios (hidrología, meteorología, ecología, geología, etc.) se deben llevar a cabo, ya que sin los adecuados conocimientos se puede llegar a tomar decisiones incorrectas con repercusiones económicas y ecológicas importantes a nivel de país.

Sin embargo, en la actualidad solo un número reducido de estudios se han llevado a cabo en la zona. Por ejemplo, Aravena (2007) desarrolló una reconstrucción climática de 400 años para la zona austral de la cordillera de Los Andes en Chile, usando como registro los anillos de crecimiento de los árboles y fluctuaciones de glaciares, con lo que encontró importantes variaciones decadales para los sectores noroeste y central de la Patagonia (región correspondiente a la del presente estudio), además de una fuerte oscilación. López et al. (2007) estudió la variabilidad de la cobertura nival (SCA¹) en los Campos de Hielo Norte durante el periodo 2000 – 2006, además de las correlaciones SCA V/S temperatura y SCA V/S precipitación, obteniendo las mejores correlaciones con la temperatura ($R^2 = 0.75$). Por otro lado, Rivera et al. (2007) desarrolló estudios en los Campos de Hielo Norte determinando tasas de reducción en su área con hielo ($3.2 \pm 1.5 \% \text{ o } 140 \pm 61 \text{ km}^2$) y de adelgazamiento del orden de $-4.0 \pm 0.97 \text{ [m/año]}$, durante el periodo 1979 – 2001, a través de imágenes satelitales e información recopilada en terreno. Este último estudio revela la tendencia que existe sobre la disminución de los hielos en los Campos de Hielo Norte.

Estos estudios generan importantes avances en sus respectivas disciplinas, sin embargo, en lo que respecta a la hidrología existe sólo un estudio en esta zona (Barría, 2010). En este estudio se realizó un análisis estadístico de caudales para las cuencas del río Baker y Pascua (XI Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo, Chile), con el fin de general pronósticos de caudales a escala mensual. A pesar de que este estudio contribuye en el conocimiento actual de los caudales de la Región, no se presenta un análisis sobre las componentes que generan este caudal, y por tanto, en un escenario de cambio climático como el que se ha experimentado en los últimos años, los análisis encontrados en este estudio podrían no ser válidos en el futuro.

Dentro de un contexto de cambio climático, los modelos hidrológicos de base física presentan una real alternativa para comprender las interacciones físicas que existen entre los distintos

¹ SCA: de sus siglas en inglés “Snow Cover Area”

procesos y sus variables dentro del ciclo hidrológico, pudiendo determinar así, las distintas componentes del balance. El modelo “Cold Regions Hydrological Model” (CRHM) (Pomeroy, Gray, & Brown, 2007) es un modelo de base física desarrollado por el centro de hidrología de la Universidad de Saskatchewan² con el fin de mejorar los conocimientos existente del ciclo hidrológico en regiones frías, en donde los procesos hidrológicos que ocurren son bastante específicos (por ejemplo: infiltración en suelos parcial o completamente congelados, o transporte de nieve por viento). Las condiciones hidrometeorológicas de la Patagonia están fuertemente influenciadas por la presencia de glaciares y la acumulación de nieve, es decir, condiciones de regiones frías, por cuanto se decidió utilizar CRHM como herramienta de modelación. Además, como se menciona en el capítulo de Metodología, CRHM es altamente flexible en cuanto a los datos de entrada que requiere y a los procesos que se desea simular. Esta característica es de gran utilidad en regiones remotas y pobremente monitoreadas como la Patagonia.

Dada la naturaleza de base física de CRHM, es que los requerimientos de calibración se ven fuertemente disminuidos (Pomeroy, 2007), ya que la mayoría de sus parámetros se pueden inferir de: (1) mediciones en terreno o (2) valores referenciales obtenidos de estudios aplicados en zonas con comportamiento hidrológico similar. Esta característica es particularmente útil cuando se trata de aplicar en cuencas no controladas o pobremente monitoreadas, donde no existe una manera de calibrar parámetros.

En Chile, existe sólo un estudio de modelación hidrológica con CRHM (Gonthier, 2011), donde se estudiaron 3 cuencas de alta montaña de la zona centro del país (32 °S). Si bien los resultados encontrados en este estudio no fueron satisfactorios (coeficientes de Nash-Sutcliffe < 0,6 y sobreestimaciones de hasta 400% para el equivalente en agua), se concluye que el número de estaciones meteorológicas disponibles no es suficiente para lograr una buena representatividad de la condiciones meteorológicas de la cuenca.

Alrededor del mundo existen múltiples aplicaciones de CRHM, por ejemplo en regiones árticas, en las praderas y altas montañas de Canadá y China, entre otros. Uno de estos estudios fue el realizado por Fang y Pomeroy (2007), en donde se desarrolló un modelo hidrológico en las praderas Canadienses con el fin de comprender los procesos dinámicos que gobiernan el proceso de sequía en la región. Para esto se realizó un análisis de sensibilidad sobre las variables meteorológicas de entrada del modelo, dando como resultado que para escenarios moderados de sequías (15%), y dadas ciertas combinaciones de las variables meteorológicas se puede generar el cese de la escorrentía de deshielo.

Otro ejemplo es el trabajo de Ellis et al. (2010) donde desarrolló un modelo en CRHM para evaluar las diferencias que existen en la acumulación y derretimiento de nieves en bosques y zonas deforestadas, encontrando una eficiencia del modelo de 0,51 (Nash-Sutcliffe) para el equivalente en agua (SWE³) con una representación levemente mejor para zonas deforestadas; estos resultados muestran el poder predictivo de CRHM que sin calibración logra simulaciones aceptables.

Fang y Pomeroy (2009) desarrollaron un estudio en los humedales de las praderas Canadienses, donde compararon los resultados obtenidos por un modelo distribuido DBSM (Essery et al., 1999) y otro agregado PBSM (Pomeroy, 1989; Pomeroy et al., 1993), para estudiar la distribución de la nieve y el equivalente en agua; ambos enfoques resultaron satisfactorios, con

² <http://www.usask.ca/hydrology/>

³ SWE: de sus siglas en inglés “Snow Water Equivalent”

valores de Nash-Sutcliffe de 0,91 y 0,89 para pastizales, respectivamente. Se destacan los buenos resultados sobre la acumulación de nieve al final de la temporada de invierno; parámetro de interés, por el poder de predicción sobre la disponibilidad de agua en el periodo estival. Cabe recalcar que el modelo PBSM está incorporado como un módulo de transporte de nieve por viento en CRHM.

Dada la escasa información meteorológica disponible en la cuenca, información proveniente de los reanálisis climatológicos ERA-Interim (Dee et al., 2011) y CFSR⁴ (Saha et al., 2010), es incorporada al modelo. De esta manera, se pueden comparar los resultados obtenidos del modelo forzado con información observada y la de estos dos reanálisis.

El objetivo de este trabajo es estudiar el comportamiento hidrológico de la cuenca del Río Baker en el desagüe del lago Bertrand, identificando las componentes más relevantes dentro del balance hídrico, a través del modelo de base física CRHM.

2 *ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS OBSERVADOS*

2.1 *ÁREA DE ESTUDIO*

El presente estudio se llevó a cabo en la zona norte de la Patagonia chilena, específicamente en la cuenca del río Baker en el desagüe del lago Bertrand; cuenca con un área de 15.904 km². Este río se caracteriza por ser el más caudaloso de Chile, con un promedio anual de 566 [m³/s] en su nacimiento en el lago Bertrand (Barría, 2009).

Esta cuenca posee condiciones climáticas muy heterogéneas, además de variados usos de suelo, tales como: glaciares y una fracción de los Campos de Hielo Norte (2.705 km²; 17%), lagos (principalmente el lago General Carrera, 2.108 km²; 13%), bosque (2.766 km²; 17%), pastizales y arbustos (2.051 km²; 13%), turba (74 km²; 0,5%) y suelo desnudo (6.200 km²; 39,5%).

El clima regional está influenciado por la interacción entre la atmósfera y océano Pacífico (al oeste), y también por el efecto de barrera que produce la cordillera de los Andes (al este). La aparición de la cordillera de los Andes genera un marcado gradiente de precipitación este-oeste, desde una zona con altas precipitaciones (Campo de Hielo Norte: 3953 [mm/año] (Rivera et al., 2007)) a una de condiciones semi-áridas (Pampa Argentina).

Tales precipitaciones se distribuyen a lo largo de todo el año, incluso durante el verano. Por otra parte, el caudal observado en la cuenca del río Baker se ve fuertemente influenciado por el efecto regulador del lago General Carrera, atenuando los caudales máximos con su gran capacidad de almacenamiento.

El régimen hidrológico de la cuenca es nivo-pluvial con influencia glaciar; donde los caudales medios mensuales máximos se dan al final del verano (febrero), donde la mayoría del caudal proviene del derretimiento de nieves.

2.2 *DATOS OBSERVADOS*

Las variables meteorológicas disponibles en la cuenca corresponden a temperatura media, mínima y máxima, y precipitación, todas con una frecuencia diaria de monitoreo. El número total de estaciones meteorológicas disponibles corresponde a 5. Además, existen estaciones fluviométricas que miden caudales medios diarios en 6 ríos dentro de la cuenca. Sin embargo,

⁴ CFSR: de sus siglas en inglés “*Climate Forecast System Reanalysis*”

debido a los periodos de registro y calidad de información, es que en este estudio se utilizan sólo 3 estaciones meteorológicas y 3 estaciones fluviométricas para forzar y evaluar el modelo, respectivamente. Todas las estaciones antes mencionadas son estaciones operadas y mantenidas por la Dirección General de Aguas (DGA).

Es importante destacar que no existen registros de altura de nieve o equivalente en agua dentro de la cuenca.

3 METODOLOGÍA

3.1 INFORMACIÓN DE REANÁLISIS

Con el fin de analizar el efecto de la falta de información asociada a precipitación sólida en la cuenca, además del limitado número de estaciones meteorológicas que existen, son incorporados datos provenientes de 2 reanálisis climatológicos.

Los reanálisis corresponden a métodos científicos creados para generar un registro coherente de cómo las variables climatológicas han variado a lo largo del tiempo, a una escala global. “El propósito general de desarrollar un reanálisis es producir una representación grillada en el estado del arte, a escala global, de los estados de la atmósfera, generado por un modelo y un sistema de asimilación de datos invariantes” (Saha et al., 2010).

Los datos de entrada que utilizan los últimos reanálisis incluyen, entre otros, imágenes satelitales, medidas superficiales *in situ* tales como: temperatura a 2 m sobre el nivel del suelo, humedad relativa, velocidad del viento (en las tres dimensiones), etc., y variables en perfiles verticales de la atmósfera provenientes de: radiosondas, perfiladores de viento (“Wind Profiler”), avionetas, etc. (Dee et al., 2011; Saha et al., 2010).

Hoy en día existen básicamente 8 instituciones que están produciendo reanálisis⁵, de las cuales se han tomado dos de las principales instituciones que son el NCEP-NCAR⁶ y ECMWF⁷, con sus últimos productos CFSR y ERA-Interim respectivamente. Sus características y principales diferencias se presentan a continuación:

ERA-Interim: Corresponde al último reanálisis atmosférico global producido por el ECMWF; cubre el periodo desde 1 de Enero de 1989 hasta la actualidad (el producto predecesor corresponde al ERA-40). La información se entrega en formato de grilla, incluyendo una gran cantidad de variables superficiales a una escala temporal de 3 horas, y variables en diferentes niveles de la atmósfera a escala de 6 horas (Dee et al., 2011). Posee una resolución espacial de 1,5° y 37 niveles de presión (aumentando en 14 niveles en relación al producto ERA-40).

CFSR: Cubre el periodo entre los años 1979 - 2009. Fue diseñado para ser un sistema acoplado atmósfera-océano-suelo-superficie-hielo de alta resolución, y provee la mejor estimación del estado de arte sobre estos dominios (Saha et al., 2010). Posee una resolución espacial que varía desde 0,25° en el Ecuador hasta 0,5 en las afueras de los trópicos, con 40 niveles de presión.

Silva et al. (2011) mostró una comparación entre CFSR y otros dos reanálisis del NCEP-NCAR: (1) R1 y (2) el reanálisis denominado “NCEP-DOE Second Atmosphere Model Intercomparison

⁵ <http://reanalyses.org/atmosphere/comparison-table>

⁶ ECMWF: de sus siglas en inglés “European Centre for Medium-Range Weather Forecasts”

⁷ NCEP-NCAR: de sus siglas en inglés “National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research”

Model (AMIP-II)” R2, donde se encontraron mejoras significativas en los patrones de precipitación de gran escala para Sudamérica al utilizar CFSR. Sin embargo, sobre la cordillera de los Andes muestra una sobreestimación en la magnitud de los eventos de precipitación, en comparación con los valores observados.

3.2 ANÁLISIS Y COMPARACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Con el fin de cuantificar las principales diferencias entre las precipitaciones medidas en la cuenca y los datos de precipitación proveniente de los reanálisis, es que se realiza un serie de análisis correspondientes a la distribución temporal y a la magnitud de los eventos. La estación meteorológica utilizada para este análisis corresponde a la estación de Puerto Ibáñez, debido a que es la estación más próxima al nodo denominado “nodo de referencia” (-46.5° O, -72° S), nodo común a ambos reanálisis. Cabe destacar que solamente un nodo del reanálisis ERA-Interim, correspondiente al antes mencionado, se ubica dentro de la cuenca en estudio.

Al calcular las precipitaciones medias anuales en el nodo de referencia, se encontraron diferencias del orden de 300% entre ambos reanálisis (682 y 1870 [mm/año] para CFSR y ERA-Interim respectivamente). Otra diferencia importante es la frecuencia de eventos de precipitación (correspondiente al periodo comprendido entre Julio 2004 y Junio 2006); ya que para los reanálisis se encuentra que existen hasta 3 veces más eventos de precipitación dentro del periodo de modelación (332, 308 y 108 para CFSR, ERA-Interim y datos observados respectivamente) en comparación con los datos medidos en terreno⁸. De la misma manera, diferencias importantes se encontraron en la magnitud de las precipitaciones máximas diarias, donde los valores medidos llegan hasta 40 [mm/d] y del orden de 80 [mm/d] para los reanálisis. Por otro lado, se observa que los eventos más frecuentes de precipitación producto de los reanálisis se producen durante días más fríos (aproximadamente unos 5°C de diferencia) en comparación a los eventos de precipitación observados.

También existen discrepancias en la distribución temporal de los eventos, con evidencias claras de vacíos en la información registrada in-situ de precipitación (se observan subidas importantes de caudal sin un evento de precipitación asociado), lo cual se interpreta como problemas de medición de los equipos o mantenciones no especificadas en los registro de precipitación.

3.3 MODELO HIDROLÓGICO: “THE COLD REGIONS HYDROLOGICAL MODEL” (CRHM)

El modelo CRHM es un modelo hidrológico de base física desarrollado por la Universidad de Saskatchewan (Saskatoon, provincia de Saskatchewan, Canadá), con el fin de simular el ciclo hidrológico en cuencas de tamaño pequeño a mediano, en regiones frías (Pomeroy et al., 2007).

Una de las principales características de este modelo es su gran flexibilidad, en donde cada proceso hidrológico está definido por un módulo dentro del modelo, el cual puede ser seleccionado o no, para ser incorporado en la modelación. Dentro de los módulos que posee CRHM se encuentran: redistribución de la nieve por viento, intercepción de nieve, sublimación, derretimiento de nieve, infiltración en suelos congelados, evapotranspiración e intercambio radiativo, entre otros. La selección de un módulo u otro viene dado principalmente por dos factores: (1) información suficiente para utilizar el módulo y (2) conocimiento a priori que el proceso que se está seleccionando efectivamente existe dentro del sistema que se quiere modelar. Dentro de la librería de módulos de CRHM, existen 2 módulos que son de naturaleza conceptual,

⁸ Para evaluar esta diferencia se utilizó un filtro en los valores diarios de precipitación proveniente de los reanálisis correspondiente a 0,1 y 1 [mm/d], encontrando prácticamente los mismos resultados.

estos son: rastreo de crecidas (Clark y Muskingum) y humedad del suelo, para los cuales existen valores referenciales dentro de la literatura o podrían ser sujeto de una calibración.

Otra característica importante de CRHM, que lo diferencia de otros modelos hidrológicos, es su unidad espacial de modelación denominada “Unidad de Respuesta Hidrológica” (HRU⁹), que está definida como “una unidad espacial para cálculos de balance energético y másico en los cuales los procesos y estados pueden ser adecuadamente descritos por un set de parámetros, variables de estado y flujos, con un lugar definido dentro de una secuencia de drenaje y ejecución” (Pomeroy, 2007). Estas unidades no necesitan incluir un canal, y pueden ser tan finas como el segmento de una pendiente de un cerro o tan grande como una subcuenca. El intercambio de masa entre una HRU y otra puede ser, por ejemplo, a través de transporte de nieve por viento (desde una HRU con vegetación más baja hacia una con vegetación más alta), o a través de un flujo superficial, subsuperficial o subterráneo.

3.4 CONCEPTUALIZACIÓN DEL MODELO

Dado el gran tamaño de la cuenca del río Baker, es que la cuenca se dividió en varias unidades donde, para cada una de ellas, se generó un modelo con CRHM. Luego, los resultados de cada una de estas unidades se unió externamente para obtener el caudal efluente del río Baker. Tales unidades se denominan Cuenas Representativas (RB por sus siglas en inglés), y se definen como lugares con características hidroclimáticas similares.

En este trabajo se generaron 8 RB. Los criterios utilizados para la clasificación se basan en: (1) los principales tributarios, controlados o no controlados, del lago Bertrand, y (2) una división meteorológica del área no comprendida en estos tributarios (dividida por las regiones sotavento y barlovento de la cuenca). Como resultado, cinco RB corresponden a subcuencas (RB1 a RB5), otras dos asociadas al remanente en la región sotavento (clima seco, RB6) y barlovento (clima húmedo, RB7), y finalmente una RB que corresponde al lago General Carrera (RB8).

El modelo acoplado que se genera externamente al modelo en una planilla de cálculo, consiste en que todas las RB drenan hasta el lago General Carrera, que por simplificación se supone de un área constante e igual a 2108 km². En éste, una relación empírica -profundidad del lago/escorrentía superficial - maneja el efecto regulador del lago sobre las crecidas, el cual no puede ser representado de una manera física por CRHM. Esta relación se presenta a continuación:

$$h_{lake} = 0,0037 \cdot R_{lake} + 0,8683$$

Donde h_{lake} corresponde a la elevación media diaria del lago y R_{lake} corresponde a la escorrentía en el desagüe del lago. Esta relación se construyó con 625 registros de profundidad del lago y caudal, correspondientes al periodo de modelación (entre Julio 2004 y Junio 2006), obteniendo un coeficiente de determinación $R^2 = 0,98$.

3.4.1 HRU Y SELECCIÓN DE MÓDULOS

Una vez establecida la configuración general de los modelos en CRHM, se deben definir las HRU. Los criterios adoptados corresponden a características geomorfológicas (específicamente aspecto y altitud) y uso de suelo. El número de HRU resultantes en cada RB varía desde 1 a 16.

El paso siguiente a la definición de las HRU, es adoptar la jerarquía de cada HRU dentro del esquema de cascada del modelo, es decir, definir hacia dónde drena cada HRU. Los criterios

⁹ HRU: de sus siglas en inglés “Hydrological Response Unit”

adoptados son: (1) las HRU que en promedio estén orientados hacia el norte (sur) drenan hacia las HRU norte (sur) y (2) las HRU más altas son afluentes de la HRU más bajas.

Los procesos hidrológicos utilizados en el modelo se presentan a continuación:

- Módulo de Observación: lee la información meteorológica (temperatura, velocidad del viento, humedad relativa, presión de vapor, precipitación y radiación) usada para forzar el modelo;
- Módulo de Radiación: calcula la radiación global teórica de onda corta, directa y difusa, al igual que las horas de sol del día basándose en la latitud, elevación, pendiente del terreno y el azimut (Garnier y Ohmura, 1970);
- Módulo de radiación de onda larga: estima la radiación de onda larga incidente, a través de la magnitud de radiación de onda corta incidente (Sicart et al., 2006);
- Albedo: estima el albedo de la nieve a lo largo de todo el invierno y durante el periodo de ablación (Gray y Landine, 1987);
- NO-PBSM: calcula el equivalente en agua;
- Módulo de nieve (EBSM): modelo de balance energético para representar la acumulación y derretimiento de nieve (Gray y Landine, 1987);
- Módulo de Radiación de onda corta: estima la radiación de onda corta incidente a través de las temperaturas mínimas y máximas (Annandale et al., 2001)
- Módulo de infiltración: maneja la infiltración en función de la cobertura y textura del suelo (Ayers et al., 1959).
- Módulo de evaporación: tiene dos metodologías para la estimación de la evaporación real: (1) utiliza la expresión de Granger y Pomeroy (1997) de superficies no saturadas, y (2) la ecuación de Priestley y Taylor (1972) para superficies saturadas o cuerpos de agua.
- Módulo de intercepción de los árboles: estima la precipitación interceptada y actualiza su valor debajo de éstos, además calcula la radiación de onda corta y larga bajo las ramas (Ellis et al., 2010);
- Módulo de rastreo de caudales: utiliza el método de Muskingum (Chow, 1964) para rastrear el caudal entre la HRU;
- Módulo de humedad del suelo: maneja la humedad del suelo bajo condiciones congeladas y descongeladas (Pomeroy et al., 2007);
- Módulo de evaporación de lago: relación empírica que estima la evaporación mensual de una lago, a través de los valores de velocidad del viento, humedad relativa y temperatura, con la fórmula de Meyer (Martin, 2002).

3.4.2 PARAMETRIZACIÓN

La parametrización del modelo se llevó a cabo usando, en primer lugar, las características geomorfológicas (elevación media, aspecto, pendiente, área, etc.) de cada HRU, obtenidas de un mapa de elevación digital proveniente del satélite ASTER¹⁰.

En segundo lugar, un número importante de parámetros se estimaron en función del uso de suelo de cada HRU, los cuales se identificaron a través de un mapa SIG¹¹ construido con información de satelital y validado con visitas a terreno (Conaf, 1999). Para estos parámetros se utilizaron los valores obtenidos de experiencias de modelación en Canadá, correspondiente a usos de suelo de similares características. Sin embargo, aún así un número menor de parámetros tuvo que ser calibrado debido a la ausencia de un símil en experiencias anteriores. Para ver detalles de la parametrización referirse al Anexo A.

3.4.3 FORZANTES DEL MODELO

Las forzantes a escala diaria utilizadas en el modelo corresponden a: temperatura media, mínima y máxima, precipitación, humedad relativa y velocidad del viento, de las cuales sólo existen valores observados para la precipitación y temperatura (mínimas, máximas y medias diarias). Es por esto que en el modelo forzado con variables observadas, se utilizan los valores del reanálisis ERA-Interim para la velocidad del viento y la humedad relativa.

Dado que la temperatura es una variable relativamente fácil de medir y con resultados confiables, es que los datos de temperaturas medidos son utilizados para todos los modelos, inclusive aquellos en donde se utiliza información meteorológica proveniente de los reanálisis.

Con respecto a las precipitaciones diarias, al momento de correr el modelo, se observó una fuerte discrepancia entre los caudales observados y modelados, en términos de volumen anual. Para el caso de la precipitación observada, se constató que el volumen total para el periodo de modelación, el caudal observado era bastante mayor al volumen de precipitación total dentro del mismo periodo. Esto deja en manifiesto la poca representatividad de las estaciones meteorológicas dentro de la cuenca, por la falta de mediciones de nieve y porque no se posee información sobre un valor para el gradiente orográfico en la cuenca (las estaciones están prácticamente todas a la misma elevación).

El mismo fenómeno se observó para los datos de precipitación proveniente de los reanálisis, lo cual se puede deber a las siguientes razones: (1) falta de representatividad espacial de los datos dentro de la cuenca y (2) la escala en que se trabaja la precipitación en los reanálisis, generalmente, requiere de la utilización de alguna técnica de “downscaling”¹² (Fowler et al., 2007) para que sean comparables. Con respecto a las técnicas de “downscaling” se decidió que no era viable realizarlo debido a la falta de información necesaria para este procedimiento (principalmente pensando en una técnica de “downscaling” estadístico).

Dada la evidente falta de información en la cuenca, se decidió utilizar un coeficiente de ajuste para la precipitación. Este coeficiente se calibra de manera diferente para cuencas controladas y cuencas no controladas. Para las cuenca controladas, este coeficiente de corrección fue definido

¹⁰ASTER: de sus siglas en ingles “Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer”

¹¹ SIG: Sistema de Información Geográfica

¹² Técnicas utilizadas para disminuir la resolución de las variables entregadas por los reanálisis o los modelos de circulación global.

iterativamente, corriendo el modelo, comparando el volumen de salida simulado versus el volumen de salida observado. Para las cuencas no controladas, el Balance Hídrico Nacional (DGA, 1987) es utilizado para corregir la precipitación media anual. Este procedimiento se realiza para cada RB y para cada fuente de precipitaciones (valores observados y reanálisis).

Los valores de estos coeficientes de ajuste promedio entre todas las RB son: **Datos Observados=2,30, ERA-Interim=0,32 y CFSR=0,98.**

Cabe destacar, que este coeficiente no afecta ni la distribución temporal de los eventos de precipitación ni la diferencia relativa entre sus magnitudes, para un set de precipitaciones dado (por ejemplo, valores observados).

Para las otras variables de entrada, no se realiza ninguna corrección, ya que no existe información suficiente como para sostener un cambio en sus valores.

4 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 EVALUACIÓN DEL MODELO

Para evaluar el rendimiento de los modelos, se utilizaron los indicadores de Nash-Sutcliffe (NS) (Nash-Sutcliffe, 1970), la Raíz del Error Medio Cuadrático (RMSE) y BIAS. Dada la manera en que se estructuró el modelo, es que se puede evaluar el rendimiento no solo de la cuenca del Río Baker, sino también de las subcuencas controladas (RB1 y RB2). Los valores de los indicadores se presentan a continuación:

Tabla 1: Validación de los modelos según el origen de los forzantes.

Forzantes	RB1 (Puerto Ibáñez)			RB2 (Bahía Murta)			Cuenca Río Baker		
	NS	RMSE [m ³ /s]	BIAS	NS	RMSE [m ³ /s]	BIAS	NS	RMSE [m ³ /s]	BIAS
Observaciones	0,09	148	-0,05	0,21	84	-0,01	0,18	105	0,02
ERA-Interim	0,32	99	-0,03	0,16	86	0,02	0,74	59	0,00
CFSR	0,54	81	-0,02	0,32	77	0,00	0,69	64	0,00

Se obtuvieron grandes diferencias en los resultados de la modelación en función de cada fuente de forzantes. En términos generales, el rendimiento del modelo mejora cuando se usan forzantes provenientes de los reanálisis. Los principales problemas asociados a los forzantes proveniente de información observada, es la falta de representatividad espacial de sus estaciones, donde ninguna estación se encuentra en zonas de gran altura (> 1000 m) como para identificar un gradiente orográfico de precipitación, ni tampoco se cuenta con información de cuánta nieve cae en la cuenca.

A pesar de que ERA-Interim posee sólo un nodo dentro de la cuenca del Río Baker, la información de este nodo es más representativa que la información proveniente de las estaciones meteorológicas, ya que el desempeño del modelo mejora sustancialmente utilizando esta información. Lo mismo ocurre con los datos entregados por el reanálisis CFSR, entregando buenos y mejores resultados. Esto da cuenta de lo importante que es considerar la precipitación sólida en la cuenca, y la relevancia que ésta posee en la distribución espacial de los eventos de precipitación.

A pesar de que la resolución espacial del reanálisis CFSR es 3 veces mayor a la del ERA-Interim en esta Región, los resultados obtenidos no difieren de manera importante, incluso el desempeño del modelo en la cuenca del Río Baker entrega mejores resultados utilizando la información de ERA-Interim,

Con respecto a las simulaciones de las subcuencas controladas (RB1, RB2 y Baker), se encontró un aumento importante en el desempeño del modelo para la cuenca del Río Baker en comparación a sus tributarios Ibáñez y Murta. Esta diferencia se le adjudica al efecto regulador del lago General Carrera, y la relación calibrada entre la altura del lago y su efluente.

Los resultados encontrados para el BIAS de cada cuenca son relativamente bajos ($\leq 5\%$). Para el caso de las subcuencas RB1 y RB2 esto era de esperar, ya que los input fueron calibrados a través del coeficiente de ajuste de precipitación para disminuir el BIAS, pero para el resto de la cuenca se utilizó el Balance Hídrico Nacional (DGA, 1987) como punto de comparación. Con esto se comprueba que el Balance Hídrico Nacional, a pesar de ser un balance realizado hace 25 años atrás, sigue siendo una herramienta útil ya que, como se ha dicho anteriormente, no se cuenta con información observada representativa de la zona de estudio.

4.2 COMPONENTES DEL BALANCE HIDRICO

Del análisis de las componentes del balance hídrico en escala media mensual, del total de la precipitación caída en la cuenca, un 30% corresponde a precipitación sólida, un 15% corresponde a evapotranspiración, un 75% se infiltra en el suelo y entre un 1% y 2% es evaporado y sublimado desde lo interceptado por los bosques.

Con respecto a estos resultados, no se encontraron diferencias importantes para los balances entre los modelos forzados con datos observado o reanálisis.

5 CONCLUSIONES

De este trabajo se han obtenido los siguientes resultados: (1) generar el primer modelo hidrológico para la Patagonia Chilena, (2) cuantificar las componentes más importantes del ciclo hidrológico del río Baker en el desagüe del lago Bertrand, (3) cuantificar la importancia de la falta de información meteorológica y fluviométrica en la cuenca y (4) evaluar la potencialidad del uso de reanálisis climatológicos para la construcción de modelos hidrológicos en regiones de alta montaña pobremente monitoreadas.

Con respecto al primer resultado, se generó un modelo hidrológico a través de la plataforma de modelación CRHM. El modelo fue estructurado de manera tal de poder representar de la mejor forma posible el ciclo hidrológico del río Baker, dada la escasa información disponible. Se destaca la casi nula calibración que tuvo el modelo, salvo por dos parámetros del módulo de humedad del suelo y la relación empírica que liga el nivel de lago con el caudal efluente de la cuenca. Los resultados indican un rendimiento satisfactorio del modelo en la cuenca del Río Baker ($NS > 0,7$) utilizando información meteorológica proveniente de los reanálisis. De esto se concluye la gran utilidad CRHM, que si bien fue diseñada para una región completamente diferente, debido a la semejanza de los procesos hidrológicos, se lograron obtener buenos resultados.

Del análisis de las componentes del ciclo hidrológico, se destaca la importancia de poseer una metodología para estimar la nieve caída en la cuenca, ya que aproximadamente un 30% de la precipitación total corresponde a precipitación sólida. También se destaca el gran porcentaje de infiltración que existe en la cuenca, con un valor cercano al 75% de la precipitación caída. Este último resultado sugiere que representar de la mejor manera posible este proceso es crucial para mejorar el entendimiento del ciclo hidrológico de esta cuenca. Para esto, se propone mejorar el nivel de información respecto a la delimitación de los usos de suelo, además evaluar la posibilidad de contar con información sobre perfiles de suelo, con el fin de estimar valores asociados a los módulos de humedad del suelo e infiltración. Respecto a la sublimación, se obtuvieron valores cercanos al 1% correspondientes a la sublimación estática sobre la nieve interceptada por los árboles. Sin embargo, se debe considerar que no se evaluó la sublimación dinámica producto del transporte de nieve por viento, lo cual podría resultar en un valor superior para esta componente del balance.

De la comparación de los resultados entre los modelos forzados con información meteorológica observada y proveniente de los reanálisis, se concluye que el uso de reanálisis para regiones pobremente monitoreadas resulta ser un gran aporte dentro de la caracterización meteorológica de la Región, en particular se destaca la distribución temporal de los eventos de precipitación, la que no puede ser representada a través de información meteorológica actualmente observada. Se destaca la pequeña diferencia entre los resultados para los modelos forzados con ERA-Interim y CFSR, donde a pesar de que el CFSR posee un espaciamiento de grilla 3 veces mayor, los resultados obtenidos son prácticamente los mismos. Sin embargo, para los resultados de las subcuencas RB1 y RB2, CFSR mostró siempre resultados superiores a los obtenidos con ERA-Interim. Esto se atribuye a su mayor espaciamiento de grilla.

Finalmente, se destaca el uso que podría tener este modelo en cuencas de alta montaña no controladas o pobremente monitoreadas con regímenes hidrometeorológicos similares, utilizando variables meteorológicas obtenidas de reanálisis (por ejemplo: ERA-Interim o CFSR) y las parametrización presentadas en este estudio.

6 REFERENCIAS

- Annandale, J. G., N. Z. 2001. Jovanovic, N. Benadé , and R. G. Allen . "Software for missing data error analysis of Penman-Monteith reference evapotranspiration." *Irrig. Sci.*, no. 21: 57-67.
- Aravena, J. C. 2007. "Reconstructing Climate Variability using Tree Rings and Glaciers Fluctuations in Southern Chilean Andes", chapter 4. PhD. Thesis, Graduated Program in Geography, University of Western Ontario, Canada.
- Armstrong, R. N. 2011. "Spatial Variability of Actual Evapotranspiration in a Prairie Landscape". Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, Department of Geography and Planning, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Ayers, H. D. 1959. "Influence of soil profile and vegetation characteristics on net rainfall supply to runoff." Proceedings of Hydrology Symposium No. 1: Spillway Design Floods. NRCC, Ottawa, pp. 198- 205.
- Barría, P. L. 2010. "Pronóstico de Caudales Medios Mensuales en las Cuencas de los Ríos Baker y Pascua". Memoria de título, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Chow, V.T. 1964. Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill, Inc. New York, USA
- CONAF, CONAMA, BIRF, UACH. 1999. "Catastro y Evaluación de los Recursos Vegetacionales Nativos de Chile. Región de Aysén".
- Dee, D., S. M. Uppale, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi et al. 2011. "The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, no. 137: 553-597.
- Dirección General de Aguas (DGA). 1987. "Balance Hídrico de Nacional"
- Ellis, C. R., J. W. Pomeroy, T. Brown, and J. MacDonald. 2010. "Simulation of snow accumulation and melt in needleleaf forest environments." *Hydrology and Earth System Sciences* 14: 925-940.
- Fang, X. , and J. W. Pomeroy. 2007. "Snowmelt runoff sensitivity analysis to drought on the Canadian prairies." *Hydrological Processes* 21: 2594-2609.
- Fang, X., and J. W. Pomeroy. 2009. "Modelling blowing snow redistribution to prairie wetlands." *Hydrological Processes*.
- Fowler, H. J., S. Blenkinsop, and C. Tebaldi. 2007. "Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling". *Int. J. Climatol.* 27: 1547-1578. DOI: 10.1002/joc.1556.
- Garnier, B. J., and A. Ohmura. 1970. "The evaluation of surface variations in solar radiation income." *Solar Energy*, no. 13: 21-34.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo. 2009. "Present-Day South American Climate." *Paleogeography*.

- Gonthier, C. 2011. "Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una Cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico". Tesis de magíster en Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Gray, D. M., and P. G. Landine. 1987. "An energy-budget snowmelt model for the Canadian Prairies." *Can. J. Earth Sci.*: 1292-1303.
- Granger, R. J., and D. M. Gray. 1989. "Evaporation from natural non-saturated surfaces." *J. Hydrol.*: 21-29.
- Granger, R. J., and J. W. Pomeroy. 1997. "Sustainability of the western Canadian boreal forest under changing hydrological conditions -2- summer energy and water use. In Sustainability of water resources under increasing uncertainty. ." Edited by N. Boutayeb, A. Gustard, Z. Kundzewicz and P Rasmussen D. Rosjberg. *IAHS*, no. 240: 243-250.
- Lopez, P., P. Sirguy, Y. Arnaud, B. Pouyaud, P. Chevalier. 2007. "Snow cover monitoring in the Northern Icefield using MODIS satellite images (2000-2006)". *Global and Planetary Change*, 61, 103 – 116.
- Male, D.H. and Gray, D.M. 1981. Snowcover ablation and runoff. In Gray, D.M. and Male, D.H. (Eds.), *Handbook of Snow: principles, processes, management & use*. Ontario: Pergamon Press Canada Ltd., pp. 360-436.
- Marks, D., J. Kimball, D. Tingey and T. Link. 1998. "The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood." *Hydrological Processes*, no. 12: 1569-1587.
- Martin, F. R. 2002. "Gross Evaporation for the 30-year period 1971-200 in the Canadian Prairies". Hydrological Report #147. Agriculture and Agri-Food Canada Prairie Farm Rehabilitation Administration Technical Service.
- NASA. 2008. ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) [online]. Available from <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/> (accessed October 10, 2008). ASTER GDEM is a product of METI and NASA.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe. 1970. "River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles." *Journal of Hydrology*, no. 10: 282-290.
- Perovich, D. K., T. C. Grenfell, B. Light, and P. V. Hobbs. 2002. "Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice". *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, No. C10, 8044, doi:10.1029/2000JC000438.
- Pomeroy, J. W., R. J. Granger, A. Pietroniro, J. E. Elliott, B. Toth and N. Hedstrom. 1997. "Hydrological Pathways in the Prince Albert Model Forest". A final report submitted to: The Prince Albert Model Forest Association.
- Pomeroy, J. W. and Li, L. 2000. Prairie and Arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research* 105: 26619-26634.
- Pomeroy, J. W., D. M. Gray, T. Brown, N. R. Hedstrom, W. L. Quinton, R. J. Granger and S. K. Carey. 2007. "The Cold Regions Hydrological Model, a Platform for Basing Process

- Representation and Model Structure on Physical Evidence." *Hydrological Processes* 21, no. 19: 2650-2667.
- Pomeroy, J. W., C. Westbrook, X. Fang, T. Brown, A. Minke, X. Guo. 2009. "Prairie Hydrological Study Progress Report, December 2008". Centre for Hydrology Report No. 4, Revised Version.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81-92.
- Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Mabmer and J. Dowdeswell. 2007. "Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile." *GLobal and Planetary Change*: 126–137.
- Saha, S., S. Moorthi, H.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga et al. 2010. "The NCEP Climate Forecast System reanalysis". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1015–1057.
- Silva, V., Kousky, V., Higgins, R. 2011. "Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations." *Journal of Hydrometeorology*.
- Warren, R., and D. Sugden. 1993. "The Patagonia IceField: A Glaciological Review." *Artic and Alpine Research* 25, no. 4: 316-331.
- Water Sense: An EPA partnership program. Feb. 8. 2012. <http://www.epa.gov/watersense/pubs/supply.html> (accessed May 7, 2012).

ANEXOS

ANEXO A: "PUBLICACIÓN EN REVISTA ISI"

Physically Based Mountain Hydrological Modelling using Reanalysis Data in Patagonia

Sebastián Krögh N^a., John W. Pomeroy^b and James McPhee T^{a,c}.

^aDepartment of Civil Engineering, University of Chile, Ave. Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.

^bCentre for Hydrology, University of Saskatchewan, 117 Science Place, Saskatoon, Sask. S7N 5C8, Canada

^cAdvanced Mining Technology Center, University of Chile

Abstract

Remote regions are characterized by poor quality and quantity of hydrometeorological records. Quantification, understanding and prediction of water resources on remote regions are issues that must be faced in order to develop efficient water management policies. Here, we developed a physically based hydrological model (CRHM) in order to enhance the actual knowledge of the hydrological cycle of a remote and poorly monitored basin in Patagonia. The Baker River –with the biggest mean annual streamflow of Chile– represents an opportunity to develop our study. Parameterization was undertaken by transferring parameters from Canadian environments and through physiographic characteristics of the basin. The model was forced by three input data source: (1) meteorological stations, (2) ERA-Interim and (3) CFSR reanalyses. All three precipitation input data source were first analyzed in order to quantify their temporal distribution and magnitude differences. Significant differences were found for observed and reanalyses precipitation. Differences are attributed to: (1) lack of snowfall gauge station and (2) available raingauge stations are located all at low altitude (<500 [m.a.s.l]). Model performance using observed precipitation has negligible representativeness ($NS \approx 0.2$), while using any of the two reanalyses as forcing data, model performance enhances significantly ($NS \approx 0.7$). Water balance analysis showed the relevance of snowfall component, being about 30% of the total input. Also, about 75% of total precipitation input is infiltrated, and about 15% of the losses are attributed to evapotranspiration and lakes evaporation, demonstrating how crucial is to have a good understanding of these processes.

Keywords: Physically Based Hydrological Modelling, Observed Information scarcity, Reanalyses, Patagonia, Global Parameters Transference.

1 Introduction

Chilean Patagonia contains some of the largest water reserves in the extratropical South America. Tied with economic growth, increasing energy demands have turned the attention to the region's rivers (the largest in Chile) and their yet untapped hydropower potential. Although the historical flow statistical properties of the major rivers in the area are known due to reasonably complete streamgages existing in the area, the underlying hydrology of Patagonia is poorly understood. In light of ongoing environmental change, hydrological investigations are crucial to have a better understanding of environmental systems dynamics and their possible response to human interference across spatial and temporal scales.

In spite of these information needs, there have been only very limited studies of the hydrology and climatology of the region. Aravena (2007) developed a 400-years precipitation reconstruction study using tree ring data and glacier fluctuations in the Austral Chilean Andes, finding important decadal variations for the northwest and central Patagonia and also a strong biannual oscillation for the southernmost region. Garreaud et al. (2009) using a large-scale

paleoclimatic approach described the mean annual and decadal patterns of precipitation in South America and how are they influenced by climatic indexes (PDO¹, AAO² and ENSO³), and the orographic effect. Lopes et al. (2007) studied Snow Cover Area (SCA) variability of the Patagonia Northern Ice Fields during 2000 – 2006, and correlated SCA to precipitation and air temperature, obtaining highest correlations for temperature ($R^2=0.75$). Rivera et al. (2007) quantified decreasing rates in the Northern Patagonian Ice Field, (for ice thickness up to 4.0 ± 0.97 m/yr and for area up to $3.2 \pm 1.5\%$ or 140 ± 61 km²) for the 1975 – 2001 period, based on remote sensing analysis and field data.

Although the above studies represent a great improvement on their respective areas, an important gap remains in hydrological investigations, with no published material available to date. Barría (unpublished, 2010) developed a statistical approach in the Baker and Pascua River in order to obtain monthly streamflow forecast. Because of the data-driven nature of this work, it does not improve the knowledge in the physical processes governing water movements in the basin.

Physically based models offer the opportunity of comprehending physical interactions between processes and variables within the hydrological cycle, an advantage that cannot be achieved with other types of model (empirical, conceptual or statistics, for example). The Cold Regions Hydrological Model (CRHM) (Pomeroy et al., 2007) is a physically based model developed by the centre for hydrology, University of Saskatchewan. The aim of this model is to have a better understanding of hydrological processes involved in cold environments, which are particular in the sense that a host of specific phenomena such as snow and ice accumulation, transport and melt, infiltration through frozen soils, and the like, control the hydrograph timing. CRHM has a limited need for calibration (Pomeroy et al., 2007), and most (but not all) of its parameters can be inferred from previous studies or fieldwork. This, together with its modular nature and open structure, makes it particularly suitable for testing hydrological hypothesis in poorly or ungauged basins.

Gonthier (unpublished, 2011) developed the first study in Chile using CRHM. He studied three high mountain basins in the central region of Chile (32°S), calibrating soil moisture and routing modules against streamflow records. All results showed Nash – Sutcliffe values below 0.6, and overestimation of snow accumulation up to 400% with respect to local snow pillow data. Poor modelling results were attributed in part to very low density of meteorological measurements within the basin.

Fang and Pomeroy (2007) developed a CRHM model with the aim of understanding the dynamical processes that governs drought phenomena in the Canadian Prairies. A sensitivity analysis to meteorological input data was accomplished. Results showed that even under moderate drought scenarios of 15% reduction in winter precipitation and 2.5 °C increase in winter mean air temperature, spring runoff cessation is achieved. Ellis et al. (2010) developed a CRHM model to assess the differences in snowmelt and snow accumulation in forest and clearing sites, achieving a model efficiency of 0.51 (Nash-Sutcliffe) for snow water equivalent (SWE) with slightly better representation on clearing sites; these results show CRHM predictive potentiality

¹ PDO: Pacific Decadal Oscillation

² AAO: Antarctic Oscillation

³ ENSO: El Niño Southern Oscillation

when no calibration is undertaken. Another study was developed by Fang and Pomeroy (2009) looking for the blowing snow redistribution in prairie wetlands, obtaining successfully results either with an aggregated or a fully distributed spatial representation.

Reanalyses are a scientific method for developing a comprehensive record of how weather and climate are changing over time and can compensate for lack of meteorological measurements in remote regions. "The general purpose of conducting reanalyses is to produce multiyear global state-of-the-art gridded representations of atmospheric states, generated by a constant model and a constant data assimilation system" (Saha et al., 2010). The current generation of reanalyses assimilate data from satellite observations, *in situ* surface measurements such as: 2 [m] temperature, relative humidity, wind speed (*u/v*), etc.; and upper-air variables from radiosondes, wind profilers, aircraft, etc. (Dee et al., 2011 and Saha et al, 2010). In this study we test two of the most recent products available, namely CFSR⁴ and ERA-Interim, developed by NCEP-NCAR and ECMWF, respectively.

ERA-Interim: ERA-Interim is the latest global atmospheric reanalysis produced by the ECMWF, and covers the period from 1 January 1989 onwards. Gridded data product includes a large variety of 3-hourly surface parameters, and 6-hourly upper-air parameters (Dee et al., 2011). Has a spatial resolution of 1.5° and 37-pressure levels (increasing in 14 levels the preceding version ERA-40).

CFSR: CFSR covers the 31-yr period from 1979 to 2009. It was designed to be a high-resolution coupled atmosphere-ocean-land-surface-sea ice system, and provide the best estimation of the state of these domains over this period (Saha et al., 2010). Its spatial resolution varies from 0.25° in the equator to 0.5° beyond the tropics, with 40 pressure levels.

Silva et al. (2011), showed a comparison between CFSR and other NCEP-NCAR reanalyses: (R1) and the NCEP-DOE Second Atmosphere Model Intercomparison Project (AMIP-II) (R2), over South America. Particularly, over the Andes Cordillera, all three reanalyses (CFSR, R1 and R2) seem to overestimate total precipitation, but definitive improvements were achieved with CFSR, probably due to its higher spatial resolution and the associated better representation of regional topography.

In this work we attempt the first in-depth description of the hydrology of the Upper Baker River Basin, in the Chilean Patagonia, based on the combination of a physically based hydrologic model (CRHM) and global meteorological reanalyses. The Baker River is the largest in Chile in terms of annual flow, and is ungauged in a slightly different sense as most ungauged basins in developed countries, as its streamflow data is of better quality and coverage than the meteorological data available. Hence, the main goal of this research is to describe a plausible combination of hydrological processes giving rise to the observed streamflow record in order to enable future global change impact assessments.

⁴ CFSR: Climate Forecast System Reanalysis.

2 Study site and observations:

2.1 Location

The Upper Baker River Basin (UBRB) is defined by the Bertrand Lake outlet streamgauge, and has an area of 15.905 Km² (see Figure 1). Here, the Baker River is one of the largest in Chile, (Figure 3), with an annual average discharge of 566 [m³/s] (Barría, 2009 - unpublished). The basin is characterized by very heterogenous climate, geology and land cover, with landscapes types that include glacier and ice fields (2787 Km² (17.5%)), rivers and lakes (2109 Km² (13.3%)), dense forest (2777 Km² (17.5%)), grassland and shrubs (5984 Km² (37.6%)), peat (66 Km² (0.4%)) and rock (2182 Km² (13.7%)) (see Figure 7).

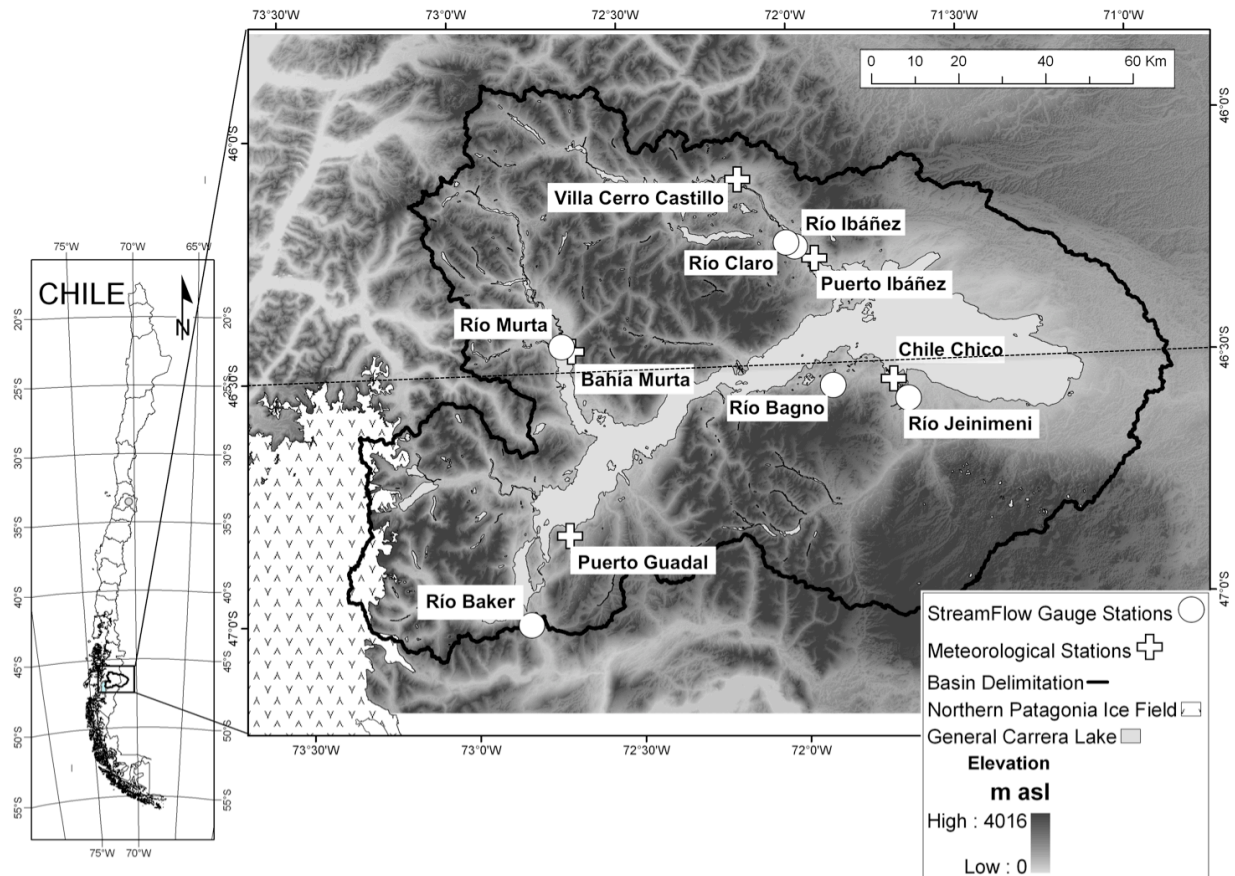


Figure 1: Baker River Basin at the drainage of Bertrand's lake. Dashed line shows a cross section at -46.5 °S.

Regional climate is dominated by the interaction of weather fronts traveling east from the Pacific Ocean and the topographic barrier of the Andes Cordillera. Here, mountains reach up to 4000 [m a.s.l.] in under 100 [km], and generate a steep west to east precipitation gradient (Warren and Sugden, 1993); as a results, precipitation in the western part of the basin can reach more than 2000 [mm] annually, whereas the eastern region has a plain-like climate with annual precipitation in the order of 400 [mm] (see Figure 2 and Figure 4). Although precipitation decreases during the spring/summer season (September through March), rainy conditions persist throughout the year. Temperature reaches freezing conditions during the winter (JJO) season, whereas maximum summer temperatures usually oscillate around 15 C. The prevalence of cold conditions makes snow and ice formation and melt a dominating process in the region's

hydrology. Figure 3 illustrates this effect, with Baker river flows peaking during the warm season (February) in a strong seasonal pattern.

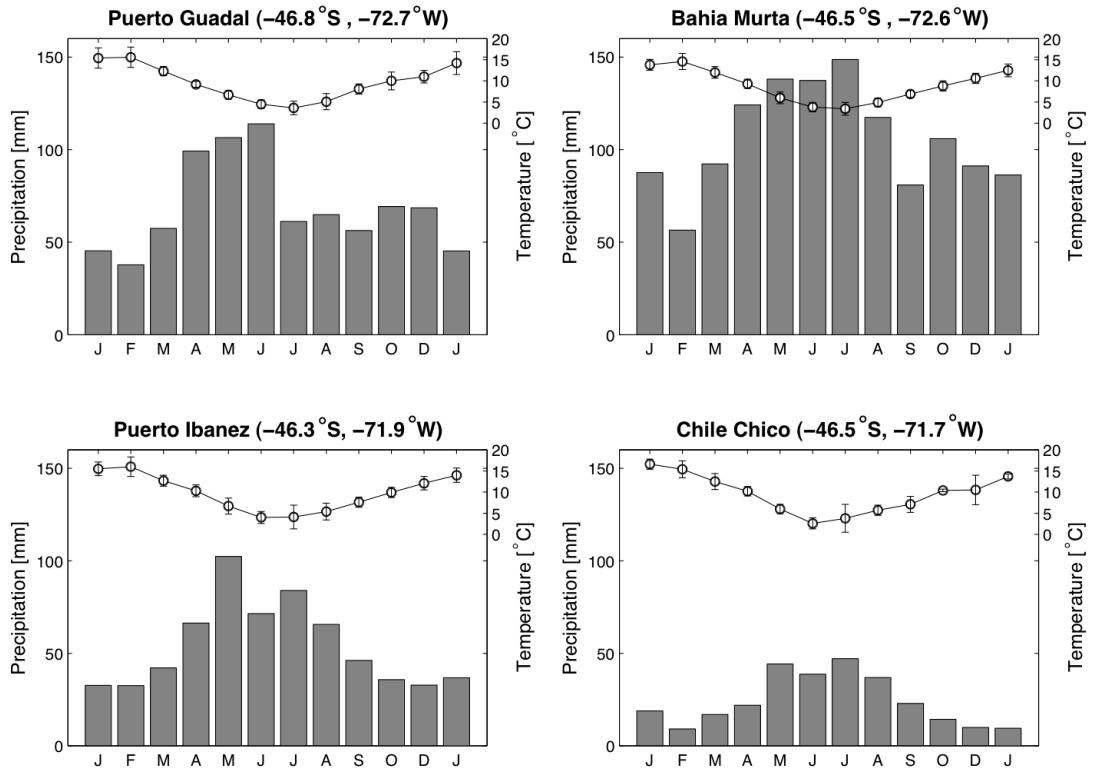


Figure 2: Monthly mean precipitation and temperature at meteorological stations. Error bars correspond to temperature standard deviations.

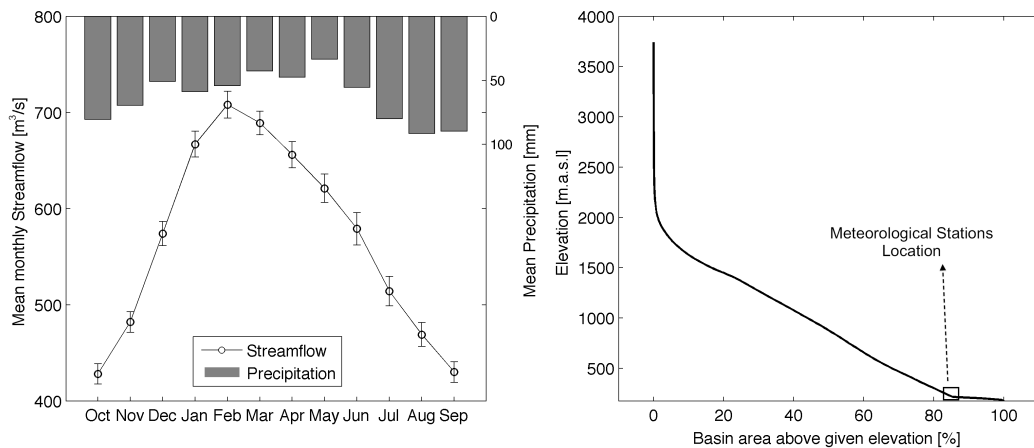


Figure 3: Left panel shows Monthly Mean Streamflow in Baker river at the drainage of Bertrand's Lake. Error bar shows monthly streamflow standard error. Right panel shows hypsometric curve with approximately meteorological station location.

2.2 Observed Data

Standard streamflow and meteorological data are available from stations operated by the Dirección General de Aguas (National Water Directorate). Given the spatial extent of the basin, it may be said that streamflow data is more available than weather data. Table 1 contains information on the existing stations, and those used for this work are highlighted. Data gaps prevented the use of all station records existing for the region.

Table 1: Available streamflow and meteorological gauge stations within the basin.

Gauge Station	Data Nature	Start	End	Z [m a.s.l.]	Mean annual Runoff [m ³ /s]	Precipitation - Temperature - Streamflow. Monthly missing*** [%]
Puerto Guadal	Meteorological**	Dec 93	-	210	N/A	92 % - 92% - N/A
Bahía Murta	Meteorological**	Aug 93	-	240	N/A	100% - 100% - N/A
Puerto Ibáñez	Meteorological**	Dec 61	-	215	N/A	39% - 96% - N/A
Chile Chico	Meteorological**	Oct 63	Nov 04	215	N/A	25% - 17% - N/A
Villa Cerro Castillo	Rain Gauge	Oct 92	-	345	N/A	100% - N/A - N/A
Río Baker	Streamflow	Apr 63	-	200	568	N/A - N/A - 100%
Río Murta	Streamflow	Dec 85	-	219	93.5	N/A - N/A - 100%
Río Ibáñez	Streamflow	Jan 95	-	220	158	N/A - N/A - 100%
Río Jeinimeni	Streamflow	Apr 95	Jan 04	*	27	N/A - N/A - 0.05%
Río Bagno	Streamflow	Apr 95	-	*	1.5	N/A - N/A - 92%
Río Claro	Streamflow	Feb 85	Nov 02	*	9.7	N/A - N/A - 0%

*No Information available. **Meteorological data correspond to daily precipitation and daily maximum, minimum and mean temperature. *** Within modelling period. N/A: Not Applicable. Grey Shading for stations used in this work. [Source: Dirección General de Agua]

It should be noted that no snow measuring stations exist, and that the location of the meteorological stations, in principle, not necessarily captures the full extent of the spatial variability in precipitation. Particularly, the westernmost raingauges are located east of the Andes, likely within the precipitation shadow discussed above.

3 Methodology

3.1 Reanalysis data

Here we try to overcome the lack of snow accumulation measurements and a limited number of meteorological stations for hydrologic modeling by incorporating data from ERA-Interim and

CFSR reanalyses. As discussed before, these represent the state-of-the-art in global climate characterization, and constitute improvements with respect to previous versions. Prior to using these as input to our hydrologic model, we analyze them in the context of local weather and streamflow data.

A first analysis involves comparing the way in which each reanalysis represents the regional topography. Figure 4 shows a cross section at lat. 46.5 °S showing ERA-Interim and CFSR elevation, compared with ASTER GDEM⁸ (NASA, 2008) satellite elevation (30 [m] spatial resolution); annual precipitation for the modeling window is also shown in the upper panel, with bars appropriately located given the spatial resolution of each reanalysis (three nodes for ERA-Interim, nine nodes for CFSR). Bars representing observed precipitation data are located at the approximate longitude of the corresponding meteorological stations. Although both reanalyses include realistic approximations of the regional topography, CFSR's higher spatial resolution allows for a better representation than ERA-Interim, with steeper and higher topography at the western side of the basin. Although it is not possible to assess which reanalysis achieves better precipitation estimates at the western edge of the region, for the central section around 72 °W CFSR matches more closely the observed values. When comparing a reference node (46.5 °W, 72 °S), differences of about three times in mean annual precipitation were detected (682 and 1870 mm/yr for CFSR and ERA-Interim respectively).

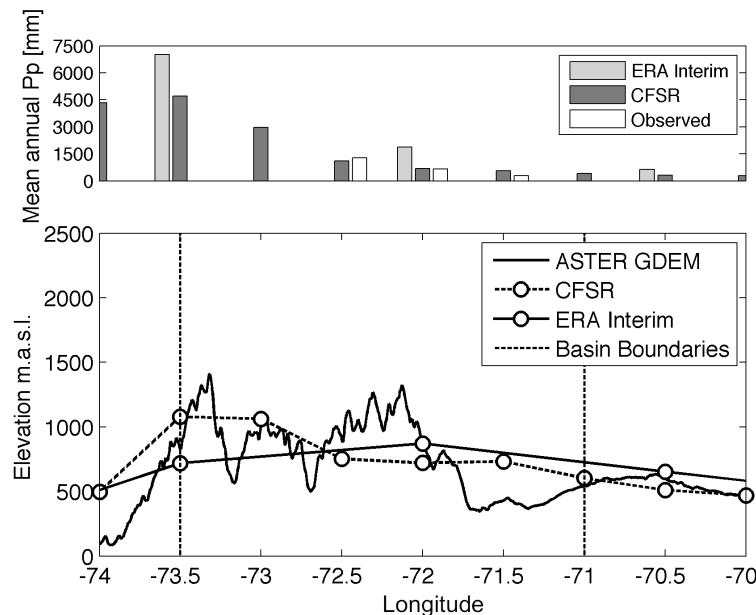


Figure 4: Upper panel shows mean annual precipitation for the modelling period. Bottom panel shows altitude cross-section at lat. -46.5 [°S]. ASTER GDEM value correspond to average altitude between 46.25°S – 46.75°S.

A second analysis involves the meteorological characteristics of storm events as captured by each data source. Figure 5 includes daily precipitation v/s temperature scatter plots (a), b) and c)) and precipitation histogram (d), e) and f). Scatter plots show important differences between each data source. For example, the observed record has almost no precipitation events with air temperatures below 0 °C, whereas reanalyses data show a significant amount of precipitation

⁸ ASTER GDEM: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) Global Digital Elevation Model (GDEM).

occurring at temperatures below 0 °C (127 (17 %) and 93 (13%) events for ERA-Interim and CFSR respectively), during the modeling period. Given that snowstorm events are routinely observed in the region, it is possible to conclude that i) the current precipitation record does not include snowfall; ii) as a result, low bias in recorded annual precipitation is very likely.

Another difference between reanalysis and observed data is the fact that most of the observed precipitation events occur at about 10 °C, which is 5 °C above the temperature at which the majority of precipitation events from reanalyses occurs. In this context, reanalysis data tends to reflect colder precipitation events, with most precipitation occurring at temperatures below 15 °C. On the other hand, observed temperatures show precipitation events with daily temperatures up to 20 °C. Precipitation magnitudes show important discrepancies, with values up to 80 [mm/d] for reanalyses and less than 40 [mm/d] for observed data.

Histograms show how different the total numbers of precipitations events are; up to three times between observed and reanalyses data (332, 308 and 108 for CFSR, ERA-Interim and observed data respectively, for mean annual number of precipitation events during the modeling period).

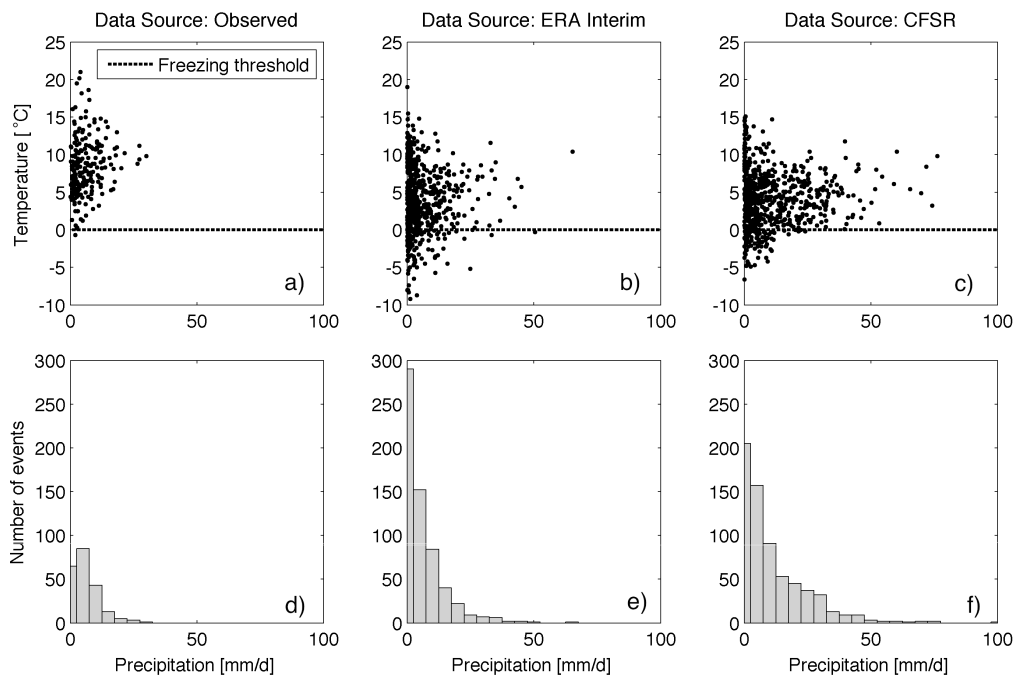


Figure 5: For subplots d), e) and f): precipitation interval used was 5 [mm/d]. 0 [mm/d] values were excluded from observed data, and a filter of 0.1 [mm/d] was applied for both reanalysis precipitation data. Observed precipitation corresponds to Puerto Ibáñez. ERA-Interim and CFSR data correspond to node (-46°S, -72.5°W) and node (-46.5°S, -72°W), respectively.

Furthermore, when inspecting observed daily streamflow (Río Ibáñez) and precipitation (Puerto Ibáñez) data (Figure 6), several high-flow events are concurrent with zero precipitation. Two examples of this are displayed and highlighted with dashed lines in the lower panels of Figure 6, this time with reanalysis data shown in columns. Observed streamflow peaks show good agreement with reanalyses storm data, in contrast with observed precipitation, where several gaps can be seen. These information gaps may be due to station malfunctions or maintenance

works, but will nevertheless affect the potential of the observed data series for informing the modeling exercise.

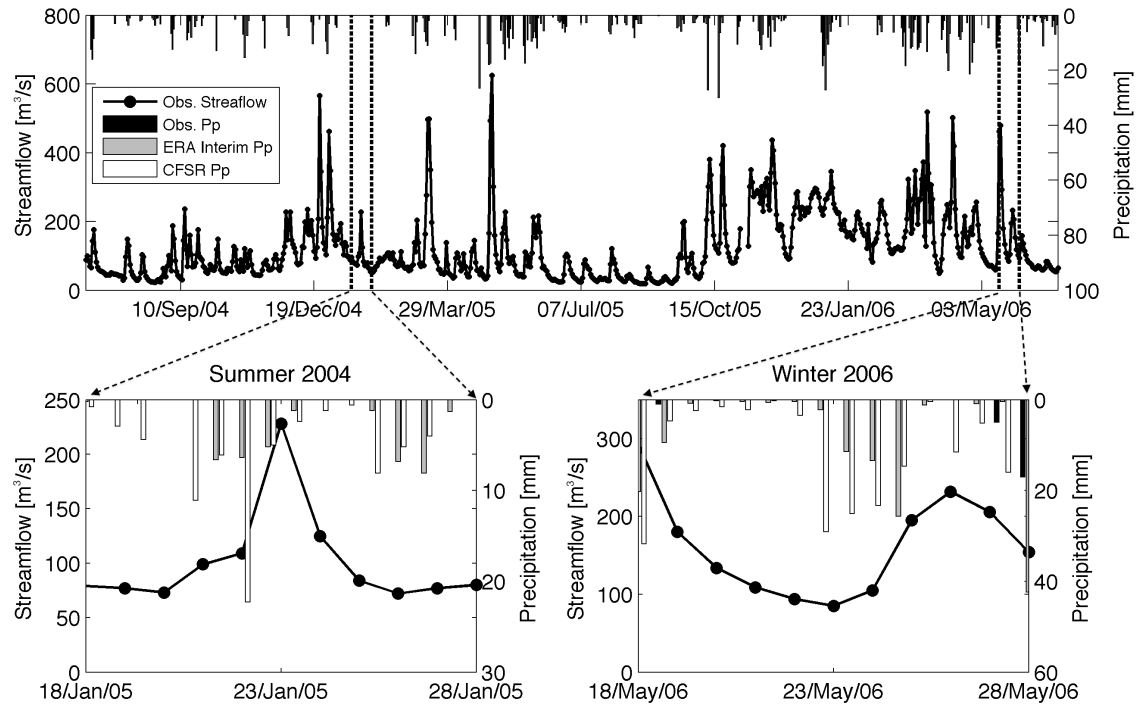


Figure 6: At the top of the figure a comparison between precipitation and streamflow observed at Puerto Ibañez station. At the bottom, two precipitation gaps examples are highlighted, additionally with reanalyses precipitation data.

3.2 The Cold Regions Hydrological Model (CRHM)

The Cold Regions Hydrological Model platform (CRHM) is a physically based model developed by the University of Saskatchewan for simulating the hydrological cycle across temporal and spatial scales, with specific characteristics suited for representing hydrological processes in cold region environments (Pomeroy et al., 2007).

One of the main features of this model is its flexible modular structure, where each hydrological process, such as snow redistribution by wind, snow interception, sublimation, melt, infiltration into frozen soils, evapotranspiration and radiation exchange are represented by different modules, which may be activated in order to achieve a better representation of the hydrological system, according to the modeler's understanding of the processes relevant for runoff generation. Each module is interconnected, consistently, in order to simulate the entire specific hydrological cycle. The sequence of processes is defined by the user according to his understanding of the hydrology of the area, and the spatial distribution of hydrological processes is represented through the Hydrologic Response Unit (HRU) concept. The HRU is the basic locus of mass and energy balance calculations, and is defined based on biophysical landscape characteristics. HRUs may be disjoint spatially, but they can always be linked to observable features that define hydrological behavior, such as shallow or deep soils, steep or shallow slopes, orientation, elevation range, etc.

CRHM is a physically based model, which means that each hydrological process is represented following physically based equations, based on the state of art of each process. Although this is accomplished in almost all of the hydrological processes, such as: snow distribution, canopy interception, snow accumulation and snow melting; there are a couple of them like runoff routing and soil moisture that are not represented in a physical basis. One of the advantages of physically based modules, is that parameterization can be accomplished through fieldwork measurements or literature values. For conceptual modules, calibration can be undertaken, or literature values can be used as well.

3.3 Model setup

The UBRB catchment area is 15.904 km². In order to model it practically with CRHM we divided it into smaller "*Representative Basins*" (RB), defined by common hydro-meteorological features. The criteria for RB delineation included, hierarchically, i) the existence of a streamgauge defining a subcatchment of the larger basin, and ii) the existence of climatic differences that would suggest different hydrologic behavior. The second criterion is supported by strong climatic gradients across the region, which express in variations in precipitation, temperature, exposure to wind, and the like.

The combination of these criteria resulted in the definition of eight RBs, namely "Puerto Ibáñez" (RB1) and "Murta River" (RB2) -where streamgauges exist-, and three ungauged RBs associated with significant streams: (> 500 km² contributing area) "Jeninimeni y los Antiguos"¹⁰ " River (RB3), "León River" (RB4) and "Delta River" (RB5). The remaining basin area is characterized by different meteorological conditions (most notably defined by the West-East precipitation gradient), resulting in a windward (RB7) and lee (RB6) sides respectively. The General Carrera Lake (RB8) defines the last RB. Figure 7 shows the RB delimitations, including land cover over the Baker basin area, and also RB1 and RB2 HRU designation. HRU designation criteria are further discussed on section 3.3.1.

In order to take into account the existence of General Carrera Lake, the modeling strategy includes simulating separately each RB, in order to subsequently drain the resulting runoff into the General Carrera Lake (RB8). Lake processes include only evaporation and routing of all incoming flows; the latter was achieved with an empirical rating curve given by:

$$h_{lake} = 0.0037 \cdot R_{lake} + 0.8683 \quad \text{(Equation 1)}$$

Where h_{lake} is the daily mean lake elevation [m] and R_{lake} is the lake outflow [m³/s]. This relation was constructed using 625 data records within the modeling period, and a determination coefficient (R^2) of 0.98 was achieved.

¹⁰ Río Jeninimeni y los Antiguos correspond to two close sub-basins, which were collapsed into one due to close distance between both outlets and similarity on land cover.

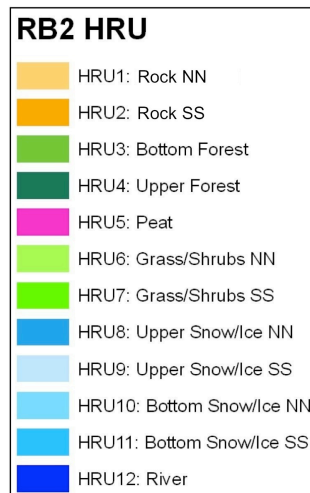
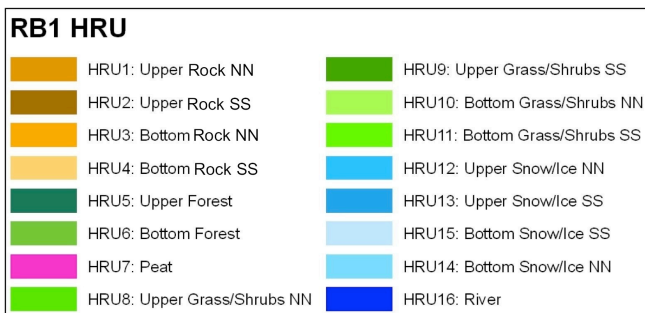
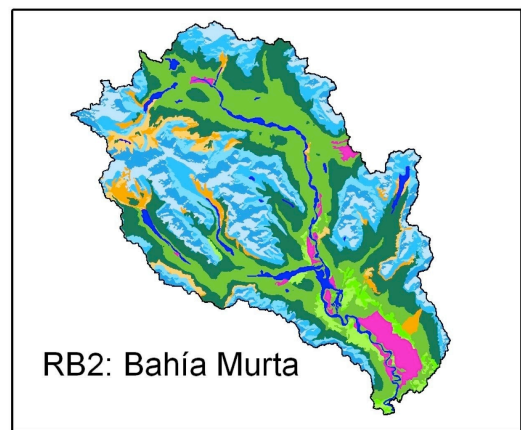
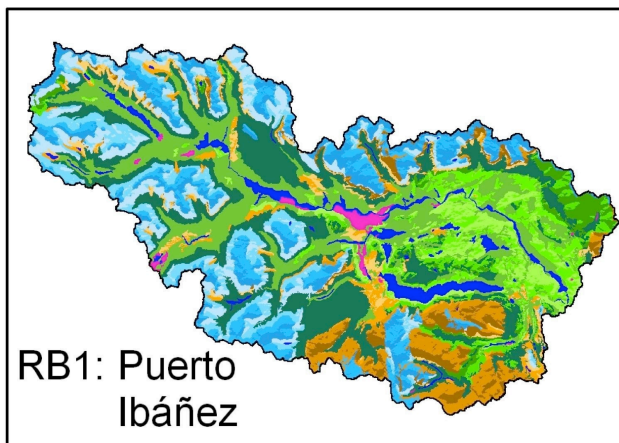
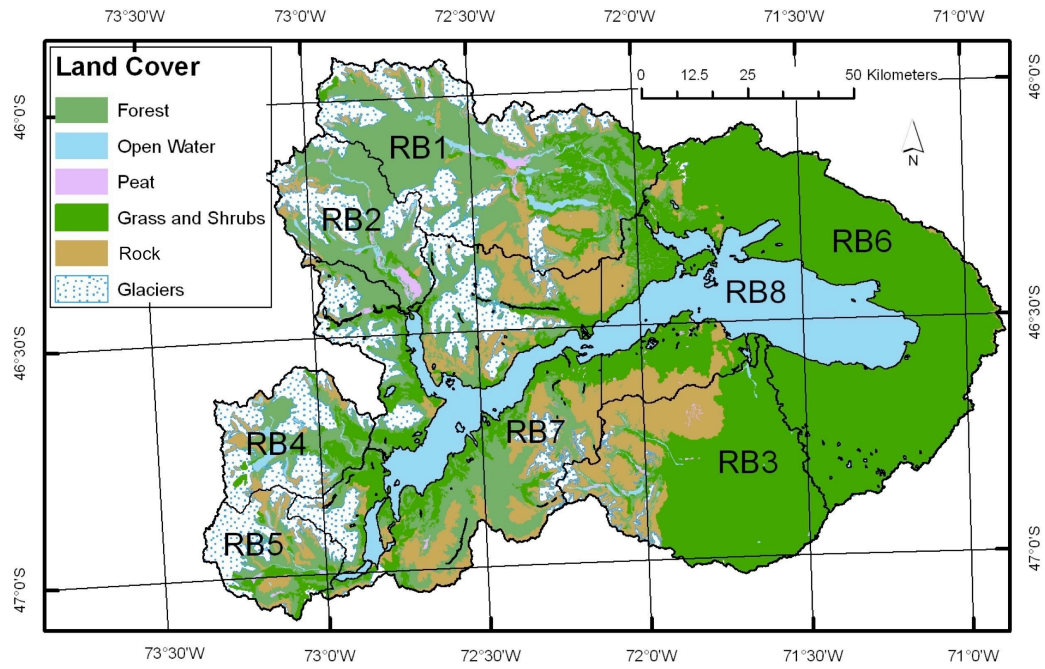


Figure 7: Land Cover Map, with each Representative Basin division. RB1: Puerto Ibáñez, RB2: Bahía Murta, RB3: Jeinimeni y Los Antiguos, RB4: Río León, RB5: Río Delta, RB6: Lee side, RB7: Windward side and RB8: General Carrera Lake.

3.3.1 HRU and modules selection

HRUs were defined using geomorphological and land use criteria, such as: elevation, aspect and land cover (see Figure 7). The first classification used to obtain HRUs is land cover (CONAF, 1999), where 5 dominant types were identified: rock, grass and shrubs, peat, snow and ice, forest and water (rivers and lakes). Once this classification is set, each land cover was divided into North and South face, assuming that snow melt process plays a crucial role in the hydrological regime (inferred from the observed hydrograph, see Figure 3). The third classification depends on the range of altitude of each HRU, in order to capture the effect of temperature gradient on the water balance.

To quantify how wide or narrow is the altitude range of any HRU; the mean altitude and the standard deviation of the altitude are used as indicators. If the range of altitude is bigger than 500 [m] and the standard deviation bigger than 200 [m], then the classification is split into an upper and bottom elevation band, using the mean altitude as the limit elevation. Using a dry adiabatic temperature lapse rate of 0.065 °C/100m in a range of 500 [m], temperature variability goes up to 3.75 °C, which is lower than the annual standard deviation for average daily temperature (5 °C). This is why 500 [m] is a reasonable elevation band width, together with parsimonious criterions.

The number of HRU for each RB varies from 1 to 16, depending on the altitude range of the RB and the different kind of land cover that each RB might have. After this, an order of drainage needs to be specified. This means, for example, that HRU1 will drain to HRU3 and so on for each HRU within each RB. In order to set the drainage sequence, higher HRUs will drain to lower HRU, and North (South) faces will drain to North (South) faces (see Figure 8).

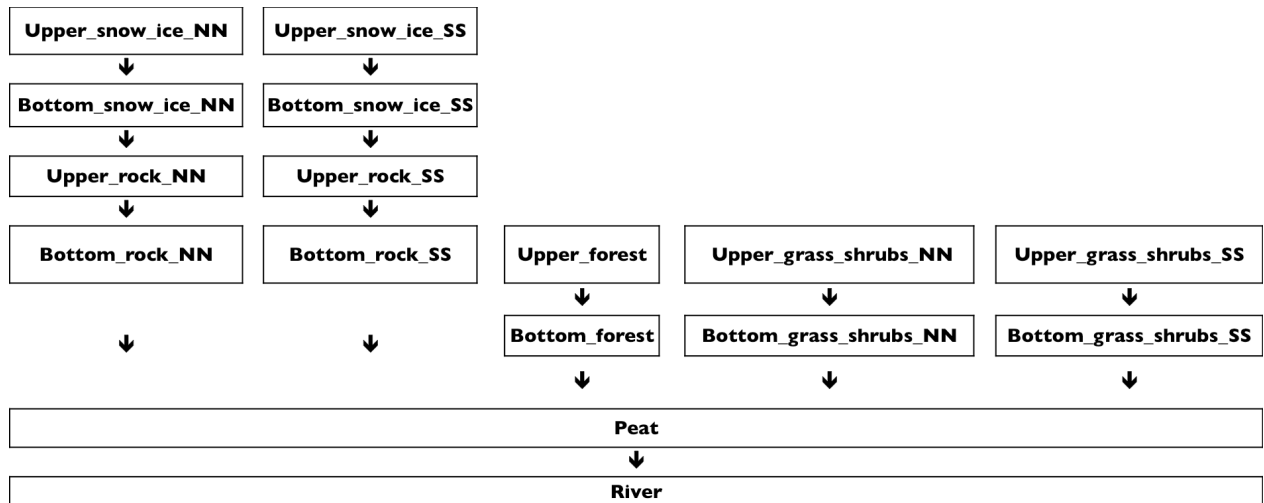


Figure 8: RB1 drainage sequence. NN (SS) refers to North (South) face orientation of the HRU.

A set of physically based modules was assembled in each RB to simulate the hydrological processes relevant to Baker River basin. These modules include:

- Observation module: reads the meteorological data (temperature, wind speed, relative humidity, vapour pressure, precipitation, and radiation), providing these inputs to other modules;

- Radiation module: calculates the theoretical global radiation, direct and diffuse solar radiation, as well as maximum sunshine hours based on latitude, elevation, ground slope, and azimuth (Garnier and Ohmura, 1970);
- Long-wave radiation module: estimates incoming long-wave radiation using incident short wave (Sicart et al., 2006);
- Albedo: estimates snow albedo throughout the winter and into the melt period (Gray and Landine, 1987);
- NO-PBSM (Prairie Blowing Snow Model): calculates snow water equivalent from snowfall.
- EBSM (Energy-Budget Snowmelt Model): estimates snowmelt by calculating the energy balance of radiation, sensible heat, latent heat, advection from rainfall, and change in internal snowpack energy (Gray and Landine, 1987);
- Annandale: estimates incoming short wave radiation from daily minimum and maximum temperatures (Annandale et al., 2001);
- Ayers: handles soil infiltration depending on groundcover and soil texture (Ayers et al, 1959);
- Evaporation module: two types, (1) Grange’s evaporation expression (Granger and Gray, 1989; Granger and Pomeroy, 1997) estimates actual evaporation from unsaturated surface, and (2) Priestley and Taylor evaporation expression (Priestley and Taylor, 1972) estimates evaporation from saturated surface or water body;
- Canopy module: estimates the snowfall and rainfall intercepted by the forest canopy and updates the under-canopy snowfall and rainfall and calculates short-wave and long-wave sub-canopy radiation (Ellis et al., 2010);
- Muskingum routing module: the Muskingum method is based on a variable discharge-storage relationship (Chow, 1964) and is used to route runoff between HRU;
- Soil Moisture module: Handles soil moisture for frozen and unfrozen periods (Pomeroy et al., 2007);
- Lake evaporation module: empirical relation that estimates monthly lake actual evaporation with monthly wind speed, relative humidity and temperature, following the Meyer Formula (Martin, 2002).

3.3.2 Parameterization

Parameterization was undertaken using, in first place, physiographic characteristics, such as: mean elevation, aspect, slope, terrain view, area, etc., obtained from ASTER GDEM analyses. Also, a set of parameters was assigned depending on the land cover classification of each HRU (CONAF, 1999). These parameters are presented on Table 2.

Table 2: CRHM parameterization

Module / Land Cover		Rock	Glaciers	Grass and Shrubs	Forest	Peat	Water
Albedo	Albedo_bare	0.15	0.5	0.17	0.091	0.11	0.1
	Albedo_snow	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.1
Ayers	Ground Cover	None	None	Small Grains	Forested	Good Pasture	None
	Texture	N/A	N/A	Medium/fine over fine	Medium over medium	Coarse/medium over coarse	N/A

Module / Land Cover		Rock	Glaciers	Grass and Shrubs	Forest	Peat	Water
Canopy	LAI*	0	0	0	3	0	0
Clearing	Sbar** [kg/m ²]	0	0	0	6.6	0	0
	Lapse_rate [°C/100m]	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65
OBS	Tmax_allrain [°C]	2	2	2	2	2	2
	Tmax_allsnow [°C]	0	0	0	0	0	0
	Cov_type	No soil evap.	No soil evap.	Evap. from recharge layer only	Evap. from all soil moisture	Evap. from recharge layer only	No soil evap.
	Soil_withdrawal	N/A	N/A	Loam	Loam	Organic	N/A
	Daily subsurface drainage from soil Column [mm/d]	0	0	10	10	10	0
Soil	Daily subsurface drainage from recharge [mm/d]	0	0	10	10	10	0
	Maximum Depression Storage [mm]	300	300	5	0	300	1000
	Maximum Soil Moisture Capacity [mm]	0	0	600	600	340	0
	Maximum Soil Recharge [mm]	0	0	60	60	150	0

* Leaf Area Index [0.1 – 20]. ** Maximum Canopy Interception Load [kg/m²].

Daily subsurface drainage from recharge and soil parameters were calibrated using the Nash-Sutcliffe coefficient as the function to maximize.

For soil module, maximum soil moisture capacity and maximum soil recharge parameters for grass and shrubs, and forest, were transferred from Canadian Prairies (Pomeroy et al, 2009), and for peat from Canadian sub-alpine tundra (Quinton et al., 2005). Depression storage parameters for grass and shrubs, and forest were transferred from (Pomeroy et al., 2009). Depression storage parameter for rock, glaciers and peat were calibrated, assuming the same value for each land cover type. Anyway, model showed low sensitivity to this parameter.

Albedos values for peat, Grass and Shrubs were taken from Armstrong (2011), and for Forest and Rock from Pomeroy et al. (1997). For ice albedo, there's a big variability depending on ponding conditions, a value of 0.5 was taken as an average representative value for white ice (Perovich et al., 2002).

It is important to highlight that almost no calibration was applied to the model. Only two soil moisture parameters, and the storage-discharge relationship for the lake were calibrated.

3.3.3 Input data Correction

Initial test model runs revealed important discrepancies (bias) between observed and simulated runoff, either when forcing the model with observed or reanalysis data. This bias problem has been found in other studies.

There are previous experiences where low bias was found. For example, Pan et al. (2003) compared SWE from 4 land surface models (Noah, MOSAIC, SAC and VIC) against 3 retrospective years with SNOTEL-Measured data. Experiments indicated that most of the bias in SWE is removed by scaling the precipitation by a regional factor based on the regression of the North American Land Data Assimilation (NLDAS) and SNOTEL-Measured precipitation.

We attempted to mitigate this problem by implementing a Precipitation Correction Factor (PCF) for adjusting daily precipitation throughout the modeling period. Correction factors for gauged RBs (RB1 and RB2) were estimated using the following expression:

$$PCF_{i+1} = PCF_i * \frac{R_{obs}}{R_{sim,i}} = PCF_i * \frac{R_{obs}}{Pp \cdot PCF_i - \Lambda_i} \quad \text{Equation (2)}$$

Where R_{obs} is observed volume of water [m^3] for the modeling period, and $R_{sim,i}$ is simulated volume of water [m^3] for each model run “i”. Pp is precipitation input data, and Λ_i is system loss (evaporation, sublimation, etc.), calculated for each model run. Iterations “i” were performed manually.

Although we suspect a similar bias problem affecting the simulation of ungauged RBs, the lack of runoff data, combined with the high spatial variability suspected for rainfall processes in this region, preclude our ability to estimate PCFs specific for each sub-basin from this estimated in gauged basins. We circumvented this problem by accepting the mean annual precipitation estimates contained in Chile’s *National Water Budget (DGA, 1987)*. The National Water Budget contains annual rainfall isoyethal maps for the entire country at a 1:1,000,000 scale, estimated subjectively based on observed streamflow and meteorological records. The estimates take into account the likely spatial distribution of precipitation due to orographic effects, as well as basin-wide evapotranspiration losses estimated through the Turc-Pike relation. Although crude, this is the only source of annual rainfall data currently available for this region, which is suitable for the purposes of this research. PCF is estimated as follows:

$$PCF = \frac{Pp}{Pp_{NWB}} \quad \text{Equation (3)}$$

Where Pp = are total precipitation input, and Pp_{NWB} = total precipitation from the National Water Budget, in m^3 .

Correction factors multiply daily precipitation values. Results corresponding to PCF values are shown in Table 3. Based on the values of these factors, it is possible to infer that CFSR does the best job in estimating area-wide precipitation input to the hydrologic system, whereas the observed record shows the largest bias, requiring more than a two-fold correction in order to approximate total water inputs to the basin.

Table 3: Correction Factor used for each precipitation data source simulation.

Representative Basin	Observed	ERA-Interim	CFSR
RB1: Puerto Ibáñez*	1.1	0.36	0.63
RB2: Bahía Murta*	2.15	0.7	1.6
RB3: Jeinimeni y Los Antiguos**	0.8	0.07	0.36
RB4: Río León**	6.3	0.6	1.4
RB5: Río Delta**	6.1	0.6	1.5
RB6: Lee Side**	0.5	0.05	0.6
RB7: Windward Side**	0.8	0.13	0.9
RB8: Lake**	0.65	0.075	0.85
Average	2.30	0.32	0.98
Standard Deviation	2.46	0.28	0.46

*Values estimated using Equation (2)

** Values estimated using Equation (3)

4 Results and Discussion

4.1 Model Testing: Different Input Sources

We evaluate the performance of each input source by comparing simulated streamflow at the two gauged RB plus the General Carrera Lake outlet. Performance statistics include the Nash-Sutcliffe coefficient (NS, Nash and Sutcliffe, 1970), Root Mean Square Error (RMSE) and BIAS:

$$NS = 1 - \frac{\sum (x_o - x_s)^2}{\sum (x_o - \bar{x}_o)^2} \quad \text{Equation (4)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{o,i} - x_{s,i})^2}{n}} \quad \text{Equation (5)}$$

$$BIAS = \frac{\sum x_s}{\sum x_o} \quad \text{Equation (6)}$$

Where x_o , x_s , \bar{x} and “n” are observed, simulated, mean of the observed values and total number of values, respectively.

Table 4: Model performance for different input source

Data Source	RB1			RB2			Baker Basin		
	NS	RMSE [m ³ /s]	BIAS	NS	RMSE [m ³ /s]	BIAS	NS	RMSE [m ³ /s]	BIAS
Observations	0.09	148	-0.05	0.21	84	-0.01	0.18	105	0.02
ERA Interim	0.32	99	-0.03	0.16	86	0.02	0.74	59	0.00
CFSR	0.54	81	-0.02	0.32	77	0.00	0.69	64	0.00

Large differences were found for every data source and subbasin (see Table 4). In general terms, performance is enhanced when forcing with reanalyses instead of observed data, especially for Baker basin, where the differences are more significant. The well-established calibrated relation between lake-level and outlet runoff can explain, in part, the satisfactory results associated to Baker basin model performance. This relation constrains the range of possible values for the runoff, attenuating peak flows.

Best performance for RB1 and RB2 models, were achieved when CFSR forcing data was used. This can be explained through the CFSR spatial resolution, which, as showed in Figure 4, is three times the ERA-Interim, and many times the meteorological station density. In particular, local meteorological conditions of RB2 are crucial in the performance of the model, due to the high influence of Ice Fields. These local conditions are better represented by a higher spatial resolution reanalysis like CFSR or a meteorological station within the subbasin (Bahía Murta), which could explain the poorly satisfactory result obtained for RB2 using ERA-Interim data, with only one node within Baker basin.

A series of plot with each simulation using CFSR data input are shown in Figure 9, with the exception of RB8, which for practical reasons was only used to estimate lake surface evaporation. RBs 6 and 3 are both at the lee side of the basin (semi-arid conditions), and also have shallow soil profiles, and therefore baseflows have small influence into the hydrograph.

As shown in Figure 9, peak flows are not synchronized at each RB, which is something expected due to the basin area. This feature revealed the potential of CFSR reanalyses, were with higher spatial resolution, can distinguish different peak flows for different RBs. This characteristic cannot be accomplished with ERA-Interim reanalysis, because it has only one node within the basin.

Figure 10 shows monthly aggregated results using CFSR input data. Significant runoff underestimation can be seeing in RB1 and RB2 for the summer season (DEF), especially for RB2. This season is dominated by snowmelt runoff, this suggest that snowmelt process is not being successfully represented. A further analysis regarding snow component is discussed on Section 4.2.

Bottom panel shows some differences for peaks flows in RB1 and RB2 simulations, especially for RB2. Base flows are, in general, well represented by the model. RB1 simulation showed a slightly tend to underestimate peaks flows. Baker basin model represents base and peak flows successfully, with a high correlation of 0.89.

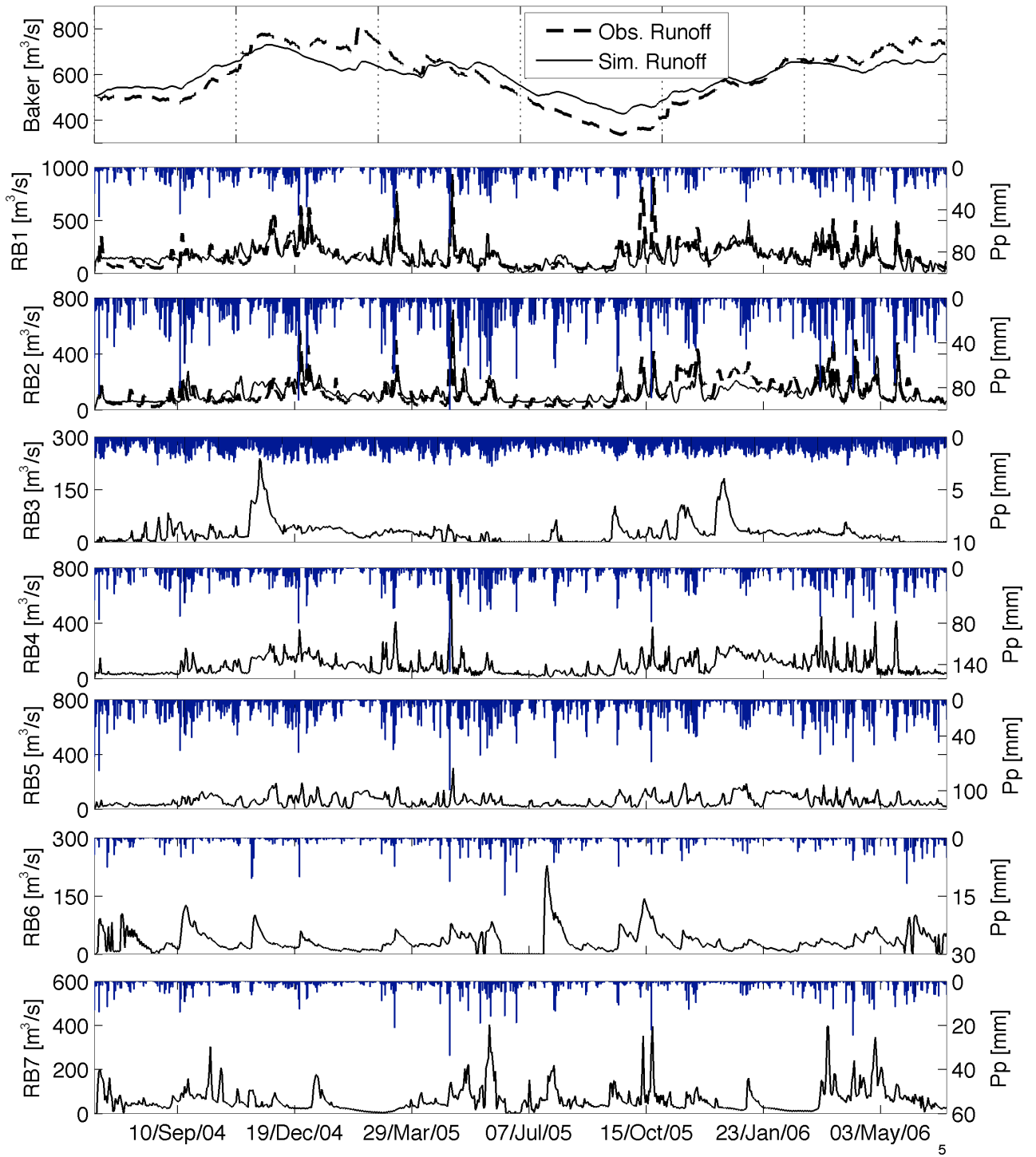


Figure 9: Model simulation using CFSR input data

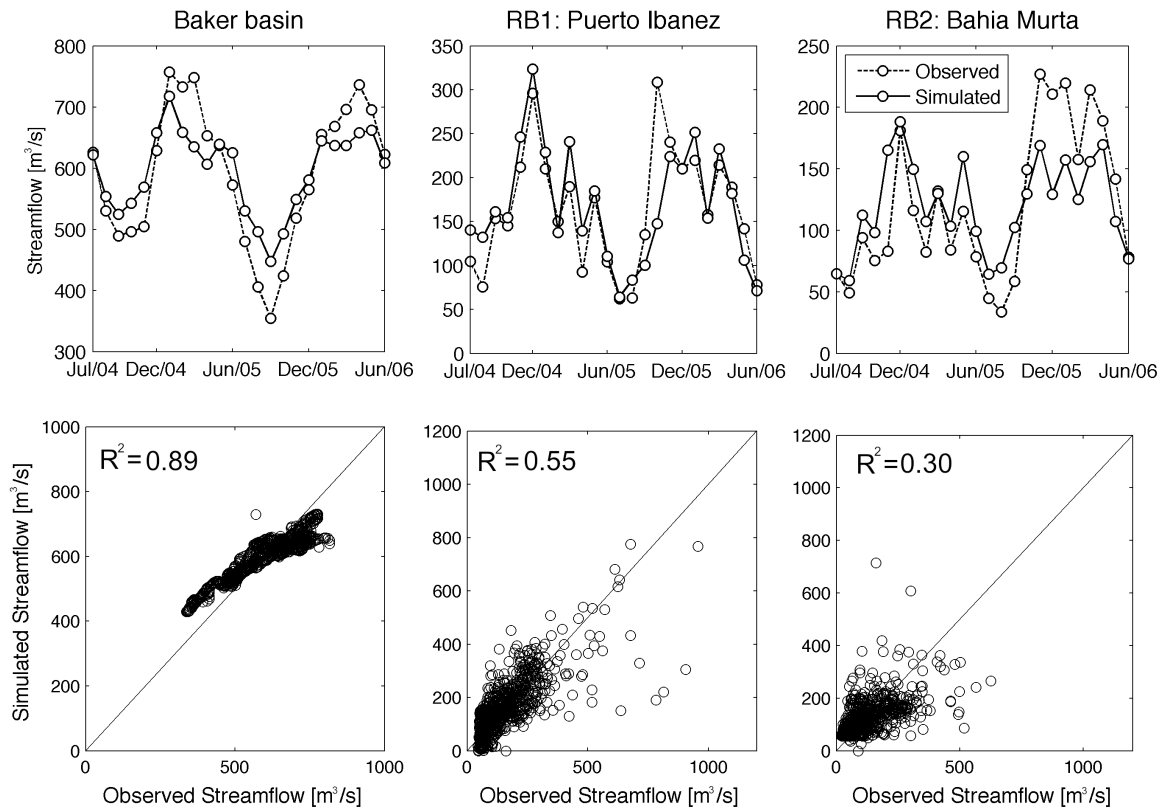


Figure 10: Upper panel: Monthly streamflow simulations and observations, dashed circles highlights snowmelt deficit. Bottom panel: Observed v/s Simulated daily streamflow scatter. Simulation results using CFSR input data.

4.2 Snow component

Significant differences between simulated and observed streamflow were found at snowmelt period (NDEF), especially for monthly peak flows at RB2. Nevertheless, good timing on ablation period for monthly runoff was achieved. Unfortunately, no snowgauge station is available in the basin; thus, no SWE comparison can be developed. Anyway, SWE variations are presented on Figure 11 for RB1 y RB2, RB3 and RB4.

Maximum SWE accumulation goes up to 2000 [mm] for RB2, and down to 250 [mm] for RB3 (semi-arid conditions), revealing a heterogeneous snow conditions in the basin. Ablation curves slopes are also very different, as well as the beginning of the snow-free period. Ablation curve slope is steeper for semi-arid RB, on the contrary, gradual ablation curve were found for snow-dominated RBs. Semi-arid RB shows longer snow-free periods, about 4-5 month long, begging on latter November. In the other hand, snow-dominated RBs have shorter snow-free periods, about 1-2 month long, and beginning February.

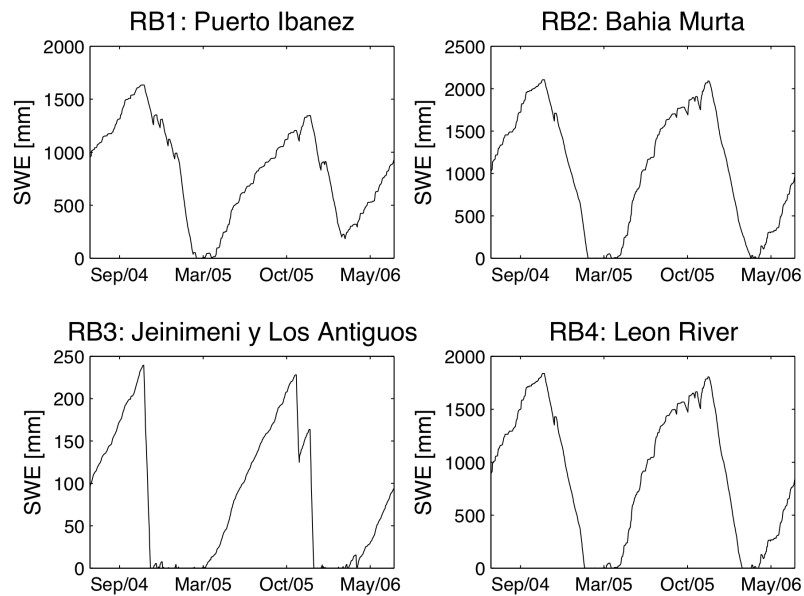


Figure 11: SWE and Snow depth for Upper Snow/Ice HRU, using CFSR input data.

4.3 Water Balance

In order to develop the first insight into the water balance of the Baker basin, mean values for different components of the water balance were obtained and are summarized in Table 5.

Table 5: Water Balance Components

Water Balance Components	Observed		ERA-Interim		CFSR	
	[mm/yr]	[%]*	[mm/yr]	[%]*	[mm/yr]	[%]*
Total Rainfall	1016.0	70.5%	1046.9	72.7%	1048.7	72.8%
Total Snowfall	420.5	29.2%	393.7	27.3%	393.1	27.3%
Evapotranspiration from soil**	204.1	14.2%	205.5	14.3%	210.0	14.6%
Rainfall infiltration	804.8	55.9%	912.9	63.4%	857.7	59.5%
Snowmelt infiltration	326.8	22.7%	271.1	18.8%	271.7	18.9%
Sublimation from canopy interception	12.8	0.9%	15.5	1.1%	5.7	0.4%
Evaporation from canopy interception	7.6	0.5%	16.5	1.1%	10.4	0.7%

*Percentage over total precipitation. ** Includes lake evaporation.

Results showed that about 30% of the total precipitation input corresponds to snowfall. This suggests that not considering snowfall events will produce significant low bias problems, like the ones found with the meteorological stations. Another significant component is the infiltration; about 75% of the total precipitation input is infiltration through rainfall or snowmelt. Evaporation is also a significant component of the water balance, with about 15% of the total input. These

latter two components suggest how important are landscape classification, because both infiltration and evaporation depends strongly on land cover characteristics.

5 Conclusions:

The first insight into the hydrological cycle of a Patagonian basin was accomplished in this study. Like any remote and sparsely populated region, Patagonia suffers of low density and quality of streamgauge and meteorological stations, as well as a reduce number of studies regarding hydrometeorological sciences. In order to circumvent and evaluate the impact of data scarcity, data from observed local meteorological station and reanalyses were analyzed and then used as forcing data to the model.

Actual meteorological stations have poor representativeness over Baker basin, because: (1) only rainfall gauges are available, whereas snowfall events are frequents and significant, and (2) meteorological stations are all located at low altitude (< 500 [m.a.s.l.]) neglecting higher precipitation magnitudes at higher elevation due to topographic effects.

Hydrological cycle showed to be highly influenced by snowfall events -about 30% of precipitation input- as well as hydrological regime where ablation curves last up to 5 months providing significant snowmelt runoff. Also, infiltration showed up to be the principal component in the water balance, capturing about 75% of the total precipitation. Evapotranspiration from soil and lake evaporation represents losses of about 15% of total input. Considering that evaporation from soil depends strongly on soil moisture capacity, which is based on land cover classification, and lake evaporations depends on wind speed, relative humidity and mean temperature, is that the development of more accurate land cover maps, as well as meteorological station with wind speed and relative humidity sensors, are crucial in order to obtain more precise values for these components.

Performance of CRHM model for Baker basin showed to be satisfactory when forcing with reanalyses data, obtaining values of NS close to 0.7, with minor differences between ERA-Interim and CFSR reanalyses. Nevertheless, when evaluating the performance of single subbasins, like RB1 and RB2, CFSR proved to be a better estimator of local meteorological conditions, which is reasonable since CFSR has three times the spatial resolution of ERA-Interim in this region. Here relies the potentially of reanalyses, like an effective source of information on ungauged or poorly monitored regions.

Transferring parameters from other studies –in this case from those developed on Canadian environments- prove to be a successful approach in order to avoid calibration, obtaining satisfactory results when no other source of information is available.

6 Acknowledgments:

The authors would like to thank the Centre for hydrology, University of Saskatchewan, Canada, for their support in the understanding and application of CRHM model. The financial support of: Fondecyt project N°1090479, and Graduated Department of the Mathematical and Physical Sciences Faculty, University of Chile, with their grant “Pasantían cortas de investigación”. Finally the authors wish to thank “Dirección General de Agua” (DGA) who provided all the observed data used in this study. A special thank to Xing F. and Brown T. for their important advises on how to work and create a model in CRHM.

7 References

- Annandale, J. G., N. Z. 2001. Jovanovic, N. Benadé , and R. G. Allen . "Software for missing data error analysis of Penman-Monteith reference evapotranspiration." *Irrig. Sci.*, no. 21: 57-67.
- Aravena, J. C. 2007. "Reconstructing Climate Variability using Tree Rings and Glaciers Fluctuations in Southern Chilean Andes", chapter 4. PhD. Thesis, Graduated Program in Geography, University of Western Ontario, Canada.
- Armstrong, R. N. 2011. "Spatial Variability of Actual Evapotranspiration in a Prairie Landscape". Thesis for the degree of Doctor of Philosophy, Department of Geography and Planning, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada.
- Ayers, H. D. 1959. "Influence of soil profile and vegetation characteristics on net rainfall supply to runoff." Proceedings of Hydrology Symposium No. 1: Spillway Design Floods. NRCC, Ottawa, pp. 198- 205.
- Barría, P. L. 2010. "Pronóstico de Caudales Medios Mensuales en las Cuencas de los Ríos Baker y Pascua". Civil Engineering thesis, Civil Department, University of Chile, Santiago, Chile.
- Chow, V.T. 1964. Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill, Inc. New York, USA
- CONAF, CONAMA, BIRF, UACH. 1999. "Catastro y Evaluación de los Recursos Vegetacionales Nativos de Chile. Región de Aysén."
- Dee, D., S. M. Uppale, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi et al. 2011. "The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, no. 137: 553-597.
- Dirección General de Aguas (DGA). 1987. "Balance Hídrico de Chile"
- Ellis, C. R., J. W. Pomeroy, T. Brown, and J. MacDonald. 2010. "Simulation of snow accumulation and melt in needleleaf forest environments." *Hydrology and Earth System Sciences* 14: 925-940.
- Fang, X. , and J. W. Pomeroy. 2007. "Snowmelt runoff sensitivity analysis to drought on the Canadian prairies." *Hydrological Processes* 21: 2594-2609.
- Fang, X., and J. W. Pomeroy. 2009. "Modelling blowing snow redistribution to prairie wetlands." *Hydrological Processes*.
- Fowler, H. J., S. Blenkinsop, and C. Tebaldi. 2007. "Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling". *Int. J. Climatol.* 27: 1547-1578. DOI: 10.1002/joc.1556.
- Garnier, B. J., and A. Ohmura. 1970. "The evaluation of surface variations in solar radiation income." *Solar Energy*, no. 13: 21-34.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo. 2009. "Present-Day South American Climate." *Paleogeography*.
- Gonthier, C. 2011. "Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una Cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico". Master of Science and Civil Engineering thesis, Civil Department, University of Chile, Santiago, Chile.

- Gray, D. M., and P. G. Landine. 1987. "An energy-budget snowmelt model for the Canadian Prairies." *Can. J. Earth Sci.*: 1292-1303.
- Granger, R. J., and D. M. Gray. 1989. "Evaporation from natural non-saturated surfaces." *J. Hydrol.*: 21-29.
- Granger, R. J., and J. W. Pomeroy. 1997. "Sustainability of the western Canadian boreal forest under changing hydrological conditions -2- summer energy and water use. In Sustainability of water resources under increasing uncertainty. ." Edited by N. Boutayeb, A. Gustard, Z. Kundzewicz and P Rasmussen D. Rosjberg. *IAHS*, no. 240: 243-250.
- Lopez, P., P. Sirguey, Y. Arnaud, B. Pouyau, P. Chevalier. 2007. "Snow cover monitoring in the Northern Icefield using MODIS satellite images (2000-2006)". *Global and Planetary Change*, 61, 103 – 116.
- Male, D.H. and Gray, D.M. 1981. Snowcover ablation and runoff. In Gray, D.M. and Male, D.H. (Eds.), *Handbook of Snow: principles, processes, management & use*. Ontario: Pergamon Press Canada Ltd., pp. 360-436.
- Martin, F. R. 2002. "Gross Evaporation for the 30-year period 1971-200 in the Canadian Prairies". Hydrological Report #147. Agriculture and Agri-Food Canada Prairie Farm Rehabilitation Administration Technical Service.
- NASA. 2008. ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) [online]. Available from <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/> (accessed October 10, 2008). ASTER GDEM is a product of METI and NASA.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe. 1970. "River flow forecasting through conceptual models. Part I - A discussion of principles." *Journal of Hydrology*, no. 10: 282-290.
- Pan, M., J. Sheffield, E. F. Wood, K. E. Mitchell, P. R. Houser, J. C. Schaake, et al. 2003. Snow process modeling in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS): 2. Evaluation of model simulated snow water equivalent, *J. Geophys. Res.*, 108(D22), 8850, doi:10.1029/2003JD003994.
- Perovich, D. K., T. C. Grenfell, B. Light, and P. V. Hobbs. 2002. "Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice". *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, No. C10, 8044, doi:10.1029/2000JC000438.
- Pomeroy, J. W., R. J. Granger, A. Pietroniro, J. E. Elliott, B. Toth and N. Hedstrom. 1997. "Hydrological Pathways in the Prince Albert Model Forest". A final report submitted to: The Ptince Albert Model Forest Association.
- Pomeroy, J. W. and Li, L. 2000. Prairie and Arctic areal snow cover mass balance using a blowing snow model. *Journal of Geophysical Research* 105: 26619-26634.
- Pomeroy, J. W., D. M. Gray, T. Brown, N. R. Hedstrom, W. L. Quinton, R. J. Granger and S. K. Carey. 2007. "The Cold Regions Hydrological Model, a Platform for Basing Process Representation and Model Structure on Physical Evidence." *Hydrological Processes* 21, no. 19: 2650-2667.
- Pomeroy, J. W., C. Westbrook, X. Fang, T. Brown, A. Minke, X. Guo. 2009. "Prairie Hydrological Study Progress Report, December 2008". Centre for Hydrology Report No. 4, Revised Version.
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J. 1972. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review* 100: 81-92.

- Quinton, W. L., T. Shirazi, S. K. Carey, J. W. Pomeroy. 2005. "Soil Water Storage and Active-layer Development in a Sub-alpine Tundra Hillslope, Southern Yukon Territory, Canada". *Permafrost and Periglacial Processes*. 16: 369-382.
- Rivera, A., T. Benham, G. Casassa, J. Mabmer and J. Dowdeswell. 2007. "Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile." *Global and Planetary Change*: 126–137.
- Saha, S., S. Moorthi, H.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga et al. 2010. "The NCEP Climate Forecast System reanalysis". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1015–1057.
- Silva, V., Kousky, V., Higgins, R. 2011. "Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations." *Journal of Hydrometeorology*.
- Warren, R., and D. Sugden. 1993. "The Patagonia IceField: A Glaciological Review." *Artic and Alpine Research* 25, no. 4: 316-331.

ANEXO B: "PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS HRU"

Tabla B.1: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB1 “Puerto Ibañez”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Zona Alta Roca Cara Norte	1584	127	0	20	0.95	5	3
2	Zona Alta Roca Cara Sur	1507	94	181	24	0.93	6	4
3	Zona Baja Roca Cara Norte	921	83	354	24	0.91	7	7
4	Zona Baja Roca Cara Sur	931	78	196	23	0.92	8	7
5	Zona Alta Bosques	1005	437	276	23	0.92	9	6
6	Zona Baja Bosques	566	400	263	15	0.94	12	7
7	Turba	380	23	289	5	0.97	15	16
8	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Norte	1110	67	352	23	0.93	10	10
9	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Sur	1221	64	187	23	0.93	11	11
10	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Norte	546	108	359	14	0.96	13	7
11	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Sur	564	110	181	13	0.96	14	7
12	Zona Alta Glaciares Cara Norte	1670	162	8	23	0.94	1	14

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
13	Zona Alta Glaciares Cara Sur	1645	186	177	25	0.93	2	15
14	Zona Baja Glaciares Cara Norte	1279	172	10	22	0.93	3	1
15	Zona Baja Glaciares Cara Sur	1257	199	176	23	0.92	4	2
16	Cuerpos de Agua	471	93	317	6	0.96	16	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.2: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB2 “Bahía Murta”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Roca Cara Norte	1032	29	353	23	0.92	5	3
2	Roca Cara Sur	965	29	191	24	0.9	6	3
3	Zona Alta Bosques	912	207	271	23	0.93	7	4
4	Zona Baja Bosques	498	208	275	17	0.93	8	5
5	Turba	262	30	270	4	0.97	11	12
6	Pastisales y Matorrales Cara Norte	430	19	6	20	0.92	9	5

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
7	Pastisales y Matorrales Cara Sur	379	13	194	12	0.96	10	5
8	Zona Alta Glaciares Cara Norte	1472	84	3	23	0.94	1	10
9	Zona Alta Glaciares Cara Sur	1475	88	183	22	0.94	2	11
10	Zona Baja Glaciares Cara Norte	1134	80	16	24	0.91	3	1
11	Zona Baja Glaciares Cara Sur	1144	86	172	21	0.92	4	2
12	Cuerpos de Agua	410	33	257	7	0.94	12	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.3: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB3 “Río Jeinimeni y los Antiguos”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Zona Alta Roca Cara Norte	1668	96	4	23	0.94	3	3
2	Zona Alta Roca Cara Sur	1649	128	179	19	0.95	4	4
3	Zona Baja Roca Cara Norte	1275	92	12	25	0.91	5	12
4	Zona Baja Roca Cara Sur	1248	127	178	20	0.93	6	12

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
5	Bosque	1079	85	273	22	0.9	9	12
6	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Norte	1658	466	2	9	0.98	7	8
7	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Sur	1630	274	166	9	0.98	8	9
8	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Norte	858	350	359	10	0.97	10	12
9	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Sur	829	209	175	11	0.97	11	12
10	Glaciares Cara Norte	1747	59	26	22	0.94	1	1
11	Glaciares Cara Sur	1698	75	157	24	0.93	2	2
12	Cuerpos de Agua	821	24	296	7	0.94	12	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.4: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB4 “Río León”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Roca Cara Norte	1093	34	0	29	0.86	6	5
2	Roca Cara Sur	1146	44	179	30	0.88	7	6
3	Zona Alta Bosques	935	93	270	27	0.91	5	4
4	Zona Baja Bosques	407	96	259	15	0.92	8	11
5	Pastisales y Matorrales Cara Norte	624	49	5	20	0.92	9	11
6	Pastisales y Matorrales Cara Sur	668	40	196	21	0.93	10	11
7	Zona Alta Glaciares Cara Norte	1820	106	9	27	0.91	1	9
8	Zona Alta Glaciares Cara Sur	1825	98	166	28	0.92	2	10
9	Zona Baja Glaciares Cara Norte	1102	113	16	25	0.87	3	3
10	Zona Baja Glaciares Cara Sur	1115	108	164	24	0.89	4	3
11	Cuerpos de Agua	431	42	258	11	0.92	11	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.5: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB5 “Río Delta”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Zona Alta Roca Cara Norte	1283	26	353	29	0.9	3	3
2	Zona Alta Roca Cara Sur	1380	32	290	31	0.89	4	4
3	Zona Baja Roca Cara Norte	674	17	19	26	0.85	7	8
4	Zona Baja Roca Cara Sur	628	29	191	22	0.87	8	9
5	Zona Alta Bosques	1008	82	265	26	0.92	9	6
6	Zona Baja Bosques	495	77	266	20	0.9	12	7
7	Turba	368	4	243	9	0.93	15	16
8	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Norte	1208	23	344	29	0.9	10	10
9	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Sur	1205	9	213	26	0.92	11	11
10	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Norte	477	32	1	22	0.89	13	7
11	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Sur	440	11	186	18	0.91	14	7
12	Zona Alta Glaciares Cara Norte	1759	59	13	22	0.93	1	14

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
13	Zona Alta Glaciares Cara Sur	1802	100	177	22	0.94	2	15
14	Zona Baja Glaciares Cara Norte	997	49	29	26	0.87	5	8
15	Zona Baja Glaciares Cara Sur	1070	79	168	28	0.9	6	9
16	Cuerpos de Agua	476	11	250	16	0.89	16	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.6: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB6 “Sotavento”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Zona Alta Roca Cara Norte	1636	123	2	16	0.96	3	3
2	Zona Alta Roca Cara Sur	1557	75	170	20	0.94	4	4
3	Zona Baja Roca Cara Norte	797	72	3	14	0.96	8	12
4	Zona Baja Roca Cara Sur	670	43	179	15	0.96	9	12
5	Zona Bosques	911	64	241	16	0.96	7	12
6	Zona Alta pastisales y arbustos Cara Norte	1189	665	6	9	0.98	5	8

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
7	Zona Alta pastisales y arbustos Cara sur	1133	573	172	9	0.98	6	9
8	Zona Baja pastisales y arbustos Cara Norte	414	1116	359	5	0.99	10	12
9	Zona Baja pastisales y arbustos Cara sur	413	1085	182	6	0.99	11	12
10	Nieve Cara Norte	1818	17	35	16	0.96	1	1
11	Nieve Cara Sur	1792	25	145	17	0.96	2	2
12	Cuerpos de Agua	413	1	1	1	1	12	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.7: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB7 “Barlovento”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Zona Alta Roca Cara Norte	1524	243	349	24	0.93	5	3
2	Zona Alta Roca Cara Sur	1534	226	187	25	0.92	6	4
3	Zona Baja Roca Cara Norte	868	170	359	19	0.93	7	7
4	Zona Baja Roca Cara Sur	817	167	182	21	0.93	8	8

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km ²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
5	Zona Alta Bosques	1017	570	277	22	0.92	13	6
6	Zona Baja Bosques	573	459	261	16	0.93	14	15
7	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Norte	762	185	346	21	0.93	9	9
8	Zona Alta Pastisales y Matorrales Cara Sur	721	128	186	19	0.94	10	10
9	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Norte	349	230	0	13	0.96	11	15
10	Zona Baja Pastisales y Matorrales Cara Sur	340	156	272	13	0.96	12	15
11	Zona Alta Glaciares Cara Norte	1772	203	5	27	0.92	1	13
12	Zona Alta Glaciares Cara Sur	1668	210	169	28	0.92	2	14
13	Zona Baja Glaciares Cara Norte	1234	205	9	26	0.89	3	1
14	Zona Baja Glaciares Cara Sur	1441	224	165	25	0.91	4	2
15	Turba	668	10	260	6	0.95	15	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

Tabla B.8: Parámetros Geomorfológicos HRU, RB8 “Lago General Carrera”.

HRU	Descripción	Altura Media [msnm]	Área [Km²]	Aspecto* [°]	Pendiente [°]	Factor de Visión de Cielo**	Secuencia de Ejecución	HRU a la que drena
1	Cuerpo de Agua	221	1905	63	0.7	0.99	1	0

*Aspecto según convención CRHM. ** Más conocido como “Sky View Factor” (SVF).

ANEXO C: “BALANCE HÍDRICO DE CADA CUENCA REPRESENTATIVA”

Tabla C.1: Componentes balance hídrico con variable meteorológicas observadas.

Componentes del Balance Hídrico	RB1	RB2	RB3	RB4	RB5	RB6	RB7	RB8	Cuenca Baker
Precipitación Líquida [mm/año]	1685.7	3660.1	285.7	2995.0	3092.5	282.7	500.0	514.3	1016.0
Precipitación Sólida [mm/año]	839.5	1400.4	248.8	1463.0	1226.5	52.0	204.2	11.2	420.5
Evapotranspiración [mm/año]	220.0	225.8	175.3	137.8	170.5	35.8	154.4	673.0	204.1
Lluvia Infiltrada [mm/año]	1349.0	2573.6	280.3	1579.0	1736.0	282.3	480.3	-	804.8
Nieve Infiltrada [mm/año]	539.2	855.4	234.8	941.6	821.3	47.7	162.7	-	326.8
Sublimación nieve interceptada por árboles [mm/año]	16.8	75.8	2.3	20.7	17.1	0.3	10.4	-	12.8
Evaporación lluvia interceptada por árboles [mm/año]	11.9	19.3	1.0	10.2	12.8	0.4	11.8	-	7.6

Tabla C.2: Componentes balance hídrico con ERA-Interim.

Componentes del Balance Hídrico	RB1	RB2	RB3	RB4	RB5	RB6	RB7	RB8	Cuenca Baker
Precipitación Líquida [mm/año]	1771.5	3732.6	261.7	2896.2	2786.9	291.9	652.7	509.9	1046.9
Precipitación Sólida [mm/año]	739.6	1147.4	226.3	1287.8	1150.9	56.2	281.9	12.3	393.7
Evapotranspiración [mm/año]	221.8	236.8	153.2	140.6	170.6	39.1	165.1	673.0	205.5
Lluvia Infiltrada [mm/año]	1505.3	2792.2	258.8	1898.1	2049.6	291.2	623.0	-	912.9
Nieve Infiltrada [mm/año]	443.4	639.2	186.4	748.6	722.5	47.1	153.1	-	271.1
Sublimación nieve interceptada por árboles [mm/año]	25.7	79.8	2.9	21.7	19.9	0.5	12.9	-	15.5
Evaporación lluvia interceptada por árboles [mm/año]	31.8	45.9	2.5	20.1	25.5	1.0	21.0	-	16.5

Tabla C.3: Componentes balance hídrico con CFSR.

Componentes del Balance Hídrico	RB1	RB2	RB3	RB4	RB5	RB6	RB7	RB8	Cuenca Baker
Precipitación Líquida [mm/año]	1670.2	3573.9	281.5	2893.6	2856.1	251.9	523.8	995.8	1048.7
Precipitación Sólida [mm/año]	684.5	1164.6	182.1	1246.9	1481.9	73.0	237.6	65.9	393.1
Evapotranspiración [mm/año]	92.4	89.5	55.7	59.8	2116.1	33.8	124.1	511.1	210.0
Lluvia Infiltrada [mm/año]	1420.5	2683.1	278.5	1888.5	2148.0	250.8	502.6	-	857.7
Nieve Infiltrada [mm/año]	468.2	756.7	149.3	779.4	461.9	56.5	159.3	-	271.7
Sublimación nieve interceptada por árboles [mm/año]	5.5	8.8	1.8	5.3	40.1	0.6	6.8	-	5.7
Evaporación lluvia interceptada por árboles [mm/año]	20.0	29.4	1.4	13.9	17.4	0.8	12.5	-	10.4

ANEXO D: "REGISTRO FOTOGRÁFICO"



Figura D.1: Estación Fluviométrica Río Baker en la desagüe del Lago Bertrand



Figura D.2: Vista Río Baker Aguas Abajo de su Nacimiento.



Figura D.3: Vista Glaciar los Exploradores. Subcuenca Bahía Murta (RB2)



Figura D.4: Estación Fluviométrica Río Murta



Figura D.5: Perfil Transversal Subcuenca Bahía Murta, Sector Estación Fluviométrica



Figura D.6: Estación Nivel del Lago General Carrera, Puerto Guadal.



Figura D.7: Vistas Panorámicas Lago General Carrera.