

POTENCIALES INFLUENCIAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN CRECIDAS PLUVIALES EN UNA CUENCA ANDINA

• Miguel Ángel Lagos-Zúñiga* • Ximena Vargas-Mesa •
Universidad de Chile
*Autor de correspondencia

Resumen

LAGOS-ZÚÑIGA, M.A. & VARGAS-MESA, X. Potenciales influencias del cambio climático en crecidas pluviales en una cuenca andina. *Tecnología y Ciencias del Agua*. Vol. V, núm. 2, marzo-abril de 2014, pp. 19-38.

En los estudios de crecida en cuencas de régimen nival, la temperatura juega un rol tan importante como la precipitación en la determinación de la magnitud de las mismas, pues define el área pluvial aportante delimitada por la línea de nieves (H_{LN}). En este mismo sentido, la hipsometría de la cuenca es también relevante debido a que determina cuánto porcentaje de área pluvial adicional se tendrá como resultado de pequeñas variaciones de la H_{LN} . En este estudio se analizan los efectos de considerar diferentes combinaciones de elevación de línea de nieves y precipitación, de distinta probabilidad de excedencia, en las crecidas de origen pluvial de 1 000 y 10 000 años de periodo de retorno (T), en una cuenca cordillerana chilena de régimen nival. Se comparan los resultados obtenidos con estudios previos, donde el área pluvial aportante era considerada constante, encontrando una importante dispersión que alcanza variaciones de hasta un 20% respecto a la media del caudal máximo en crecidas de $T = 1\ 000$ años, sugiriendo que se incorporen a futuro estas combinaciones para el diseño de grandes obras hidráulicas en cuencas de régimen hidrológico similar. Se examinan además los posibles efectos del cambio climático bajo los escenarios futuros A2 y B1 (2045-2065) en las magnitudes de estas crecidas. En la zona en estudio, en términos de precipitación diaria, se proyecta un incremento de las magnitudes para el evento de $T = 1\ 000$ años de hasta un 70% promedio en el escenario B1, y un aumento promedio en la temperatura de $+1.8\ ^\circ\text{C}$ y $+1.3\ ^\circ\text{C}$ en los escenarios A2 y B1, respectivamente. Esto conduciría a incrementos del caudal máximo y del volumen de escorrentía directa de hasta 72 y 84%, respectivamente, para el periodo 2045-2065, variaciones que podrían escapar de un intervalo de confianza de crecidas extremas estimadas en el periodo histórico y dejar al embalse situado a la salida de la cuenca analizada, vulnerable frente a inundaciones en los escenarios de cambio climático.

Palabras clave: crecidas, área contribuyente, régimen mixto, cambio climático.

Abstract

LAGOS-ZÚÑIGA, M.A. & VARGAS-MESA, X. Potential Influences of Climate Change on Pluvial Floods in an Andean Watershed. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*. Vol. V, No. 2, March-April, 2014, pp. 19-38.

In studies of floods in basins with a snow regime, the role of temperature has been found to be as important as precipitation to determine the magnitude of the floods, since it defines the contributing catchment area bounded by snow lines (HLN). Therefore, the hypsometry of the basin is also relevant since it determines the percentage of additional catchment area resulting from small variations in HLN. This study analyzes the effects of different combinations of snow line elevations and precipitation, different probabilities of exceedance, for pluvial floods with return periods of 1 000 and 10 000 years (T) in a Chilean Andean basin with a snow regime. The results obtained were compared with previous studies in which the contributing catchment area was taken as constant, finding a significant variation of up to 20% with respect to the mean peak flow of floods with $T = 1\ 000$ years. This suggests that future designs of large hydraulic works in basins with similar hydrological regimes should take into account these combinations. In addition, the possible effects of climate change, based on future scenarios A2 and B1 (2045-2065), on the magnitude of these floods were examined. In the study zone, an increase in the magnitude of daily precipitation is projected for $T = 1\ 000$ years, up to 70% on average, for scenario B1 and an average increase in temperature of $+1.8\ ^\circ\text{C}$ and $+1.3\ ^\circ\text{C}$ is projected for scenarios A2 and B1, respectively. This will lead to increases in peak flow and direct runoff volumes of up to 72 and 84%, respectively, for the period 2045 – 2065, variations that could exceed the confidence interval for extreme floods calculated for the historical period and result in the vulnerability of the dam located at the outlet of the study basin to floods under climate change scenarios.

Keywords: climate change, contributing area, floods, mixed regime.

Introducción

Los estudios de crecida han sido ampliamente investigados y son un problema común en el diseño de proyectos de ingeniería hidráulica. En cuencas donde la componente nival juega un rol importante, estos estudios son más complejos que lo usual, debido a que la temperatura juega un papel tan importante como la precipitación, puesto que dependiendo de qué tan fría o cálida sea dicha tormenta, se tendrán crecidas de mayor o menor magnitud. De este modo, la frecuencia de crecidas pluviales en cuencas nivales no está necesariamente ligada sólo con el periodo de retorno de las tormentas, pues la temperatura (principalmente) determinará la elevación de la línea de nieves (H_{LN}) que corresponde a la elevación a la cual se diferencia la precipitación sólida de la líquida, y por ende define el área pluvial aportante de la tormenta.

El periodo de retorno de una crecida pluvial en cuencas de régimen hidrológico mixto entonces se relaciona con la frecuencia de eventos de precipitación y la temperatura a la que éstos ocurren, como mencionan Seguel y Stowhas (1985). Históricamente, la mayoría de los estudios de ingeniería simplifica el problema, considerando una H_{LN} constante igual a una condición promedio o dentro de un rango en torno a esta condición; sin embargo, estos fenómenos hidrometeorológicos son en realidad mucho más complejos y varían su H_{LN} para cada tormenta. El mismo supuesto rige al elaborar hidrogramas unitarios (HU) en cuencas no controladas (MOP, 1995), donde son usados para evaluar condiciones severas de precipitación, pero considerando un área pluvial constante para cualquier tormenta, lo cual sólo cobra sentido en cuencas de régimen pluvial.

El monitoreo de nieve en Chile aún no alcanza estándares internacionales en zonas cordilleranas (250 km²/estación, según WMO, 1994) principalmente debido a la compleja topografía de las zonas cordilleranas, que dificulta el acceso y la mantención de instrumentos; de este modo, los registros existentes

se efectúan a través de algunos *snow pillows* o de terrenos donde se mide la máxima acumulación de nieve y equivalente en agua de nieve, llevándose a cabo de forma ocasional entre junio y diciembre a través de rutas de nieve. Así, las estimaciones del área pluvial aportante en crecidas se estiman en la actualidad utilizando las buenas correlaciones entre la cobertura nival y las observaciones de temperatura (Carrasco *et al.*, 2008).

La estimación de la elevación de la línea de nieve en zonas no monitoreadas se realiza actualmente en Chile mediante gradientes térmicos en días de precipitación, considerando una temperatura umbral para distinguir entre eventos sólidos o líquidos (US Army Corp of Engineers, 1956). Estas metodologías en Chile pueden considerar una temperatura índice de ocurrencia de precipitación sólida en torno a 1 °C (Seguel y Stowhas, 1985; Vargas *et al.*, 1988), así como relaciones lineales entre H_{LN} y la elevación de la isoterma cero (Garreaud, 1993).

En el ámbito mundial, las técnicas de percepción remota son las más utilizadas en zonas de similares características de poco monitoreo y compleja topografía, como los Andes chilenos, pero todavía no se han podido validar de forma adecuada en eventos de precipitación invernal debido exclusivamente a esta falta de monitoreo. En Chile, utilizando imágenes MODIS comparadas con LANDSAT, MOP (2008) determinó la dinámica de la cobertura de nieve para gran parte del territorio nacional entre los años 2000 a 2007. Si bien MODIS entrega productos de cobertura nival de precisión cercana al 93% (Hall y Riggs, 2007), la presencia de nubes es el principal obstáculo de estas técnicas, lo cual la deja con poca certidumbre justamente en días de lluvia en donde el cielo se encuentra cubierto, lo que dificulta su utilización en tormentas puntuales.

En el contexto histórico se tiene que la climatología chilena ha sido estudiada con amplios registros a diferentes latitudes del territorio central por Carrasco *et al.* (2005), que muestran una disminución en precipitación anual y un aumento en las temperaturas

máximas y mínimas, que se condicen con el estudio de Rösenbluth *et al.* (1997), quienes encontraron evidencia de tasas de calentamiento en la latitud 33° S de aproximadamente +2.8 °C por siglo. Del mismo modo se ha observado que en las últimas décadas se tiene un incremento positivo en la elevación de la isoterma cero en todo el territorio chileno (Carrasco *et al.*, 2008), generando una reducción de las superficies glaciares en territorio chileno (Cassasa, 1995) y argentino (Leiva, 1999). Estas tendencias podrían continuar si se consideran las proyecciones de cambio climático (IPCC, 2007), según las cuales se tendría una menor disponibilidad de recursos hídricos en periodo estival y, en el contexto de este estudio, un incremento en el área pluvial aportante durante las crecidas (DGF, 2006).

Entre las distintas proyecciones del estudio del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2007) existe gran dispersión respecto a la precipitación y un mayor acuerdo en proyecciones de temperatura. Ruosteenoja *et al.* (2003) muestran un rango de variación de precipitación de -12 a +10%, y un incremento de temperatura de +1.0 a +2.9 °C, para el periodo invernal en la región suramericana, siendo éste el periodo más crítico en Chile, donde aproximadamente cae el 85% de precipitación anual (DMC, 2001). Estudios recientes muestran que para eventos de precipitación existe un posible incremento de la magnitud en tormentas de baja frecuencia (Kharin *et al.*, 2007; Sugiyama *et al.*, 2010); asimismo, el IPCC (2007) señala que existe la posibilidad de un incremento en la intensidad de precipitaciones aun en zonas en donde la lluvia anual se espera que disminuya. Este hecho, sumado a las proyecciones de incremento de temperaturas, genera un cambio en la concepción de los estudios de crecidas realizados históricamente, motivando la necesidad de cuantificar los efectos de estas proyecciones en la seguridad hidrológica de las obras.

Para determinar los efectos de las proyecciones de los diversos modelos del IPCC es necesario escalar los modelos de circulación

global MCG, que son modelos climáticos a macro escala que buscan reproducir de forma física o estadística el comportamiento del sistema climático. Muchas técnicas de escalamiento estadístico y dinámico se aplican a Modelos Climáticos Regionales (MCR) (Wood *et al.*, 2004). En Chile, al momento de la realización del estudio, sólo se contaba con el modelo regional PRECIS-DGF (DGF, 2006), el cual representa de forma adecuada la variabilidad estacional del clima. Este modelo, sin embargo, no cuenta con proyecciones para mediados del siglo XXI y posee una tendencia a sobrestimar las precipitaciones máximas en la cordillera (DGF, 2006). Todo lo anterior imposibilita la realización de un escalamiento dinámico, forzando un proceso estadístico de forma puntual para las distintas estaciones meteorológicas a analizar.

El análisis de cambio climático se realizará en el escenario A2, que “describe un mundo muy heterogéneo con crecimiento de población fuerte, desarrollo económico lento, y cambio tecnológico lento”, y el escenario B1, que “describe un mundo convergente, con un máximo de población mundial hacia mediados del siglo XXI, pero con una evolución más rápida hacia una economía de servicios y de información” (IPCC, 2007). Se escogen estos escenarios, pues se tiene uno de los más desfavorables: A2, y aquel que proyecta menor incremento de temperaturas: B1, teniendo así una amplia gama de posibilidades futuras.

El objetivo principal de este estudio es mostrar la importancia de la consideración del periodo de retorno tanto de H_{LN} como de precipitación en estudios de crecida en cuencas de régimen mixto, mostrando que tan variadas crecidas pueden obtenerse de las distintas combinaciones de precipitación y elevación de línea de nieves al comparar con crecidas obtenidas en el estudio de diseño del embalse Puclaro en Chile (30.6° S, 70.7° O) asociadas con los mismos periodos de retorno y la crecida máxima probable, con consideraciones de H_{LN} constante.

Otro objetivo principal del estudio corresponde a cuantificar los posibles efectos del

cambio climático para los escenarios A2 y B1 (2045-2065) en las crecidas de 1 000 y 10 000 años de periodo de retorno, bajo condiciones más cálidas y de lluvias que podrían ser más intensas.

Metodología

Zona de estudio

La cuenca Puclaro está ubicada en la Región de Coquimbo (figura 1), con una superficie de 6 582 km² y un rango de elevación entre 580 y 6 200 msnm. Su clima es semi árido o de

estepa, con una lluvia promedio anual en la estación Rivadavia de 820 msnm de 100 mm y temperaturas medias que van desde 14.5 °C en invierno a 20.1 °C en verano. Para este estudio se consideraron siete estaciones meteorológicas ubicadas dentro de la cuenca con más de 30 años de información, las cuales se listan en el cuadro 1, donde *Pp* indica registros de precipitación y *Temp* de temperatura.

El río principal de la cuenca Puclaro es el río Elqui, con un régimen hidrológico predominante de carácter nival, de caudal medio anual de 9.5 m³/s y de 31.2 m³/s promedio en el periodo de deshielo. El caudal

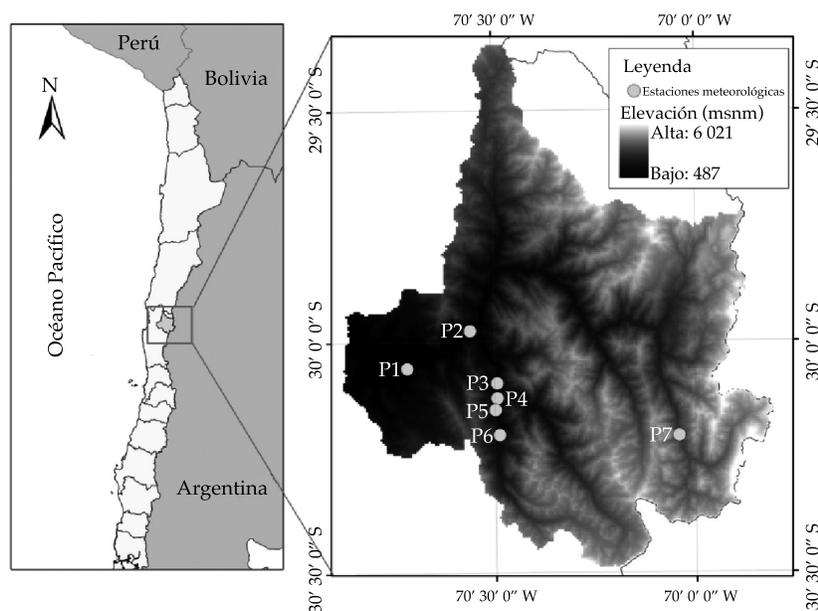


Figura 1. Ubicación general cuenca Puclaro (izquierda), modelo de elevación digital y ubicación de estaciones meteorológicas (derecha).

Cuadro 1. Estaciones meteorológicas en zona en estudio. Datum WGS84 H19S.

Código	Nombre	UTM N (m)	UTM E (m)	Altitud (msnm)	Años de registro	Variable
P1	Vicuña INIA	6 673 645	334 506	730	40	<i>Pp</i>
P2	Rivadavia	6 682 825	349 469	820	57	<i>Pp</i> y <i>Temp</i>
P3	Monte Grande	6 670 313	356 032	1 120	50	<i>Pp</i>
P4	Pisco Elqui DMC	6 666 743	356 133	1 250	32	<i>Pp</i>
P5	Los Nichos	6 663 904	355 688	1 330	32	<i>Pp</i>
P6	La Ortiga	6 657 957	356 723	1 560	32	<i>Pp</i> y <i>Temp</i>
P7	Laguna Embalse	6 658 116	399 735	3 160	47	<i>Pp</i> y <i>Temp</i>

máximo instantáneo del río Elqui corresponde a 108 m³/s en invierno con periodo de retorno de 10 años. La cuenca Puclaro contiene además dos embalses: el embalse Puclaro, que delimita la cuenca en estudio con una capacidad de 200 hm³, y La Laguna Embalse, con 15 hm³. La capacidad evacuadora de cada embalse es de 2 500 m³/s y 50 m³/s, respectivamente.

Evaluación de crecidas en cuencas de régimen mixto

Seguel y Stowhas (1985) plantearon que la frecuencia de una crecida en una cuenca de régimen mixto no está necesariamente relacionada con el periodo de retorno de una tormenta dada, pero sí con la probabilidad de excedencia agregada de la elevación de línea de nieve (H_{LN}) y la precipitación. En tal caso, considerando que dichas variables son independientes e integrando en éstas cualquier otra variable, el periodo de retorno de un evento de crecida (T) está dado por (1). De este modo, para determinar la magnitud de una crecida de origen pluvial en cuencas de régimen mixto, se deben considerar varias combinaciones de periodos de retorno de H_{LN} y Pp .

$$T_{\text{crecidas}} = T_{\text{Líneas de nieves}} \cdot T_{\text{Precipitación}} \quad (1)$$

En este artículo se analizan los efectos de distintas combinaciones de H_{LN} con Pp invernales en las crecidas de 1 000 y 10 000 años de periodo de retorno, según se muestra en el cuadro 2. La evaluación de la magnitud de las crecidas se realizó mediante un hidrograma unitario sintético (HUS) del tipo Snyder, calibrado para regiones chilenas según MOP

(1995), similares a aquellos HU calculados con base en crecidas históricas para la misma cuenca (MOP, 1994).

Todas las crecidas generadas con las combinaciones listadas en el cuadro 2 son calculadas para el periodo histórico de Línea Base (LB: 1961-1999), y los escenarios A2 y B1 (2045-2065), considerando proyecciones del cambio climático en precipitación y temperatura, con su correspondiente efecto tanto en la determinación de H_{LN} el área aportante y el HUS.

Datos de precipitación y proceso de escalamiento

Las series de precipitación máxima diaria anual fueron evaluadas mediante un análisis de frecuencia para cada estación listada en el cuadro 1 en el periodo LB, estimando los eventos de periodo de retorno señalados en el cuadro 2.

Debido a la gran dispersión frente a proyecciones de precipitación, 15 modelos MCG del IPCC (2007) fueron comparados con el reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), que corresponde a un modelado atmosférico global forzado con mediciones climatológicas de estaciones de todo el mundo. Al considerar este reanálisis como un modelo confiable, se utiliza como patrón de comparación de cada MCG; de este modo, un MCG que presente un alto grado de correlación con el reanálisis en la zona de estudio se considerará como un modelo capaz de reproducir los procesos climáticos de interés de forma adecuada. Otro criterio utilizado fue comparar gráficos de ΔT versus ΔPp para proyecciones de mediados del siglo

Cuadro 2. Combinaciones de periodos de retorno de H_{LN} y Pp para crecidas de 1 000 y 10 000 años.

Crecida de $T = 1\ 000$ años		Crecida de $T = 10\ 000$ años	
$T Pp$ (años)	$T H_{LN}$ (años)	$T Pp$ (años)	$T H_{LN}$ (años)
1 000	1	10 000	1
500	2	5 000	2
100	10	1 000	10
20	50	200	50

Cuadro 3. MCG modelos filtrados con comparación NCEP/NCAR reanálisis y gráficos ΔT vs. ΔP .

Centro	Acrónimo del centro	Modelo	Resolución espacial (lat-lon)
Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization Australia	CSIRO	Mk3.0 Mk3.5	1.9 x 1.9°
Canadian Center for Climate Modeling and Analysis Canadá	CCCma	CGCM3	1.9 x 1.9°
Centre National de Recherches Meteorologiques Francia	CNRM	CM3	1.9 x 1.9°
Max-Planck-Institut for Meteorology Alemania	MPI-M	ECHAM5_OM	1.9 x 1.9°
Meteorological Institute, University of Bonn, Alemania Meteorological Research Institute of KMA, Corea Model and Data Groupe at MPI-M, Alemania	MIUB METRI M&D	ECHO-G	3.9 x 3.9°
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Estados Unidos de América	GFDL	CM2.0 CM2.1	2.0 x 2.5° 2.0 x 2.5°
National Institute for Environmental Studies Japón	NIES	MIROC3.2 medres	2.8 x 2.8°
Meteorological Research Institute Japón	MRI	CGCM2.3.2	2.8 x 2.8°

XXI realizadas por Maurer *et al.* (2007) para 15 MCG, escogiendo aquellos que convergen más al promedio de las variaciones de temperatura y precipitación en el periodo invernal. De estos criterios de comparación fueron seleccionados 10 MCG, que se listan en el cuadro 3.

El proceso de escalamiento utilizado en este estudio corresponde a una adaptación del método corrección de sesgo-escalamiento espacial formulado por Wood *et al.* (2004), pero aplicado a escala de estación, el cual se realiza en dos pasos principales: escalamiento espacial (EE) y escalamiento temporal (ET).

El proceso de EE consiste en ajustar cada MCG seleccionado a escala de estación local, ponderando por el inverso de la distancia cada uno de los cuatro nodos del MCG envolventes del sector de interés, considerando de este modo las cuatro climatologías más cercanas modeladas. Por su parte, el ET consiste en ajustar la serie sometida al EE a observaciones locales mediante correlaciones estadísticas, en orden de hacerlas coincidir para un mismo T ,

obteniendo como resultado una serie escalada que presente un ajuste de pendiente unitario y un error inferior a 1 mm, con el fin de minimizar cuanto sea posible la dispersión de los resultados.

Otros procesos de escalamiento ampliamente utilizados (Li *et al.*, 2010; Ternik *et al.*, 2009, entre otros) ajustan los MCG con buena precisión a las observaciones, pero aún persisten errores considerables para eventos extremos, como concluye Perkins (2011). Debido a que en este estudio son los valores extremos de precipitación los que importa que estén correctamente representados, es necesario realizar múltiples ajustes estadísticos a la serie resultante del escalamiento espacial.

Bajo el supuesto de independencia entre las series de máxima precipitación diaria anual entre los escenarios LB, A2 y B1, se realiza un análisis de frecuencia particular a cada estación para cada serie, determinando así los valores asociados con los periodos de retorno listados en el cuadro 2. Las variaciones de precipitación

proyectadas se expresan como porcentaje de variación respecto a LB.

Distribución temporal de precipitación

Dado que se analizan series de precipitación diaria de los distintos modelos MCG, estos valores se deben distribuir en la duración de la tormenta para poder aplicar los HUS. Tal distribución temporal se realiza mediante las distribuciones de Varas (1985), estudio similar al de Huff (1967), que clasifica cuatro estaciones según el intervalo de tiempo en que se registra el instante de mayor precipitación, en cuatro grupos desde el I al IV, asociando los intervalos de mayor intensidad entre el primer y cuarto tramo de duración de la tormenta, respectivamente. A estos grupos se les asocia una probabilidad de excedencia de la distribución temporal para cada grupo.

Según el estudio de Varas (1985), para la estación Embalse Paloma, ubicada en la misma región, se tiene que el instante de mayor P_p ocurre en el segundo cuarto de duración de la tormenta, de modo que se selecciona la distribución de Grupo II para todas las estaciones analizadas en este estudio.

Precipitación media sobre la cuenca

Dada una H_{LN} el promedio de precipitación líquida sobre la cuenca se estima por simplicidad mediante el método de los polígonos de Thiessen. La pobre densidad de estaciones meteorológicas en la cuenca no permite utilizar métodos más sofisticados de interpolación como *cokrigging* de precipitación con la elevación, trazado de isoyetas o las empleadas por Teegavarapu *et al.* (2006) (inverso de la distancia, ponderación según coeficiente de correlación y algoritmos genéticos).

Al estar la región de Coquimbo fuertemente influenciada por el efecto orográfico de la cordillera de los Andes y donde se presenta un gradiente creciente de costa a cordillera y de norte a sur (Falvey y Garreaud, 2007; Viale *et al.*, 2008), se tiene que un incremento

en H_{LN} significará, para tormentas frontales provenientes desde el océano, un incremento en la precipitación líquida media sobre la cuenca y por ende se traducirá en crecidas de mayor magnitud.

Estimación de H_{LN} mediante análisis de temperatura

Para estimar la H_{LN} promedio que pudo haberse dado durante una tormenta, se utilizan las formulaciones de Garreaud (1993) y Vargas *et al.* (1988). Estos métodos consideran la temperatura media en un día de lluvia y su variación con la altura de acuerdo con las ecuaciones (2) y (3), respectivamente:

$$H_{LNG} = H_{Temp=0} - 300 \quad (2)$$

$$H_{LNV} = H_{Estación} - (Temp_{Índice} - Temp_{Umbral}) * 1000 / G \quad (3)$$

Donde:

- H_{LNG} , H_{LNV} : elevación de la línea de nieves (msnm).
- $H_{Temp=0}$: elevación de la isoterma cero (msnm).
- $H_{Estación}$: elevación de la estación meteorológica de referencia (msnm).
- $Temp_{Umbral}$: temperatura umbral de precipitación líquida a sólida 1 °C.
- G : gradiente térmico observado (°C/km).
- $Temp_{Índice}$: temperatura índice (Seguel y Stowhas, 1985) calculada según (4):

$$Temp_{Índice} = (Temp_{máx} + (k-1)Temp_{mín}) / k \quad (4)$$

Donde k es un número entre 4 y 7. $Temp_{máx}$ y $Temp_{mín}$ corresponden a las temperaturas máximas y mínimas diarias. Seguel y Stowhas (1985) mostraron que existe una buena correlación entre una $Temp_{Índice}$ calculada con $k = 7$ y la ocurrencia de precipitación sólida para estaciones chilenas. Para estimar $H_{T=0}$ y G se correlacionan las temperaturas medias diarias

de las estaciones Rivadavia, La Ortiga y La Laguna Embalse, con su respectiva elevación en días de tormenta, estableciendo una relación lineal entre ellas para cada evento.

El principal problema con la formulación de H_{LNV} es que depende de sólo una estación meteorológica y no de una serie de registros de varias estaciones, dejando así al hidrólogo la decisión arbitraria de determinar qué estación utilizar; en este caso se utilizó como base la estación La Ortiga debido principalmente a la extensión y calidad de sus registros. Por otra parte, la formulación H_{LNG} fue realizada con base en observaciones de radiosondas para Chile central, encontrando una diferencia de 300 m con $H_{T=0}$ por la posibilidad de ocurrencia de nieve para temperaturas mayores a 0 °C (US Army Corp of Engineers, 1956).

Con el fin de validar estas metodologías se utilizaron imágenes MOD10A obtenidas del satélite Terra, de ocho días de resolución temporal (Hall *et al.*, 2000), suponiendo que existe aproximadamente un 93% de precisión en las medidas cuando existe poca cobertura de nubes (Hall y Riggs, 2007). Este producto se acopló con un Modelo Digital de Elevaciones (MED) ASTER de 30 metros de resolución espacial para estimar la menor elevación de un píxel de nieve, lo cual determina la H_{LN} "observada" para cada evento, sujeto al posible error inducido por la nubosidad presente.

Los cambios en H_{LN} fueron cuantificados considerando los cambios de temperatura proyectados por Maurer *et al.* (2007) en la zona en estudio, proyectados para el periodo invernal en los escenarios A2 y B1. La nueva elevación de la isoterma cero en el periodo 2045-2065 se determinó considerando que para

la altitud de $H_{Temp=0}$ en el periodo LB se tendrá a futuro una temperatura positiva, igual a las variaciones proyectadas de temperatura de Maurer *et al.* (2007) en el periodo de invierno. De este modo, considerando que los gradientes térmicos futuros serán equivalentes al promedio obtenido en el periodo LB, se puede obtener una nueva $H_{Temp=0}$ para el periodo futuro. Todas las proyecciones futuras de H_{LN} generan nuevos parámetros geomorfológicos de la cuenca pluvial, y con ello nuevos tiempos de concentración e HUS para cada escenario A2 y B1.

Para tener otra fuente de validación de las estimaciones indirectas de H_{LN} se comparan los resultados obtenidos con los de la revisión bibliográfica, listados en el cuadro 4.

Subescenarios de evaluación de crecidas pluviales frente a cambio climático

Para evaluar las condiciones futuras de crecidas pluviales se consideran las proyecciones promedio de precipitación de los 10 MCG seleccionados para los escenarios A2 y B1, mientras que las variaciones de temperatura utilizadas consideran el incremento promedio de temperatura proyectado por Maurer *et al.* (2007) para el periodo de invierno en la zona de estudio y el error estándar de los 15 MCG utilizados en su análisis. Las crecidas estimadas suponen ocurrencia de las proyecciones de temperatura y precipitación de forma separada y en su conjunto como escenarios de ocurrencia probable, dadas las combinaciones listadas en el cuadro 5. De este modo, se tendrán HUS históricas o futuras, según las condiciones de temperatura mencionadas en el apartado "Zona de estudio".

Cuadro 4. Estimaciones de H_{LN} encontradas en la revisión bibliográfica.

Estudio	Rango de H_{LN} en invierno	Metodología
Zavala y Trigo (2008)	3 000 a 3 500 (msnm) Mínimo 1 700 (msnm)	$H_{LN} = H_{Temp=0}$. Rutas de nieve
MOP (2008)	De 1 600 a 3 600 (msnm)	Imágenes LANDAST y MODIS
MOP (1991)	De 2 500 a 3 000 (msnm)	Rutas de nieve

Cuadro 5. Subescenarios considerados para evaluar las variaciones de crecidas de origen pluvial en la cuenca Puclaro.

Subescenario	Proyecciones consideradas para los escenarios A2 y B1
1	Variación promedio de precipitación considerando H_{LN} del periodo LB
2	Máxima variación de temperatura, considerando observaciones de Pp del periodo LB
3	Variación media de temperatura, considerando observaciones de Pp del periodo LB
4	Mínima variación de temperatura, considerando observaciones de Pp del periodo LB
5	Máxima variación de temperatura, considerando variación media de proyecciones de Pp
6	Variación media de temperatura, considerando variación media de proyecciones de Pp
7	Variación mínima de temperatura, considerando variación media de proyecciones de Pp

Resultados

Gradiente térmico y estimación y validación de H_{LN}

Los gradientes térmicos obtenidos de 58 días lluviosos de precipitación diaria mayor a 10 mm muestran un promedio de $-5.55\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, como se muestra en la figura 2, dentro del rango de un gradiente adiabático húmedo característico de días lluviosos en el periodo LB.

Para estos mismos eventos independientes de precipitación, las estimaciones de la línea de nieves, utilizando la estación La Ortiga como

base para el método H_{LNV} se muestran en el cuadro 6. En términos generales, se observa que el método H_{LNG} es más conservador, ya que resulta en una elevación de 13% superior a H_{LNV} lo que se traduce en áreas pluviales mayores.

Al comparar los resultados obtenidos al utilizar ambas metodologías indirectas con aquellos que se logran del análisis de 30 imágenes MOD10A (Hall *et al.*, 2000) para el periodo 2001-2010, mostrado en la figura 3, se puede apreciar que existe un grado de correlación aceptable entre estas estimaciones, pero con una gran dispersión en cada tormenta.

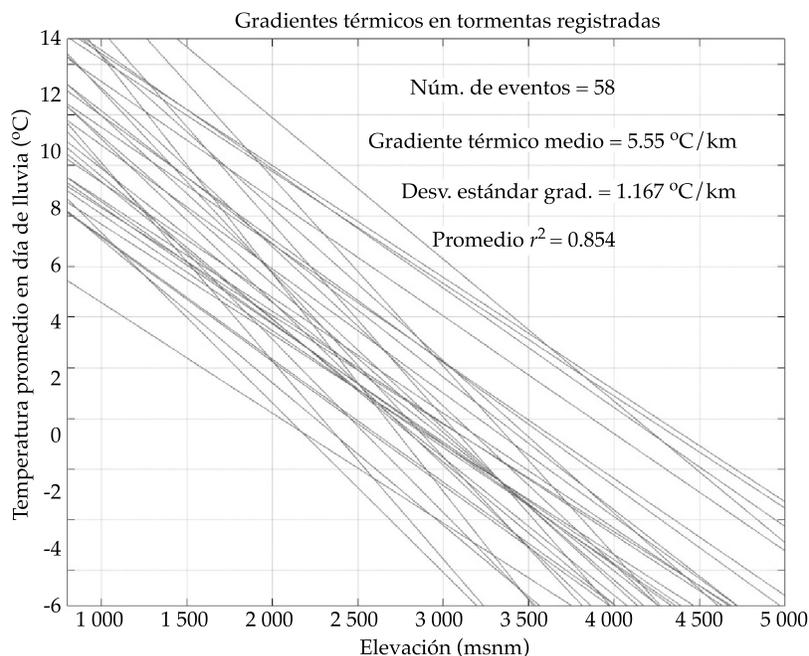


Figura 2. Gradientes térmicos estimados en 58 eventos de precipitación mayor a 10 mm.

Cuadro 6. Principales estadísticas en estimaciones de elevación de línea de nieve en periodo LB.

Estadístico	H_{LNV} (msnm)	H_{LNG} (msnm)
Promedio	2 400	2 700
Mediana	2 400	2 600
Desviación estándar	500	600
Máximo	3 300	4 000
Mínimo	1 400	1 800

Si se compara el criterio de eficiencia propuesto por Krause *et al.* (2005), correspondiente a la ponderación del coeficiente de r^2 entre las estimaciones indirectas de H_{LNG} y H_{LNV} mediante las estimaciones de H_{LN} obtenidas con imágenes MODIS10A, con la pendiente del ajuste lineal entre $H_{LN-MODIS10A}$ y cada estimación analizada, según los valores que se muestran en la figura 3, se tiene que se alcanzan valores de correlación ponderados de 0.774 y 0.636, respectivamente. Este criterio muestra que ambas metodologías no representan de forma exacta el fenómeno en estudio y que subestiman las observaciones remotas —si éstas se consideran como correctas— entre 22.6 y 36.4%, en promedio, para H_{LNG} y H_{LNV} , respectivamente.

Por otra parte, teniendo en cuenta que los rangos de variación de H_{LN} estimados por los estudios del cuadro 4 y que los rangos de la isoterma cero estimados por Carrasco *et al.* (2005), con base en información histórica de radiosondas, que oscila en invierno para Chile central entre los 3 000 msnm en el periodo 1975-2001, se puede inferir que los valores resultan más similares a otras estimaciones. En consecuencia, la metodología H_{LNG} se adopta como el método más adecuado para estimar las futuras H_{LN} en los escenarios LB, A2 y B1.

Resultados de escalamiento de precipitación y sus proyecciones

Un ejemplo del resultado logrado con el proceso de escalamiento aplicado se muestra en la figura 4, observando coeficientes de correlación y r^2 ponderado cercanos a uno para cada caso.

Las precipitaciones de 1 000 y 10 000 años de precipitación máxima diaria anual y sus variaciones respecto al periodo LB de los 10 MCG listados en el cuadro 3 se muestran en la figura 5 para las siete estaciones en estudio y la precipitación media sobre la cuenca según los escenarios A2 y B1, considerando una elevación de H_{LN} de alta frecuencia ($T = 1.02$ años), pudiéndose observar una gran dispersión en éstas.

Para las proyecciones de la precipitación media en la cuenca, el escenario B1 muestra un incremento en la frecuencia de estos eventos mayor que para el escenario A2 en mediana de 1.56, y 1.03 para los eventos de $T = 1 000$ y 10 000 años; para todos los casos se proyecta un incremento en el percentil 25% mayor a 4.6%, mientras que el percentil 75% puede alcanzar hasta un 120% de variación respecto al escenario LB en los eventos de $T = 10 000$ años. Los estadísticos de mediana, primer, tercer cuartil y rango de variación respecto a LB para la cuenca se muestran en el cuadro 7.

Proyecciones de temperatura y elevación de línea de nieves

Para la cuenca Puclaro, las proyecciones invernales de temperatura a mediados del siglo XXI, de acuerdo con el escalamiento de Maurer *et al.* (2007), se muestran en el cuadro 8 para los escenarios A2 y B1. Estas variaciones, al ser aplicadas a la serie de H_{LN} obtenidas en LB, muestran en la figura 6 (izquierda) un incremento dado por las proyecciones estándar máximas de hasta 300 m.

Pequeñas variaciones en H_{LN} podrían significar importantes incrementos en el área pluvial aportante, dependiendo de la hipsometría

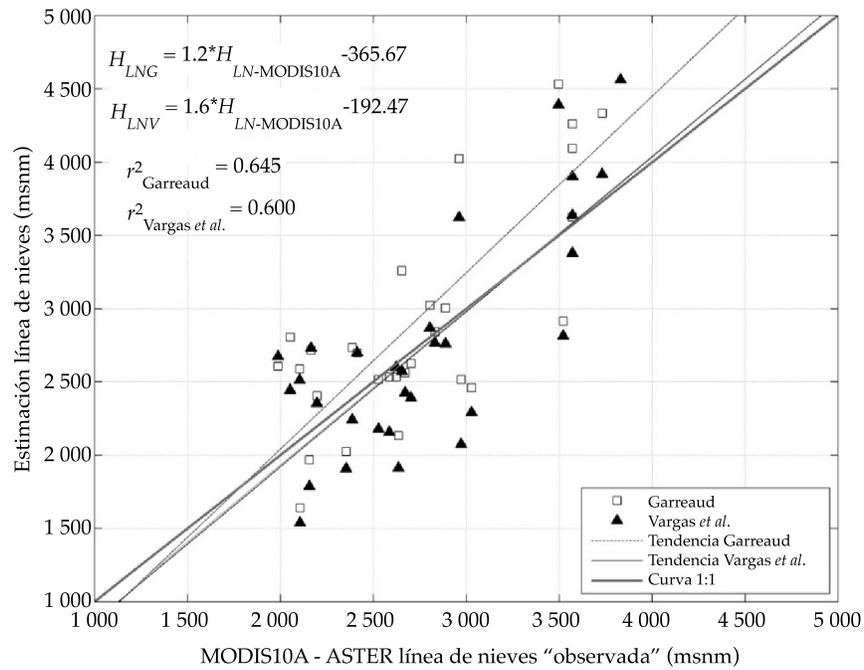


Figura 3. Validación de estimaciones de H_{LN} con metodologías propuestas versus producto MOD10A.

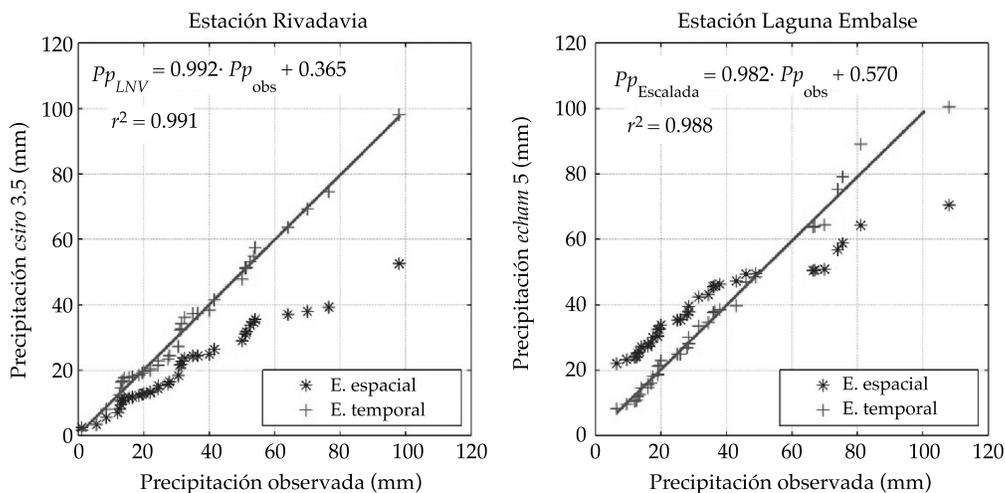


Figura 4. Resultado del ajuste logrado con el procedimiento de *downscaling* propuesto en la estación Rivadavia con el modelo *csiro* 3.5 (izquierda) y la estación La Laguna Embalse con el modelo *echam5* (derecha).

de la cuenca, como se muestra en la figura 6 (derecha). Este último hecho resulta ser de suma importancia bajo proyecciones de cambio climático, como se muestra en el cuadro 9, en donde se puede observar el efecto de estas

variaciones en los incrementos porcentuales del área pluvial aportante de hasta un 33% para los escenarios A2 y B1, al considerar la proyección del error estándar mayor en términos de temperatura para cada escenario.

Cuadro 7. Proyecciones de precipitación media en la cuenca Puclaro para los escenarios A2 y B1.

Cuartil	% ΔPp de $T = 1\ 000$ años		% ΔPp de $T = 10\ 000$ años	
	A2	B1	A2	B1
25%	4.6	12.4	19.6	16.3
Mediana	24.5	62.9	39.3	80.0
75%	85.5	93.8	89.2	120.3
Rango	80.9	81.4	69.6	104

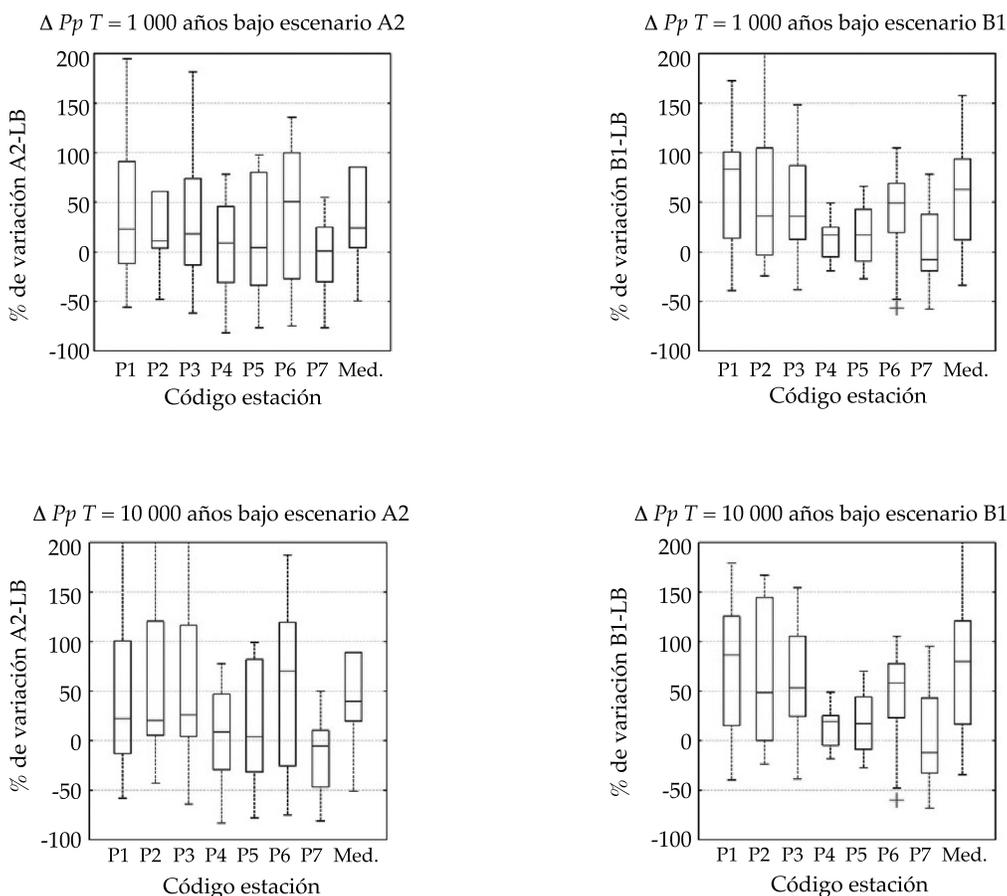


Figura 5. ΔPp de $T = 1\ 000$ y $10\ 000$ años bajo escenario A2 (izquierda) B1 (derecha) en estaciones cuenca Puclaro y promedio (med.) sobre la cuenca para una H_{LN} de alta frecuencia (1.02 años de periodo de retorno).

Esta sensibilidad es especialmente importante para altitudes medias del orden de 3 000 msnm.

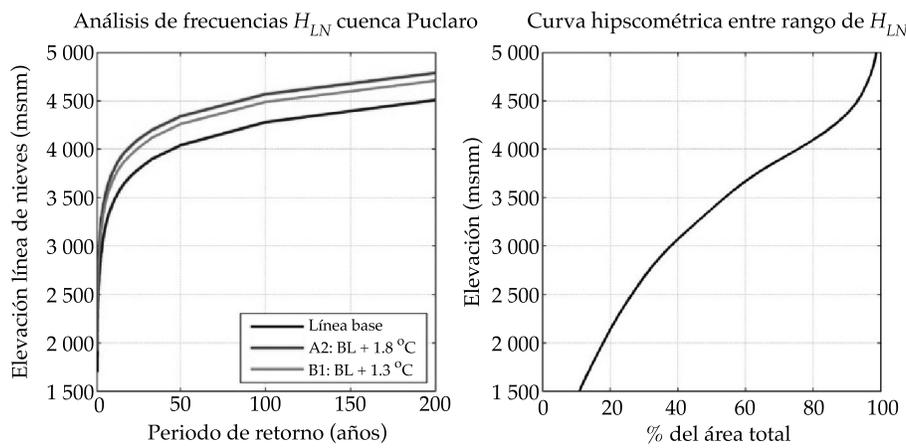
Estudio de crecidas

Con el fin de verificar el supuesto de independencia entre eventos de precipitación y la

temperatura media diaria a la que ésta ocurrió, se realizó el test de independencia *t-student*, encontrando que para diferentes umbrales de precipitación existe independencia entre ambas variables, y por transitividad lógica se tiene que la ecuación (1) puede ser considerada como válida con un nivel de confianza de 95%.

Cuadro 8. Cambios de temperatura proyectados por Maurer *et al.* (2007) en la cuenca Puclaro.

$\Delta Temp$ °C	Escenario	
	B1	A2
Promedio	1.3	1.8
Desviación estándar	0.38	0.33
Error +	1.7	2.1
Error -	1.0	1.5

Figura 6. Análisis de frecuencia de H_{LN} para escenarios LB, y variaciones promedio de temperatura en los escenarios A2 y B1 (izquierda), y curva hipsométrica entre rangos de H_{LN} (derecha).Cuadro 9. H_{LN} en escenarios LB, A2 y B1 (variaciones promedio) y el incremento en área aportante.

T (años)	H_{LN} (msnm)			Incremento de área aportante	
	LB	B1: LB + 1.3 °C	A2: LB + 1.8 °C	B1: LB + 1.3 °C	A2: LB + 1.8 °C
1.02	1 700	1 900	2 000	20.2%	31.0%
2	2 600	2 900	3 000	23.5%	33.1%
10	3 400	3 700	3 800	20.7%	29.1%
50	4 000	4 300	4 300	16.4%	16.4%

La figura 7 muestra el grado de correlación entre ambas variables en la estación La Ortiga para distintos umbrales, teniendo siempre coeficientes de correlación R menores a 0.4 en valor absoluto.

Las crecidas generadas para los periodos de retorno de 1 000 y 10 000 años se calcularon mediante HUS generados según los subescenarios en estudio listados en el cuadro 5. La

figura 8 muestra los hidrogramas más críticos para las crecidas de $T = 1\,000$ y $10\,000$ años, respectivamente, en escenarios LB, A2 y B1, considerando los incrementos mayores de temperatura proyectados por Maurer *et al.* (2007) listados en el cuadro 8. Ha de notarse que se dificulta la distinción entre crecidas A2 y B1, puesto que se superponen en la gran mayoría de los casos.

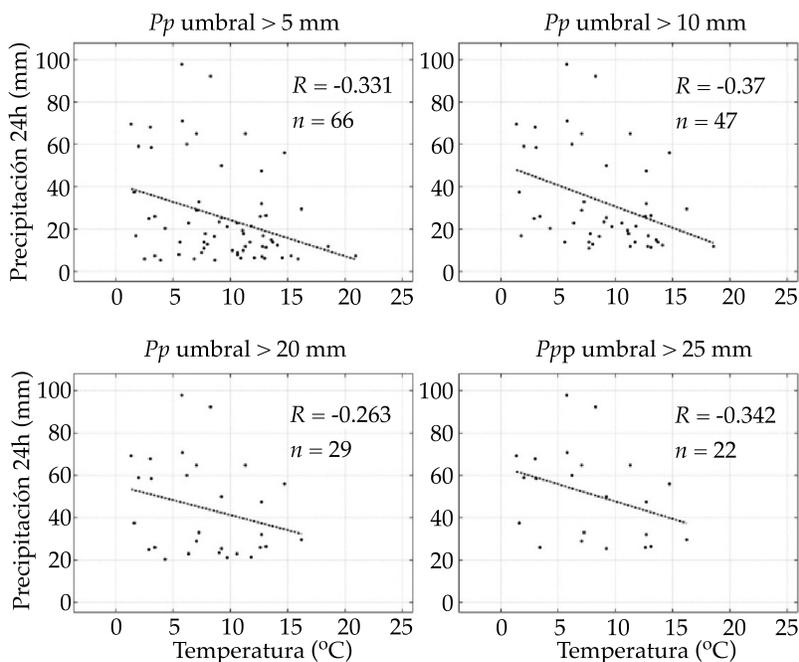


Figura 7. Correlación (R) entre temperatura media diaria y precipitación registrada en la estación La Ortiga y número (n) de eventos sobre el umbral de precipitación (Pp).

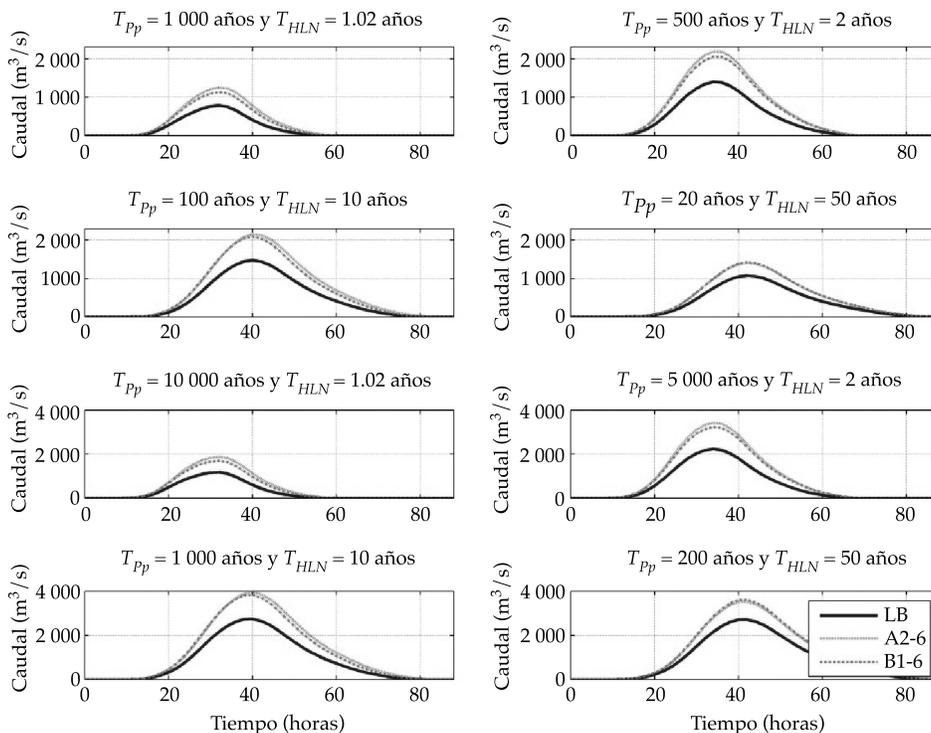


Figura 8. Crecidas de $T = 1000$ y 10000 años dadas diferentes combinaciones de escenarios y H_{LN} para distribución 10% de Varas (1985) Grupo II. Línea gruesa: LB; línea segmentada: subescenario A2-6; línea punteada: subescenario B1-6.

La figura 8 muestra para la distribución de Varas II de 10% de probabilidad de excedencia, que los incrementos más severos en caudales máximos instantáneos se dan en general en el escenario A2 de hasta un 61% para crecidas de $T = 10\ 000$ años, mientras que en el escenario B1 se alcanzan incrementos de hasta 56% en los eventos de igual frecuencia. Si sólo se considera un aumento de precipitación (A2-1 y B1-1), el escenario B1 produce incrementos mayores en caudal máximo, aunque la diferencia es casi despreciable ($\sim 2\%$). Los efectos de incremento de temperatura son más importantes, pues producen crecidas de hasta un 29% mayores respecto al escenario LB. Sólo en el caso del efecto combinado de precipitación y temperatura para H_{LN} de $T = 50$ años, el escenario B1-6 genera crecidas levemente más severas que el escenario A2-6 para las crecidas de 1 000 y 10 000 años.

Comparando los resultados del caudal máximo instantáneo en la figura 8 en el escenario LB, se puede observar que la consideración de varias elevaciones de líneas de nieve induce a diferencias notorias en los hidrogramas. En el cuadro 10 se muestran las estimaciones obtenidas en dicho periodo y las del estudio MOP (1994), que consideró una H_{LN} de aproximadamente dos años y la precipitación diaria de $T = 1\ 000$ y 10 000 años. Se aprecia que una precipitación de $T = 1\ 000$ años, combinado con una H_{LN} de periodo de retorno 10 años, puede producir un caudal máximo de $T = 10\ 000$ años, superior en un 10% al del estudio MOP, asociado con un periodo de retorno del orden de 20 000 años. Además, la precipitación de $T = 10\ 000$ años, combinada con una H_{LN} de alta frecuencia (~ 1 año) genera caudales máximos un 56.8% inferior a aquella estimada con una precipitación de $T = 1\ 000$

años y H_{LN} de 10 años de periodo de retorno. Se tiene además que la crecida decamilenaria puede alcanzar valores un 26% inferior que la CMP estimada para el embalse en $3\ 700\ \text{m}^3/\text{s}$.

La figura 9 muestra la variabilidad tanto en caudal máximo como en volumen que se obtiene al considerar distintas distribuciones temporales de precipitación, así como de considerar combinaciones de periodos de retorno de precipitación y H_{LN} para las crecidas de 1 000 y 10 000 años en los escenarios LB, A2 y B1. En el escenario LB se pueden obtener crecidas hasta un 13% superiores a la mediana de las generadas, mientras que para los escenarios A2 y B1 estas variaciones alcanzan un 38 y 32%, respectivamente.

Puede notarse que en todos los escenarios existe una gran dispersión en las magnitudes de las variables, pues dependen tanto de las distintas combinaciones de periodos de retorno de H_{LN} y Pp , y de la distribución temporal de la precipitación como de cada subescenario de cambio climático analizado. Para los escenarios A2 y B1 entre los percentiles 25 y 75% se observan incrementos medios de +32 y +27% en caudal máximo instantáneo, respectivamente.

Discusión

La consideración de diversos periodos de retorno para H_{LN} y Pp resulta ser un tópico de suma importancia en cualquier estudio de crecidas, pues como se mostró en el cuadro 10, una precipitación de $T = 100$ años, combinada con un área pluvial aportante de $T = 10$ años, producirá una inundación más severa que aquella producida por una tormenta milenaria, pero con bajas temperaturas ($H_{LN} = 1.02$ años).

El análisis de incertidumbre asociado con las crecidas puede incorporar mayores rangos

Cuadro 10. Caudales máximos instantáneos obtenidos según distintos criterios. Periodo línea base.

T de crecidas (años)	Q MOP (1994) (m^3/s)	T de H_{LN} (años)				ΔQ respecto a Q MOP (1994)
		1.02	2	10	50	
1 000	1 750	785	1 399	1 478	1 074	De -56.7% a -15.5%
10 000	2 500	1 185	2 231	2 747	2 720	De -52.6% a +9.9%

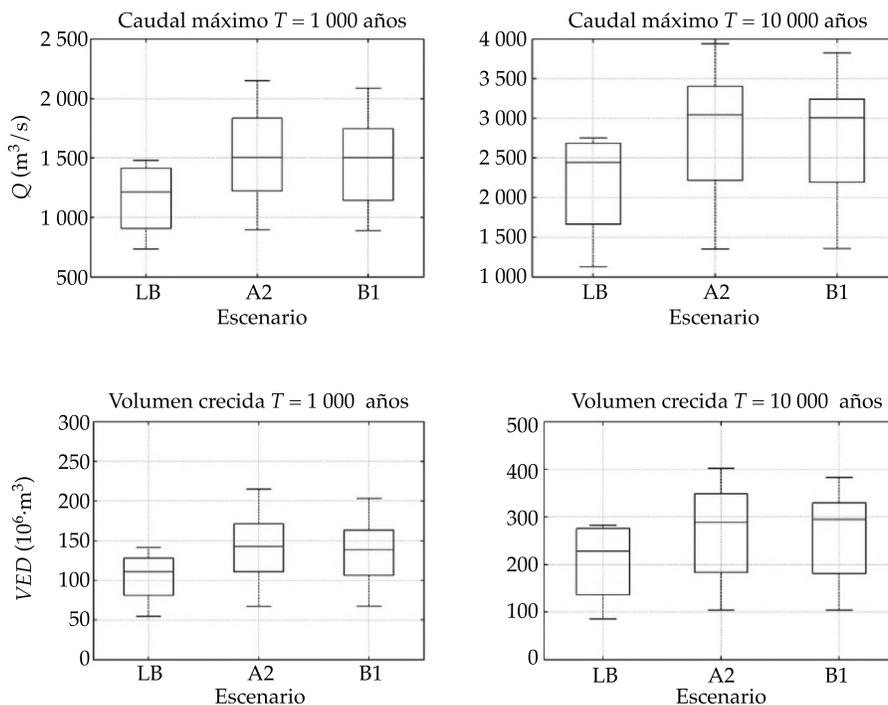


Figura 9. Crecidas de $T = 1\ 000$ y $10\ 000$ años en caudal máximo (Q) y volumen de escorrentía directa (VED) para cada escenario analizado.

de variabilidad de caudales obtenidos, por ejemplo el caso de las condiciones de capacidad de infiltración del suelo, distribuciones temporales de precipitación más sofisticadas como el estudio de Dolling y Varas (2006), que usaron redes neuronales o distintas distribuciones espaciales. Sin embargo, de los resultados de la figura 8, pareciera que en cuencas de régimen hidrológico mixto será la H_{LN} la que tendrá mayores efectos en la determinación de crecidas más severas, por lo que analizar probabilísticamente esta variable aporta información de alta relevancia en el diseño hidrológico de obras hidráulicas. Tal es su importancia, que se obtuvieron caudales de $T = 10\ 000$ años sólo un 26% inferior a la CMP afluente determinada en el estudio del diseño del embalse Puclaro (MOP, 1994).

En este estudio, la estimación de H_{LN} es una de las mayores fuentes de incertidumbre debido a que no existen suficientes estaciones que midan nieve en los Andes chilenos, de

modo que estimaciones indirectas simples como la de Garreaud (1993) parecen ser herramientas factibles para la topografía de la zona. Se mostró, además, que al comparar estimaciones de H_{LN} basadas en registros de temperaturas con H_{LN} obtenidas de imágenes satelitales MOD10A, se obtiene una gran dispersión de los resultados (figura 3), lo que se atribuye en parte a que, en no pocas ocasiones, estas imágenes simplemente no contienen información, de modo que la precisión dada por Hall y Riggs (2007) es sumamente dependiente de la calidad de la imagen y principalmente de la nubosidad, que en la época invernal tiende a ser alta.

A pesar de ello, y considerando además los rangos de variación de H_{LN} y de isoterma cero señalados en el apartado "Gradiente térmico y estimación y validación de H_{LN} ", que en promedio superaban los 3 000 msnm (MOP, 2008; Zavala y Trigo, 2008; MOP, 1995; MOP, 1991; Carrasco *et al.*, 2005) que entregan rangos

de valores más similares a la metodología de H_{LNG} para observaciones realizadas en el periodo LB, se tiene que esta metodología es aplicable a la zona de estudio.

La estimación de la H_{LN} durante la tormenta se ha basado en el supuesto de un gradiente térmico constante para los escenarios futuros, aunque en el periodo LB se ha demostrado que este gradiente es variable. Esta simplificación permite estudiar de forma más sencilla el problema que aquí se investiga, aunque se debe reconocer que gradientes menores conducirían a caudales mayores que los aquí presentados, debido a las mayores elevaciones a las que se encontraría la isoterma cero.

En términos de cambio climático, se puede observar que existe una tendencia al incremento de la tasa de precipitación diaria similar a las proyecciones de Kharin *et al.* (2007) y Rousteenoja *et al.* (2003). Del mismo modo, las tendencias de Maurer *et al.* (2007) de temperatura se condicen con las proyecciones de Rosenbluth *et al.* (1997). El incremento de precipitación diaria tiende a ser mayor en el escenario B1 que en el A2, y todavía mayor en el evento de P_p de 10 000 años, donde puede tomar incrementos de +80% versus el +39% de las proyecciones A2; sin embargo, la dispersión de las proyecciones entre los 10 MCG seleccionados es demasiado alta.

El reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) puede ser aplicado como una herramienta de discriminación entre MCG, por considerar observaciones de datos en distintas partes del mundo, de modo que su comportamiento puede ser considerado como una buena aproximación de mediciones climáticas reales, al igual que la comparación de gráficos de ΔP_p versus $\Delta Temp$.

El proceso de escalamiento utilizado está especialmente diseñado para disminuir las dispersiones para eventos de baja probabilidad de excedencia en el escenario LB, basándose además en el proceso propuesto por Wood *et al.* (2004). Sin embargo, el supuesto de que las relaciones encontradas en el *downscaling* estadístico temporal seguirán siendo válidas a

futuro es una fuerte fuente de incertidumbre. Este hecho le otorga más credibilidad a los procesos de escalamiento dinámicos, pues se consideran los fenómenos físicos involucrados en éstos; sin embargo, dado el estado actual de modelos regionales chilenos, no permite su uso adecuado.

Las proyecciones de cambio climático en términos de precipitación máxima diaria y temperatura invernal mostradas presentan tanto de forma separada como en su conjunto incrementos en caudal máximo y volumen de escorrentía directa. La temperatura corresponde a la variable dominante en estos aumentos, debido a la hipsometría de la cuenca y su elasticidad en altitudes medias, donde pequeñas variaciones de H_{LN} pueden determinar altos incrementos en área pluvial. Este resultado puede ser generalizado a otras cuencas de régimen mixto y topografía (cuenas cordilleranas) tanto en el escenario LB histórico como para proyecciones futuras de cambio climático.

Los incrementos mayores en caudales y volumen en cambio climático se producen en el escenario que considera un aumento conjunto de precipitación y temperatura en los escenarios A2 y B1, siendo los mayores incrementos en caudal máximo de +73% y 70% respecto al periodo LB para las crecidas de 1 000 y 10 000 años de periodo de retorno, respectivamente, en el subescenario A2-5. En términos de variaciones volumétricas, las máximas alcanzadas para estas mismas crecidas son de +84% y +81%, respectivamente, considerando el mismo subescenario.

El empleo de un modelo del tipo hidrograma unitario para la estimación de crecidas no reproduce del todo la base física del problema; por ende, estos resultados sólo deben mirarse como algo referencial. El uso de un modelo de mayor complejidad, ya sea concentrado o distribuido, requiere mayor cantidad de información, especialmente de las forzantes meteorológicas, que en este tipo de cuencas no se registran con la debida distribución espacial, por lo que sus resultados también tendrían una alta incertidumbre.

Finalmente, se aprecia que existe una gran dispersión en los resultados de caudales máximos y volúmenes de escorrentía directa, producto de diversos subescenarios posibles de cambio climático, dadas las variaciones de precipitación y temperatura, así como dependiendo de la distribución temporal de la tormenta, sumado además a las condiciones de humedad antecedente y la distribución espacial de la precipitación, aspectos que no se abordan en este estudio. Sin embargo, como puede apreciarse en la figura 9, dadas las proyecciones de los escenarios A2 y B1, siempre se obtienen caudales mayores en las proyecciones futuras que en las estimaciones históricas realizadas.

Los resultados anteriores son de suma importancia, puesto que, bajo condiciones de cambio climático, se obtendrían crecidas de $T = 10\ 000$ años hasta un 7% mayores que la CMP determinada en el diseño del embalse Puclaro. Se tiene entonces que la incorporación de estudios de impactos del cambio climático en obras hidráulicas de larga vida útil beneficiará la seguridad hidrológica de la misma, especialmente en obras cuya falla presente riesgos de muerte, como el caso de un embalse.

Conclusiones

Estudios de crecidas en cuencas de régimen mixto deben hacerse considerando variaciones de la elevación de la línea de nieves, en conjunto con análisis de precipitaciones, a modo de estudiar las situaciones más desfavorables para una crecida asociada con una misma probabilidad de excedencia.

Proyecciones de cambio climático muestran que existe un incremento en la temperatura invernal y precipitación máxima diaria anual. El escenario B1 presenta incrementos de precipitación de 80% para el evento de $T = 10\ 000$ años, mientras que en el escenario A2 se alcanzarían incrementos de hasta 39%; sin embargo, es el incremento de temperatura de este último escenario, en promedio 0.5 °C superior, lo que predomina en la formación de crecidas más severas, en términos de

caudal máximo y volumen de escorrentía, alcanzando máximos de hasta un 73 y 84%, respectivamente.

Los incrementos de temperatura determinarán en mayor medida la vulnerabilidad frente al cambio climático en la magnitud de crecidas en condiciones de cambio climático en la cuenca Puclaro y en cuencas andinas de régimen mixto, dado que para pequeñas variaciones de la elevación en la línea de nieve, se podrá tener un gran incremento de área pluvial aportante para este tipo de cuencas.

Finalmente, se recomienda realizar estudios de cambio climático en el diseño de obras hidráulicas, como el caso de embalses, dada las consecuencias que tendría una falla en las mismas y la larga vida útil proyectada en ellas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Dirección General de Aguas, Chile, junto a su ley de transparencia, por facilitar la información meteorológica utilizada en este estudio. Se agradece también al doctor James McPhee y a dos revisores anónimos por sus valiosos comentarios, que sin duda contribuyeron a mejorar la calidad y comprensión de este artículo.

Recibido: 06/08/2012

Aceptado: 19/06/2013

Referencias

- CARRASCO, J., OSORIO, R., and CASASSA, G. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*. Vol. 54, 2008, 186 pp.
- CARRASCO, J., CASSASA, G., and QUINTANA, J. Changes of the 0° isotherm and the equilibrium line altitude in Central Chile during the last quarter of the 20th century. *Journal of Hydrological Sciences*. Vol. 50, No. 6, 2005, pp. 933-948.
- CASSASA, G. Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier variations. *Ann. Glaciol.* Vol. 21, 1995, pp. 317-322.
- DGF. *Estudio de Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI. Informe realizado para la CONAMA*. Santiago: Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 2006.

- DMC. *Climatología regional* [en línea]. Dirección Meteorológica de Chile, Departamento de Climatología y Meteorología, 2001. Disponible para *World Wide Web*: <http://164.77.222.61/climatologia/>.
- DOLLING, O. and VARAS, E. Design storms using artificial neural networks. *Hydraulic Engineering in Mexico*. Vol. XXI, No. 4, 2006, pp. 103-113.
- FALVEY, M. and GARREAUD, R. Wintertime precipitation episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic influences. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 8, 2007, pp. 171-193.
- GARREAUD, R. *Impacto de la variabilidad de la línea de nieves en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile Central*. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Concepción, Chile, 1993.
- HALL, D. and RIGGS, G. Accuracy Assessment of the MODIS Snow Products. *Hydrological Processes*. Vol. 21, No. 12, 2007, pp. 1534-1547.
- HALL, D., RIGGS, G., and SALOMONSON, V. *Updated weekly MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500 m Grid V004, April 2000 to August 2010*. Boudler, USA: National Snow and Ice Data Center, digital media, 2000.
- HUFF, F.A. Time distribution of rainfall in heavy storms. *Water Resources Research*. Vol. 3, No. 4, 1967, pp. 1007-1019.
- IPCC. *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., and Miller, H.L. (editors). Cambridge/New York: Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 2007, 996 pp.
- KALNAY, M., KANAMITSU, R., KISTLER, W., COLLINS, D., DEAVEN, L., GANDIN, M., IREDELL, S., SAHA, G., WHITE, J., WOOLLEN, Y., ZHU, M., CHELLIAH, W., EBISUZAKI, W., HIGGINS, J., JANOWIAK, K.C., MO, C., ROPELEWSKI, J., WANG, A., LEETMAA, R., REYNOLDS, R., JENNE, Y., and JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* Vol. 77, No. 3, 1996, pp. 437-470.
- KHARIN, V.V., ZWIERS, F., ZHANG, X., and HEGERL, G. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC. *J. Climate*. Vol. 20, 2007, pp. 1419-1444.
- KRAUSE, P., BOYLE, D., and BÄSE, F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*. Vol. 5, 2005, pp. 89-97.
- LEIVA, J. Recent fluctuations of Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change*. Vol. 22, No. 1, 1999, pp. 69-77.
- LI, H., SHEFFIELD, J., and WOOD, E. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *J. Geophys. Res.* Vol. 115, 2010, D10101.
- MAURER, E., BREKKE, L., PRIUTT, T., and DUFFY, P.B. Fine-resolution climate projections enhance regional climate change impact studies. *Eos Trans. Agu.* Vol. 88, No. 47, 2007, 504 pp.
- MOP. *Análisis de las rutas de nieve del país*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas, República de Chile, DGA, Departamento de Hidrología, Subdepartamento de Hidrología Aplicada, 1991.
- MOP. *Dinámica de la cobertura nival entre las cuencas de los ríos Copiapó y Petrohe utilizando imágenes satelitales*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas, República de Chile, Geografía UC-Proyectos, Instituto de Geografía PUC, 2008.
- MOP. *Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas, República de Chile, Dirección General de Aguas, Ayala, Cabrera y Asociados Ingenieros Consultores Ltda., 1995.
- MOP. *Proyecto Embalse Puclaro*. Santiago: Ministerio de Obras Públicas, República de Chile, Consorcio de Ingeniería INGENDESA-EDIC Ltda., Vol. VII, 1994.
- PERKINS, S. *A simple bias correction method for climate extremes estimated by the generalized extreme value distribution*. Melbourne, Australia: Oral presentation at IUGG, General Assembly, 2011.
- RÖSENBLUTH, B., FUENZALIDA, H., and ACEITUNO, P. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*. Vol. 17, 1997, pp. 67-85.
- ROUSTEENOJA, K., CARTER, T., JYLHÄ, K., and TUOMENVIRTA, H. Future climate in world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. *The Finnish Environment* 644. Helsinki: Finnish Environment Institute, 2003, 83 pp.
- SEGUEL, R. y STOWHAS, L. *Estimación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvionivales*. VII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Concepción, Chile, 1985.
- SUGIYAMA, M., SHIOGAMA, S., and EMORI, S. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *PNAS*. Vol. 107, No. 2, 2010, pp. 571-575.
- TEEGAVARAPU, R., TUFFAIL, M., and ORMSBEE, L. Optimal function forms for spatial interpolation of precipitation data. *Environmental Informatics Archives*. Vol. 4, 2006, pp. 343-353.
- TERNIK, W., HURJMANS, R., TORFS, P., and UIJLENHOET, R. Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* Vol. 6, 2009, pp. 5377-5413.
- US ARMY CORP OF ENGINEERS. *Snow Hydrology. Summary report of the snow investigations*. Portland, USA: N. Pac. Div., US Army Corps of Eng., 1956.
- VARAS, E. *Hietogramas de tormentas de diseño*. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Concepción, Chile. 1985.

VARGAS, X., BROWN, E. y ANDREANI, C. *Uso de información regional para la estimación de crecidas*. CRH 88-53-I. Concepción: Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, 1988.

VIALE, M., NAUMANN, G., and NORTE, F. Extreme orographic precipitation events over the central Andes of Argentina and Chile. *Proceedings of 13th Conference on Mountain Meteorology*. Whistler, Canada, 2008, p. AMS P1.22.

WOOD, A., LEUNG, L., SRIDHAR, V., and LETTENMAIER, D. Hydrologic implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *J. Climatic Change*. Springer Netherlands, 2004, pp. 189-216.

WMO. *Guide to hydrological practices*. No. 168. 5th edition. Geneva: World Meteorological Organization, 1994.

ZAVALA, H. y TRIGO, H. *Los sistemas naturales de la cuenca del río Elqui (Región de Coquimbo, Chile): vulnerabilidad y cambio del clima*. Cepeda, P.J. (editor). La Serena, Chile: Ediciones Universidad de La Serena, 2008, pp. 66-167.

Dirección institucional de los autores

Mtro. Miguel Ángel Lagos Zúñiga

Departamento de Ingeniería Civil
Advanced Mining Technology Center
Universidad de Chile
Avenida Tupper 2007, oficina 304
Santiago, CHILE
Teléfono: +56 (2) 2977 1009
mlagos@ing.uchile.cl

Prof. Ximena Vargas Mesa

Departamento de Ingeniería Civil
División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente
Universidad de Chile
Avenida Blanco Encalada 2002
Santiago, CHILE
Teléfono: +56 (2) 2978 4400
xvargas@ing.uchile.cl