

CORRECCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN POR OROGRAFÍA MEDIANTE MODELACIÓN INVERSA EN CUENCAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Ignacio Rojas¹, Enrique Muñoz^{1,2}, Pedro Tume^{1,2}

¹ Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile, irojas@ing.ucsc.cl

² Centro de Investigación en Biodiversidad y Ambientes Sustentables (CIBAS), Universidad Católica de la Santísima Concepción, Chile, emunozo@ucsc.cl

Resumen

Dentro del ciclo hidrológico, la precipitación es uno de los fenómenos de mayor influencia en la configuración de la naturaleza, siendo el principal aporte de agua a las cuencas condicionando los ciclos agrícolas y forestales. Dichos ciclos forman parte de las principales actividades económicas en la zona central y sur de Chile, por lo cual resulta relevante tener un conocimiento certero acerca de la disponibilidad de recursos hídricos en estas cuencas. Actualmente, la red de estaciones de precipitación de Chile resulta insuficiente para caracterizar correctamente la variabilidad espacial de estas, sobre todo en regiones montañosas como la Cordillera de la Costa y de los Andes, donde la precipitación registrada se ve sub-estimada producto de la topografía. El objetivo principal de este trabajo de investigación es cuantificar el efecto que tiene la Cordillera de la Costa (orografía) sobre las precipitaciones y por consiguientes sobre los caudales. Para ello, se utiliza un modelo conceptual semi-distribuido, acoplado a la herramienta de análisis de sensibilidad e incertidumbre *Monte Carlo Analysis Toolbox* (MCAT), para determinar el factor de corrección a las precipitaciones en cuencas costeras de Chile centro-sur mediante modelación inversa, comparando los volúmenes de entrada a la cuenca (simulados) con los volúmenes descargados desde la cuenca (registrados). Para cada simulación se utilizaron tres funciones objetivos, con la finalidad de verificar la calidad del modelo en la entrega de resultados. Se obtuvieron factores de corrección entre 1.2 y 2.2, lo que muestra una subestimación de entre un 20 a 120 % en la medición y consecuente estimación de precipitaciones con la red de pluviómetros actuales. Se observó que la densidad de estaciones y la ubicación de estas son insuficientes para caracterizar la variabilidad espacial de la precipitación en Chile centro-sur, en especial en aquellas zonas de topografía compleja como es la Cordillera de la Costa.

Palabras claves: balance hídrico, modelo hidrológico, orografía, variabilidad espacial

1. Introducción.

El clima tiene importancia como factor regulador del medio natural y sobre el ser humano, tanto de manera poblacional como sobre sus actividades cotidianas. En este sentido, la precipitación, es uno de los elementos climáticos que más influye sobre la naturaleza y su configuración (Pizarro et al., 2003). Su distribución temporal y espacial condiciona los ciclos agrícolas y forestales, siendo las principales actividades económicas en la zona central y sur de Chile, donde su productividad depende de los recursos hídricos provenientes de zonas montañosas, así como el desarrollo de las principales especies vegetales y animales.

Tener un conocimiento certero de la disponibilidad de recursos hídricos se vuelve un tema de importancia y necesidad, donde esta variable depende, en gran medida, de la capacidad de almacenamiento y regulación de las cuencas pre-Cordilleranas y Cordilleranas, y de la variabilidad climática que afecte la zona (Zúñiga et al., 2012). En Chile centro-sur (34° - 40° de latitud sur), el régimen de las precipitaciones se asocia principalmente con el paso sucesivo de sistemas frontales, resultado del desplazamiento estacional del anticiclón subtropical del Pacífico Sur en meses invernales (Abril a Septiembre) (Garreaud, 1993), que penetran desde el océano pacífico hacia el continente. Por otro lado, durante los meses de verano (Octubre a Marzo) el anticiclón se desplaza varios grados al sur, impidiendo la formación de lluvias asociadas al paso de dichos sistema frontales.

La topografía de la Cordillera de la Costa genera fuertes gradientes pluviométricos, los cuales, además pueden variar entre tormentas, modificando localmente los montos de precipitación registrados por las estaciones pluviométricas (Falvey & Garreaud, 2005). Sin embargo, la red convencional de estaciones pluviométricas de Chile, debido a su baja densidad, puede resultar insuficiente para caracterizar correctamente la variabilidad espacial de las precipitaciones. Por ejemplo, en Chile centro-sur, se tiene una densidad de estación de aproximadamente una estación pluviométrica cada aproximadamente 790 km^2 , y la mayoría de estas se concentran en el valle central y en la Costa. Esta densidad es muy baja en comparación con recomendaciones de la Organización Mundial de Meteorología (OMM). Según la OMM., para la existencia de una buena red (densidad) pluviométrica debiera existir a lo menos un pluviómetro cada 25 km^2 en terrenos montañosos y, uno cada 50 km^2 en terrenos planos (Pizarro, 1993). Por otra parte la presencia de relieves montañosos de difíciles accesos, impiden la instalación de las estaciones pluviométricas y producto de ello se tiene una densidad muy inferior en aquellas zonas como toda la ladera occidental de la Cordillera de los Andes y las zonas altas de la Cordillera de la Costa (e.g. Cordillera de Nahuelbuta, lat. $\sim 37^{\circ}45' \text{ S}$). Lo anterior implica que en una cuenca con zonas mayoritariamente montañosas las precipitaciones se subestimen, ya que no se representa correctamente el aumento de precipitaciones por la orografía.

La variabilidad de la precipitación, tanto espacial como temporal, está influenciada por la dinámica general de la atmósfera, la cual depende de la topografía y el relieve, introduciendo desequilibrios muy marcados en la distribución espacial de las precipitaciones (Fernández, 1995). Daly et al. (1994) sostienen que la principal fuente de incertidumbre en la caracterización de la distribución espacial de la precipitación, se relaciona con la altura de la montaña, de factores meteorológicos como la estabilidad atmosférica, disponibilidad de humedad, entre otros. Por lo tanto, estimar las precipitaciones en cuencas que poseen una topografía compleja como aquellas de Chile centro-sur, en donde se tiene la presencia de la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes resulta necesario y complejo.

Garreaud et al. (2011) concluyen que en la ladera del barlovento de la Cordillera de Nahuelbuta se tienen valores cercanos a 4000 mm/año, que corresponde al doble de acumulación comparada con el pie de la montaña y el cuádruple con el lado de sotavento. En 1987 la Dirección General de Aguas (DGA) realizó un balance nacional de agua, indicando un promedio climatológico de precipitación superior a los 3500 mm/año en la zona más alta de la Cordillera de Nahuelbuta, que contrasta con promedios cercanos a los 1200 mm/año en las planicies de la Cordillera de la Costa y con los 1200 mm/año medidos en estaciones cercanas como Cañete y Los Ángeles. En relación a lo anterior se puede deducir que la variación altitudinal influye en el fenómeno orográfico.

En la literatura existen numerosos modelos de simulación que se pueden aplicar para determinar la aportación total de una cuenca (Ferrer et al, 1973; Pizarro, 1996; Daly et al., 2007; Caro et al., 2010; Zúñiga et al., 2012 Muñoz et al., 2014). A través de modelos hidrológicos se pueden cuantificar la disponibilidad de recursos hídricos en una cuenca, y para lograr este objetivo es necesario recopilar información referente a su meteorología, fluviometría y geomorfología. El objetivo principal de este trabajo de investigación es cuantificar el efecto que tiene la Cordillera de la Costa (orografía) sobre las precipitaciones y por consiguientes sobre los caudales. Para ello, se utiliza el Modelo Hidrológico Mensual (MHM), propuesto por Muñoz (2010), para determinar el factor de corrección de la precipitación (parámetro A en el modelo), el cual relaciona la precipitación con la orografía en la cuenca. Este parámetro corrige los montos de las precipitaciones en relación con el caudal de salida asegurando el cierre del balance de masa de la cuenca. La corrección se realiza en base al supuesto de que las precipitaciones son subestimadas en las cuencas de la Cordillera de la Costa, debido a la falta de información pluviométrica en las zonas altas. La estimación de este factor se realizó a través de la modelación inversa, comparando los volúmenes simulados y observados de cada cuenca. Con ello se estimó el monto por el cual se debe corregir la precipitación, para conseguir mediante la modelación el cierre del balance de masa de las cuencas a largo plazo (se consideró un mínimo de veinte años de modelación).

2. Área de Estudio.

El área de estudio corresponde a las cuencas costeras de Chile centro-sur (Figura 1). Para cada cuenca se consideró como punto de control las estaciones pluviométricas controladas por la DGA. Para la selección de cada cuenca se utilizó como criterio lo siguiente: i) que tengan origen desde la Cordillera de la Costa, y, ii) posean registros de caudales de al menos 20 años. Los cursos fluviales de la mayoría de las cuencas escurren hacia el poniente, excepto las cuencas de los ríos Purapel en Nirivilo y Cauquenes en Arrayan, las cuales escurren hacia el oriente. Adicionalmente, el régimen hidrológico de todas las cuencas es de tipo pluvial.

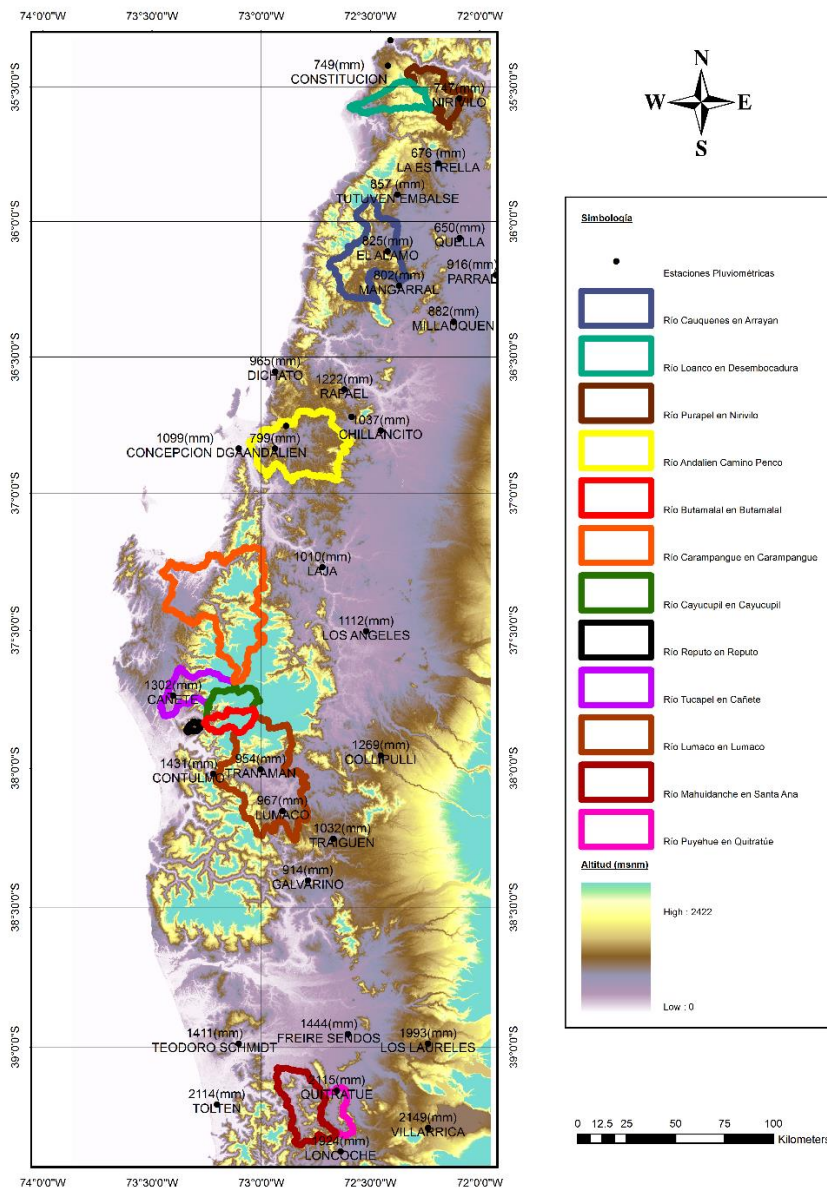


Figura 1. Cuencas costeras y estaciones pluviométricas ubicadas en Chile centro-sur.

En la Figura 1 destaca la Cordillera de Nahuelbuta (lat. $\sim 37^{\circ}45' S.$), con una altura promedio de 600 msnm y dos prominentes máximos de 1400 y 1300 msnm. Debido a su ubicación, extensión y elevación, la Cordillera de Nahuelbuta es capaz de modificar la distribución de la precipitación, incrementando producto del efecto orográfico (Garreaud, 2011).

3. Descripción del modelo hidrológico.

Para el presente estudio se utilizó el Modelo Hidrológico Mensual (MHM) propuesto por Muñoz (2010). Este es un modelo de balance hídrico pluvio-nival y semi-distribuido de tipo conceptual, y está acoplado con la herramienta de análisis de sensibilidad e incertidumbre *Monte Carlo Analysis Toolbox* (MCAT) (Wagener & Kollat, 2007). El modelo simula los procesos de transferencia de precipitación a caudal mediante tres módulos, uno pluvial, uno nival y un módulo de extracciones y/o aportes. En el presente estudio no se consideró el módulo nival, ya que las cuencas modeladas presentan un régimen hidrológico pluvial. Tampoco se consideró la componente de extracción y de aportes, puesto que las cuencas analizadas no presentan alteraciones antropogénicas como canales de regadío o de trasvase.

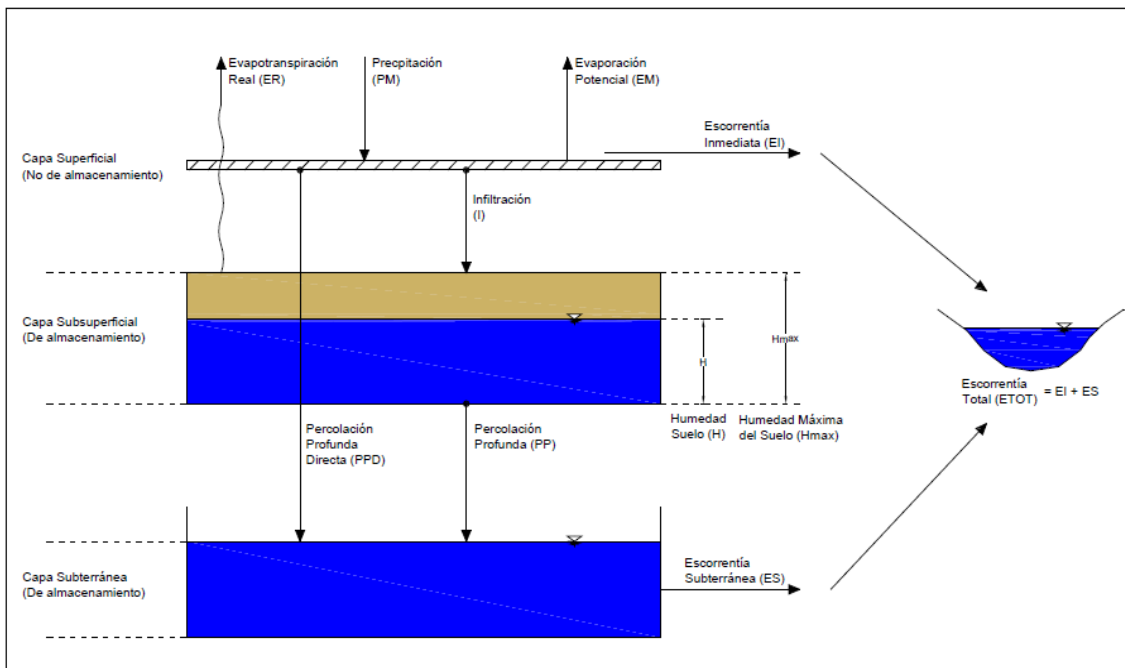


Figura 2. Diagrama conceptual para aporte pluvial del modelo MHM.

El módulo pluvial considera a la cuenca en estudio como un sistema de doble almacenamiento, un almacenamiento sub-superficial (SS) y un sistema de almacenamiento subterráneo (US). El módulo requiere dos variables de entrada, la precipitación (PM) y la evapotranspiración potencial (EM), ambos en valores mensuales. Las salidas del modelo son la escorrentía total (ETOT), la cual se compone de la suma de escorrentía subterránea (ES) más la escorrentía

superficial o directa (EI), y la evapotranspiración real (ER). El almacenamiento sub-superficial representa el agua almacenada en el estrato de suelo no saturado, como, humedad del suelo (H). Por otra parte el almacenamiento subterráneo representa el agua almacenada en el estrato de suelo saturado. La Figura 2 muestra un diagrama conceptual del modelo. Para una mayor comprensión del modelo y de los módulos no utilizados y no descritos en el presente artículo, se sugiere revisar Muñoz et al. (2014) y Muñoz et al. (2016).

Los valores de esorrentía se calculan a través de seis parámetros de calibración más dos parámetros de modificación A y B, los cuales corrigen los montos de PM y EM respectivamente en relación al caudal de salida, asegurando el cierre del balance hídrico del modelo en cada cuenca. Su uso se justifica en casos donde se conoce que la PM y EM no son representativos de la cuenca, de lo contrario su valor debería ser la unidad. La Tabla 1 describe los 6 parámetros de calibración y los dos factores de modificación de las entradas.

Tabla 1. Parámetros de calibración del módulo pluvial y nival.

	Parámetro	Descripción	Influencia
Pluvial	C_{max}	Coefficiente de esorrentía máxima cuando el almacenamiento subsuperficial está saturado	EI
	P_{Lim} (mm)	Monto de precipitación limite sobre el cual existe percolación profunda directa (PPD)	PPD
	D	Porcentaje de precipitación sobre P_{lim}	PPD
	H_{max} (mm)	Capacidad máxima de almacenamiento en la capa sub-superficial	C_{max} y ER
	PORC	Fracción de H_{max} que define el contenido de agua en el suelo bajo el cual existen restricciones sobre los procesos de evapotranspiración	Hcrit y ER
	C_k	Coefficiente de esorrentía subterráneo	ES
	A	Factor de ajuste de los datos de Precipitación	PM
	B	Factor de ajuste de los datos de Evapotranspiración	PET y ER

Monte Carlo Analysis Toolbox (MCAT).

Para estudiar la identificabilidad e sensibilidad de los parámetros del modelo se utilizó MCAT (Wagener & Kollat, 2007). MCAT consiste en una herramienta numérica utilizada para encontrar soluciones aproximadas a problemas matemáticos de alta complejidad como los modelos hidrológicos, siendo ideal para trabajar con un amplio número de parámetros que se encuentran en un rango de valores amplios.

El concepto de identificabilidad consiste en la estimación de un conjunto de parámetros adecuados y que presenten buen comportamiento para la estructura fija del modelo (Wagener,

2003). Para evaluar la identificabilidad, MCAT opera ejecutando repetitivas simulaciones con set de parámetros seleccionados aleatoriamente dentro de un rango definido por el usuario (Físicamente valido), el rango debe ser lo suficientemente amplio para que cualquier combinación posible sea simulada. El programa almacena los resultados para cada condición y utiliza las funciones objetivos definidos para evaluar el nivel de ajuste entre los datos simulados y observados, a fin de reducir la incertidumbre de las salidas del modelo obteniendo un comportamiento realista de los procesos simulados.

Entonces MCAT entrega un soporte para que el modelo hidrológico realice un balance hídrico con la precipitación y evapotranspiración potencial como entrada, y teniendo como salida la escorrentía total y evapotranspiración real. En este estudio, se efectúan repetitivas simulaciones para conseguir el balance hídrico al modificar el factor de corrección asociado a la precipitación (parámetro A) en relación al caudal de salida. Para ello se utilizaron las siguientes herramientas.

i) *Dotty Plots Objective Function*: Corresponde a un gráfico de dispersión que permite evaluar el comportamiento que adopta la función objetivo con respecto a los parámetros del modelo. Cuanto más uniforme sea la distribución, menos será la identificabilidad y sensibilidad de las salidas del modelo al parámetro analizado. Por el contrario, si se observa un mínimo, el parámetro se considera como identificable. En el eje de las ordenadas se muestra el valor que adopta la función objetivo de análisis, mientras que el eje de las abscisas se muestra el rango analizado para cada parámetro, destacando el valor del parámetro que está asociado al mejor valor de la función objetivo con un cuadrado color magenta.

ii) *Regional Sensitivity Analysis*: Este método evalúa la sensibilidad de los parámetros del modelo, determina qué valor de los parámetros tienen un efecto significativo en la respuesta del modelo. Se mide mediante curvas de distribución acumulada, las cuales son creadas a partir de la división de los resultados del muestreo en 10 grupos de igual tamaño de datos. Estas curvas representan el 10 % de las mejores simulaciones al 10 % de las peores simulaciones en relación a cada función objetivo en estudio. La forma de interpretar los gráficos es mediante su pendiente, cuanto más alta sea su pendiente, mayor será la agrupación de datos, y por lo tanto el parámetro es más sensible en aquella zona, lo que permite definir un valor óptimo para el parámetro. Por el contrario, una pendiente baja o nula, indica que el parámetro no influye sobre los resultados del modelo, y por lo tanto es insensible.

Funciones Objetivo.

Como medidas de desempeño del modelo se utilizaron tres funciones objetivos definidos para caracterizar correctamente diferentes partes del hidrograma. RMSE, TRMSE y ROCE, diseñadas para caudales altos, caudales bajos y de balance hídrico respectivamente (Van Werkhoven et al, 2009).

i) Error Cuadrático Medio (RMSE): Este indicador opera en función de diferencias simples de un valor simulado respecto de uno observado. Se enfoca en porciones altas de flujo en el hidrograma.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (Q_{s,t} - Q_{o,t})^2} \quad (1)$$

Donde m es el número de periodos de los cuales se tomó registro, $Q_{s,t}$ es el caudal simulado para cada periodo y $Q_{o,t}$ es el caudal observado para cada periodo.

ii) Error Cuadrático Medio Transformado (TRMSE): Similar el RMSE, con la diferencia que los valores simulados y los observados primero son transformados mediante la transformación de Box-Cox. Esta transformación conlleva a estimación que producen un mejor ajuste a caudales bajos.

$$TRMSE = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (Z_{s,t} - Z_{o,t})^2} \quad (2)$$

$$Z = \frac{(1+Q)^\lambda - 1}{\lambda} \quad (3)$$

Donde m es el número de periodos de los cuales se tomó registro, $Z_{s,t}$ es el caudal simulado transformado para cada periodo, $Z_{o,t}$ es el caudal observado transformado para cada periodo, Q son los caudales simulado y observados para cada periodo que serán transformado y λ es 0.3

iii) Error del Coeficiente de Escorrentía (ROCE): Este indicar captura el balance hídrico global debido a que combina los flujos en un solo descriptor de características hidrológicas, el cual es el coeficiente medio de escorrentía anual, definido como (\bar{Q}/\bar{P}) . Se comparan las diferencias en valor absoluto entre el descriptor simulado y observado, este descriptor conlleva a un mejor ajuste del balance hídrico.

$$ROCE = abs\left(\frac{\bar{Q}_s}{\bar{P}} - \frac{\bar{Q}_o}{\bar{P}}\right) \quad (4)$$

Donde \bar{Q}_s es la media anual de caudal simulado, \bar{Q}_o es la media anual de caudal observado y \bar{P} es la media anual de precipitaciones.

4. Datos de entrada.

Para realizar la modelación se requieren series de valores mensuales de precipitación, caudal, temperatura del aire y evapotranspiración potencial, más la caracterización morfológica de cada cuenca. Para la caracterización morfológica de las cuencas se construyó un Modelo Digital de Terreno a partir de imágenes ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) de 1 arco segundo de resolución (30 m).

En cuanto a los datos de entrada, se recolectaron series mensuales de precipitación de las estaciones pluviométricas administradas por la DGA y presentadas en la Figura 1. Para calcular la precipitación representativa de cada cuenca se utilizó el método *Inverse Distance Weighted* (IDW). Respecto a la temperatura, dentro y alrededor del área de estudio no se encontraron estaciones con datos de temperaturas mensuales confiables y continuas. Por lo que se utilizaron series mensuales de temperaturas proporcionadas por el Centro de Investigación sobre el Clima de la Universidad de Delaware (UD) (Willmott & Matsuura 2008). Para estimar la evapotranspiración potencial (EM), se utilizó la forma propuesta por Thornthwaite (1948) y series de datos de temperatura UD. La distribución espacial de dichas variables sobre cada cuenca se realizó mediante polígonos de Thiessen. En relación a los caudales, se recolectaron series mensuales de las estaciones fluviométricas, administradas por la DGA.

Debido a la disponibilidad y calidad de los datos de entrada, el análisis se llevó a cabo a paso mensual para un período mínimo de veinte años.

5. Metodología.

Para determinar el factor de corrección de la precipitación (parámetro A), se llevó a cabo un análisis de identificabilidad y sensibilidad del parámetro mediante la herramienta MCAT. Dicho análisis se ejecutó mediante un proceso de repetitivas simulaciones, que conducen a identificar el rango en que el parámetro A representa un comportamiento hidrológico realista o físicamente razonable para los procesos modelados de cada cuenca en estudio. Para esto se utilizaron las funciones objetivos (RMSE, TRMSE y ROCE) las cuales miden el nivel de ajuste entre los valores observados (por las estaciones fluviométricas) y simulados (por el modelo hidrológico). Además se ocuparon las herramientas de análisis del MCAT (gráficos de dispersión y análisis de sensibilidad regional) las cuales definen el rango en que el parámetro A es identificable y aclaran que tan sensible es el modelo al parámetro para cada función objetivo. La Tabla 2 presenta los valores utilizados para cada parámetro del modelo, los cuales se fijaron de tal forma que representen los procesos hidrológicos de la zona de estudio y que tengan un rango suficiente para reproducir simulaciones posibles de los parámetros y las salidas del modelo. Para esto se toman en cuenta estudios previos realizados con el modelo hidrológico

(Muñoz et al., 2014; Acuña, 2015; Lucero, 2015; Toledo et al., 2015; Muñoz et al., 2016). Por otra parte, en el caso que el rango utilizado para el factor de corrección de la precipitación no presente una clara identificabilidad, se modifica con objeto de converger a valores óptimos del parámetro y reducir la incerteza en la salida del modelo.

Se realizaron 10.000 simulaciones para cada cuenca, identificando el factor de corrección de las precipitaciones como el 50 % de las mejores simulaciones representadas en el análisis de sensibilidad regional y que presenten claramente un mínimo en la gráfica de dispersión, esto para cada función objetivo (RMSE, TRMSE y ROCE).

El factor obtenido se multiplica por la precipitación media anual obtenida por las estaciones pluviométricas de cada cuenca, para así obtener el valor corregido. Finalmente, como medio de comparación con las precipitaciones obtenidas, la DGA tiene a disposición capas de Isoyetas de precipitación media anual, donde se obtuvo la precipitación ponderada para cada cuenca mediante el método de polígonos de Thiessen. Estas capas provienen de un estudio de balance hídrico nacional realizado por la UNESCO (DGA, 1987).

Tabla 2. Rango de Parámetros correspondiente al módulo pluvial.

Parámetros del modelo		
Limite	Inferior	Superior
C_{max}	0.05	0.7
H_{max} (mm)	200	500
D %	0	100
P_{Lim} (mm)	0	200
PORC %	0	100
C_k	0.05	0.8
Factor de modificación de entrada		
Limite	Inferior	Superior
A	0.85	2
B	0.85	2

6. Resultados y discusión.

La Figura 3 muestra los valores del parámetro A obtenidos del modelo hidrológico utilizando las funciones objetivas (RMSE, TRMSE y ROCE). Se logró apreciar que A varía entre 1 y 2 para las tres funciones analizadas y para la mayoría de las cuencas estudiadas. Sin embargo hay tres cuencas (Río Reputo en Reputo, Río Lumaco en Lumaco, Río Puyehue en Quitratúe) cuyo factor de corrección es cercano a 1, sugiriendo que las estaciones disponibles representan adecuadamente la variabilidad espacial de las precipitaciones en aquellas cuencas. En cambio para las cuencas restantes se observó que las precipitaciones deben ampliarse entre 1.2 y 2.2 para que el modelo sea capaz de reproducir los caudales registrados.

Un factor relevante, es el hecho de que las cuencas en estudio poseen un relieve montañoso, perjudicando al registro de la precipitación obtenido por las estaciones pluviométricas. Esto, producto que las estaciones se encuentran a menor altitud no cuantificando de manera adecuada el efecto orográfico, y en consecuencia subestimando el valor medido. Por consiguiente, en el balance hídrico realizado por el modelo, las precipitaciones (obtenidas de las estaciones pluviométricas) no representan completamente los caudales registrados por las estaciones fluviométricas, entonces, el modelo aumenta el parámetro A (Figura 3), de manera de ajustar el balance de agua que entra (precipitación) con el agua que sale (caudal).

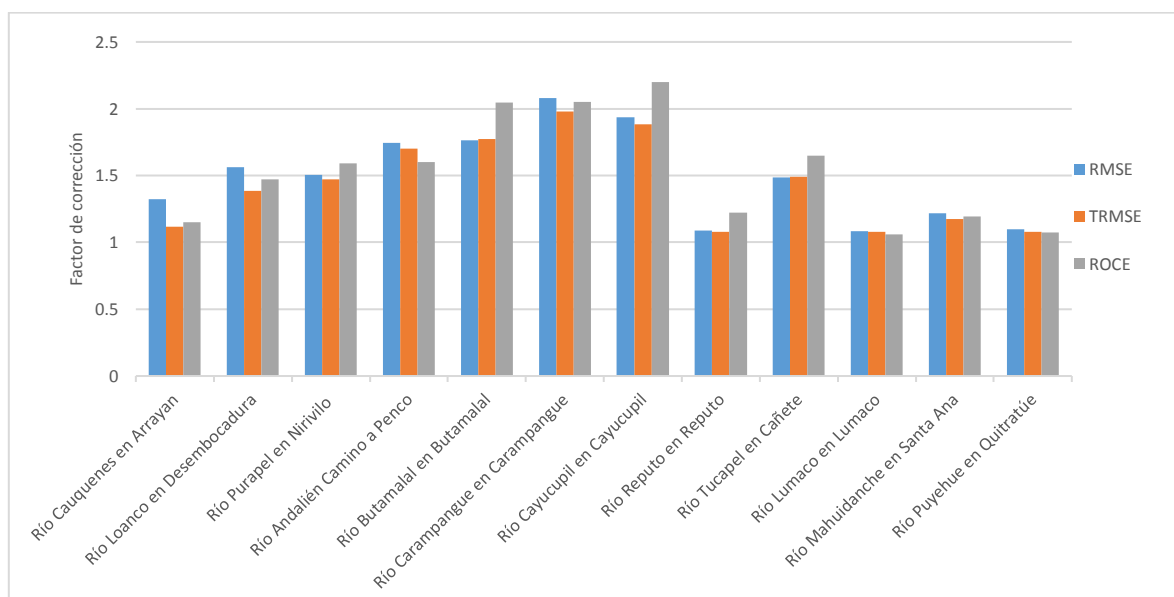


Figura 3. Representación gráfica del Parámetro A para las funciones objetivos analizadas.

Utilizando los resultados del parámetro A, se calculó la Precipitación Media Anual Corregida (PMAC). Para ello se multiplicó la Precipitación Media Anual obtenida a partir de las estaciones Pluviométricas (PMAP) de cada cuenca, con los resultados del parámetro A para cada función objetivo. Asimismo, con la finalidad de comparar, se calculó la Precipitación Media Anual a

partir de las Isoyetas (PMAI) publicadas por la DGA (DGA, 1987). La Figura 4 muestra la comparación de estas precipitaciones.

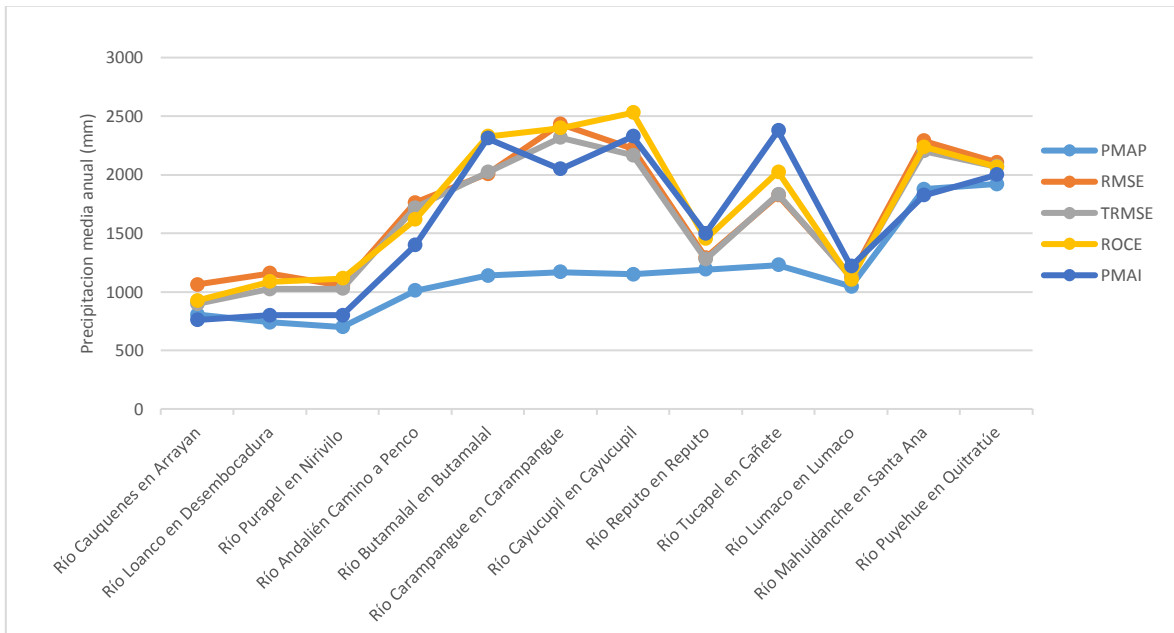


Figura 4. Comparación de PMAC por cada función objetivo con la PMAI y PMAP.

En la Figura 4, se denota el efecto que tiene el parámetro A (mediante las tres funciones objetivos) sobre las precipitaciones, corrigiéndolas entre un 20 y 120 % asegurando el cierre del balance hídrico de cada cuenca en relación al caudal de salida. La explicación por la que el parámetro A amplía su valor, se debe probablemente a que las precipitaciones obtenidas por las estaciones pluviométricas no representan el efecto orográfico que existe en las cuencas Cordilleranas.

Asumiendo que la PMAI es representativa de la variabilidad espacial, entonces la PMAC debería ser similar en cada cuenca en estudio. Sin embargo, de la comparación, solo las cuencas Río Cauquenes en Cauquenes, Cayucupil en Cayucupil, Butamalal en Butamalal, Reputo en Reputo, Lumaco en Lumaco y Puyehue en Quitratúe presentan valores similares entre estas. Por el contrario, para el resto de las cuencas, no hay presencia de similitud al realizar la comparación, indicando que no hay una buena representación de las precipitaciones respecto a las salidas del modelo.

En los casos donde PMAI es mayor que PMAC, no se cuantificó de manera adecuada la orografía, ya que las estaciones pluviométricas cercanas a esas cuencas se encuentran a altitudes menores, produciendo que la precipitación media anual sea mucho menor de lo calculado. Esto probablemente se debe a una subestimación de las precipitaciones en aquellas cuencas producto del efecto orográfico.

Finalmente, la comparación se realizó debido a la inexistencia de registros de precipitación reales en las cuencas en estudio y, además permite tener una estimación de la cantidad de precipitación que debiera existir en las diferentes cuencas.

7. Conclusiones.

La ausencia de estaciones meteorológicas en las zonas altas de la Cordillera de la Costa se traduce en una subestimación de las precipitaciones. Producto de ello el factor estimado para corregir este problema, en la totalidad de los casos es superior a la unidad, y en la mayoría de los casos (9 de 12 cuencas analizadas) supera el 25 % de corrección.

El valor del parámetro A, obtenido mediante la aplicación de la modelación inversa, permite cuantificar el efecto orográfico sobre las precipitaciones y posteriormente corregir las precipitaciones medias anuales calculadas a partir de las estaciones pluviométricas operadas por la DGA.

La falta de estaciones pluviométricas, causa que la precipitación ponderada en cada cuenca no se estime correctamente, repercutiendo en el desarrollo de actividades agrícola, de ganadería, forestales, proyectos de gran envergadura, o para cualquier fin que dependa básicamente de la existencia de los recursos hídricos, esto por no tener un buen conocimiento general de las precipitaciones.

El método inverso de la distancia empleado para el cálculo de las precipitaciones ponderadas en las cuencas, podría generar una estimación incorrecta de las precipitaciones sobre las cuencas, principalmente en cuencas con áreas de gran magnitud y baja densidad de estaciones, ya que las estaciones meteorológicas más cercanas al centro geométrico de la cuenca tienen una influencia muy superior en relación a las más lejanas.

Según los resultados obtenidos se observa que la densidad de estaciones y la ubicación de estas son insuficiente para caracterizar la variabilidad espacial de precipitaciones en Chile centro-sur, en especial en aquellas zonas de topografía compleja como la Cordillera de la Costa.

Agradecimiento

Esta investigación fue apoyada por el Dr. Enrique Muñoz y Dr. Pedro Tume, quienes proporcionaron su conocimiento y experiencia siendo un alto aporte a la presente investigación.

Referencias.

Acuña, M. (2015). Corrección de la precipitación mediante modelación inversa en las cuencas de la Cordillera de los Andes, Informe de proyecto de título para optar al título de ingeniero civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción Chile.

Caro, M, Rojas, E, (2010): Aplicación de modelación superficial en cuencas pluviales de las regiones del Maule, Bío Bío y la Araucanía. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación.

Daly, C., Ronald, P., Donald, L. (1994). A Statistical Topographic Model for Mapping Climatological Precipitation over Mountainous Terrain.

Daly, C., Smith, J.W., Smith, J.I., & McKane, R.B. (2007). Highresolution spatial modeling of daily weather elements for a catchment in the Oregon Cascade Mountains, United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.

DGA, (1987). Balance Hídrico de Chile. Dirección General de Aguas. Ministerio de Obras Públicas.

Falvey, M., and R. Garreaud, (2005): Moisture variability over the South American Altiplano during the SALLJEX observing season. *J. Geophys. Res.*, 110, D22105.

Fernandez, F., (1995). Manual de Climatología aplicada. Clima, medioambiente y planificación. Ed. Síntesis S.A., 295 pp.

Ferrer, P., Brown, E., & Ayala, L. (1973). Simulación de gastos mensuales en una cuenca pluvial. En: II Coloquio Nacional de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica. Santiago. Agosto. Departamento de Obras Hidráulicas, Universidad Católica de Chile.

Garreaud, R. (1993). Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas de Chile central. Tesis de Magister, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 133 p.

Garreaud, R., Montecinos, A., Falvey, M., Muñoz, C. (2011). Modificación de la precipitación frontal por efectos de la Cordillera de Nahuelbuta: Resultados preliminares del proyecto AFEX.

IPLA, (1983). Balance Hídrico Nacional. Regiones VIII, IX y IX (hasta Río Bueno). Ingeniería y Planificación (IPLA). Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.

Lucero, P. (2015). Corrección de la precipitación mediante la aplicación de modelación inversa en las cuencas del Valle Central de Chile, Informe de proyecto de título para optar al título de ingeniero civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción Chile.

Muñoz, E. (2010). Desarrollo de un modelo hidrológico como herramienta de apoyo para la gestión del agua. Aplicación a la cuenca del río Laja, Chile. Tesis Master, Departamento de Ciencias y Técnicas del Agua y del Medio Ambiente, Universidad de Cantabria, España.

Muñoz, E., Arumí, J.L., Wagener, T., Oyarzún, R., & Parra, V. (2016). Unraveling complex hydrogeological processes in Andean basins in south-central Chile: An integrated assessment to understand hydrological dissimilarity, *Hydrological Processes*, doi:10.1002/hyp.11032.

Muñoz, E., Rivera, D., Vergara, F., Tume, P., & Arumí, J.L. (2014). Identifiability analysis: towards constrained equifinality and reduced uncertainty in a conceptual model, *Hydrological Sciences Journal*, 59:9, 1690-1703.

Pizarro, R. (1996). Análisis comparativo de modelos matemáticos precipitación-escorrentía en cuencas de España peninsular. Departamento de Ingeniería Forestal, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Universidad Politécnica de Madrid. España. 320 p.

Pizarro, R. 1993. Elementos Técnicos de Hidrología III. Proyecto Regional Mayor sobre Uso y Conservación de Recursos Hídricos en Áreas Rurales de América Latina y el Caribe. Universidad de Talca, Talca, Chile. 135 p.

Pizarro, R., Ramírez, C., Flores J., (2003). Análisis comparativo de cinco métodos para la estimación de precipitación areales anuales en periodos extremos.

Thornthwaite, C. (1948). An approach toward a rational classification of climate, *Geographical Review* 38, pp 55-94.

Toledo, C., Muñoz, E., & Zambrano-Bigiarini, M. (2015). Comparison of Stationary and Dynamic Conceptual Models in a Mountainous and Data-Sparse Catchment in South-Central Chilean Andes, *Advances in Meteorology*, vol.2015, Article ID 526158, 14 pages, 2015.

Van Werkhoven K., Wagener T., Reed P., Tang Y (2009). Sensitivity-guided reduction of parametric dimensionality for multi-objective calibration of watershed models. Department of Civil and Environmental Engineering, The Pennsylvania State University, 212 Sackett Building, University Park, PA 16802, USA.

Wagener T., (2003). Evaluation of Catchment models. *Hydrological Processes* 17 (16), 3375-3378.

Wagener, T. and Kollat, J. (2007). Numerical and visual evaluation of hydrological and environmental models using the Monte Carlo analysis Toolbox. *Environmental Modelling and Software* 22, 1021-1033.

Willmott, C.J., Matsuura, K. (2008). Terrestrial air temperature and precipitation: Monthly and annual time series (1900-2010) Version 1.02. University of Delaware, <http://climate.geog.udel.edu/climate>.

Zúñiga, R., Muñoz, E., Arumí, J.L. (2012). Estudio de los Procesos Hidrológicos de la cuenca del Rio Diguillín. *Obras y Proyectos* 11,69-78.