



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

**IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EVENTOS EXTREMOS Y ANÁLISIS DE
LA VULNERABILIDAD DE ALGUNAS OBRAS HIDRÁULICAS EN CHILE**

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

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

MIGUEL ÁNGEL LAGOS ZÚÑIGA

**PROFESORA GUÍA:
XIMENA VARGAS MESA**

**PROFESORES DE LA COMISIÓN:
JAMES MCPHEE TORRES
JORGE CARRASCO CERDA**

**SANTIAGO DE CHILE
AGOSTO DE 2012**

RESUMEN

En las últimas décadas se ha observado a nivel mundial un calentamiento global que en Chile Central tiende a $+2.8^{\circ}\text{C}/\text{siglo}$. Las implicancias de este incremento de temperatura, se traducen en una disminución de los cuerpos glaciares y nieves, lo que por un lado afecta la disponibilidad del recurso hídrico para las actividades humanas y por otro lado genera que un aumento de las áreas sobre las que cae precipitación líquida.

Estudios mundiales de cambio climático han pronosticado potenciales aumentos en intensidades de precipitación, aún en zonas donde la lluvia anual disminuya en el tiempo. Teniendo entonces lluvias más intensas y temperaturas más elevadas, las grandes obras hidráulicas serían vulnerables ante posibles proyecciones de cambio climático.

En la determinación de los caudales de diseño realizados en la actualidad, para cuencas de régimen hidrológico mixto, se suelen construir hidrogramas unitarios, con los que se generan crecidas más severas a las históricas al aplicarle los efectos de tormentas de periodos de retorno mayores, sin embargo, el supuesto de un hidrograma unitario único en estos sistemas, deja de lado el hecho que la severidad de una crecida no solo depende de la intensidad de la lluvia de diseño, sino que además de la temperatura a la que esta ocurre.

Debido a que la mayoría de las grandes obras hidráulicas en Chile se diseñan para eventos de periodo de retorno (T) de 1000 a 10 000 años, verificando en algunos casos para la Crecida Máxima Probable (CMP), se analizan en este estudio los efectos de los escenarios climáticos A2 y B1 (2045-2065) en la Precipitación Máxima Probable (PMP) determinada estadísticamente en las regiones de Coquimbo y Maule, e hidrometeorológicamente en la Cuenca Puclaro.

Se estudian además las tendencias de las estaciones pluviométricas de mayor registro cercanas a los embalses Puclaro y Colbún con 10 modelos de circulación general de la atmósfera para los eventos de 24 hrs de 1000 y 10 000 años de periodo de retorno. En el caso de las crecidas, se estudia como evolucionarían los eventos de origen pluvial de $T= 1000$ y 10 000 años y la CMP.

Los resultados muestran que para las cuencas Puclaro y Colbún se proyectan los incrementos más severos de precipitación de 20% y 30% respectivamente, siendo estos aumentos mayores al nivel regional en las zonas de mayor elevación. En el caso del embalse Puclaro se proyectan los incrementos más severos de 85% y 81% en las crecidas de 1000 y 10000 años, mientras que la CMP proyecta incrementos de hasta 175.5% para el escenario A2 en el mismo embalse.

Todos estos resultados, que además incluyen un análisis de incertidumbre estadística, proyectan que existe una vulnerabilidad en los embalses Puclaro y Colbún frente a escenarios de cambio climático, siendo estos resultados generalizables a regiones de similares proyecciones climáticas y régimen hidrológico mixto.

Jesús le respondió: «El que beba de esta agua tendrá nuevamente sed, pero el que beba del agua que yo le daré, nunca más volverá a tener sed. El agua que yo le daré se convertirá en él en manantial que brotará hasta la Vida eterna».

Juan 4. 10-14.

A mí Señor Dios Padre, Hijo y Espíritu Santo

A mí amada esposa Paula

A mis Padres Alicia y Luis

A mis futuros hijos

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer a la división de recursos hídricos y medio ambiente del Departamento de Ingeniería Civil de la FCFM, U. de Chile, por haberme otorgado la beca de rebaja de arancel durante mis dos años de estadía en el programa. Agradezco también a ARCADIS Chile, quienes durante el primer año del mismo me ayudaron financiando el 50% del programa de Magister.

Agradezco a la profesora Ximena Vargas, por su confianza y todo el apoyo brindado durante estos años, por transmitirme esta pasión por la investigación y por incentivar-me a participar de congresos nacionales e internacionales, que sin lugar a dudas marcaron mi formación profesional para siempre, gracias por todas las enseñanzas recibidas y por estar siempre disponible para mis inquietudes y preguntas.

También quisiera agradecer al profesor James McPhee por sus comentarios y enseñanzas transmitidas durante este tiempo, así como por haberme reclutado como ayudante en la hidrología y darme ahora trabajo en el AMTC. Agradezco además al profesor Jorge Carrasco, quien se mostró abierto a ser parte de esta comisión y quien además confió en esta Tesis y me compartió buenos y acertados consejos.

Quiero entregar también mi gratitud a mi gran amor, mi esposa Paula, quien desde primer año ha estado siempre apoyándome y dándome siempre todo su amor, su compañía, fidelidad y amistad. Gracias porque además ahora formamos una familia unida en la roca de Cristo, que esperamos también fructifique en nuestros futuros hijos a quienes ya amamos.

Agradezco a todos mis amigos que me apoyaron dentro de mis largos años en esta casa de estudios, a Claudito, Hugo, Miguelazo, MJ y Darío. A la bella pastoral de Ingeniería donde conocí a estos hermanos y a otros tantos con quienes compartimos la vida y la fe, al equipo de liturgias, a nuestro Rafita (q.e.p.d), a Claudita, a nuestro guía el P. Fermín y a la querida pastoral de funcionarios. Doy las gracias también al club de kung fu, Chung Iy Tang, al profesor Jaime Cáceres, por su compartir, su amistad y por sus enseñanzas, agradezco también a todos los pai-hocitos, viejos y recién llegados, especialmente agradezco a Luis (Pelao) y a los cinco furiosos por su amistad y compañerismo.

Agradezco a todos quienes me brindaron su amistad hidráulica, a Mauricio Q., Gonzalo, Edward, Max, Álvaro, Pedro, José, Mauricio C, Lalo, Nils y Gino. A todos de quienes fui alguna vez ayudante o auxiliar, pues sin duda me hicieron valorar aún más el estudio y la enseñanza de la hidrología. Doy gracias a todos los profesores de la división y a Jéssica, Mónica, Vivi, Tía Marcela y a Mirella por su cariño y apoyo.

A quienes se abrieron al don de la vida, mis Padres Alicia y Luis sin quienes no podría haber alcanzado esto, por su apoyo y amor, hasta en los momentos más difíciles, a mi hermanita querida Andrea quien siempre me protegió como su pequeño y a mi otra hermanita quien no tuve la dicha de conocer, pero que seguramente nos acompaña desde el cielo, los amo a todos, más aún ahora que la familia va creciendo, con Eric y la pequeña Francia; y por el otro lado a Milton, Patricia y Felipe, familia heredada de mi esposa Paula.

Por último quiero agradecer a mi creador, quien da el sentido a mi vida y quien me da de beber de esta agua viva que sacia toda sed, agradezco a Dios por mantenerme siempre de pie, por haberme escogido y haber dado esta hermosa vocación misionera de Paz: Shalom; para mostrarle al mundo que el amor es lo único que verdaderamente mueve, da vida y sentido a todo, pues fuimos creados por amor y para amar. Acepta Señor esta humilde ofrenda de mis estudios, y ayúdame a ser un buen hijo tuyo para poder ser así cada día un mejor ingeniero para mi querido Chile. Amén.

TABLA DE CONTENIDOS

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Estructura general del informe	3
CAPÍTULO II: METODOLOGÍA	4
2.1. Zonas de estudio.....	4
2.2. Determinación de eventos extremos de precipitación.....	6
2.3. Estimación del área pluvial aportante	7
2.4. Distribución espacial y temporal de precipitación	7
2.5. Determinación de las crecidas milenarias, deca milenarias y CMP	8
2.6. Proyecciones de cambio climático	9
CAPÍTULO III: RESUMEN DE RESULTADOS	12
3.1. Estudio de crecidas para el escenario LB (1960-1999)	12
3.1.1 Crecidas milenarias y deca milenarias afluentes al embalse Puclaro	12
3.1.2 Precipitación Máxima Probable afluente al embalse Puclaro	13
3.1.3 Crecida Máxima Probable afluente al embalse Puclaro.....	15
3.2. Efectos del cambio climático en regiones de Coquimbo y del Maule.....	16
3.2.1. Proyecciones de precipitación en Coquimbo y del Maule	16
3.2.2. Proyecciones de temperatura en embalse Puclaro	19
3.2.3. Proyecciones en crecidas pluviales afluentes al embalse Puclaro	20
3.2.4. Proyecciones de Precipitación Máxima Probable	22
3.2.5. Proyecciones de CMP afluente al embalse Puclaro	24

3.3.	Incertidumbre en las estimaciones calculadas.....	25
3.3.1.	Incertidumbre en las crecidas pluviales estimadas	25
3.3.2.	Incertidumbre en las estimaciones de la PMP y CMP.....	26
CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES.....		28
4.1.	Comentarios sobre estudios de crecidas	28
4.2.	Representación espacial y temporal de precipitación.....	28
4.3.	Estimaciones de PMP y CMP	30
4.4.	Sobre la selección de GCM's y el proceso de <i>downscaling</i>	31
4.5.	Efectos del cambio climático en la vulnerabilidad de los embalses Puclaro y Colbún.....	32
4.6.	Análisis de la incertidumbre.....	33
4.7.	Recomendaciones	34
4.8.	Sobre la seguridad hidrológica de embalses	36
4.9.	Comentarios finales.....	37
REFERENCIAS.....		38
ANEXOS		43

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación

En las últimas décadas se han observado las tendencias climáticas y sus efectos en los recursos hídricos, así como se ha estudiado el potencial efecto del cambio climático en la disponibilidad y gestión de los mismos tomando como base los escenarios futuros proyectados por el IPCC (2007). Los escenarios consideran, ya sea un desarrollo basado en la Economía (tipo A) o en el medio Ambiente (tipo B), en el contexto de un crecimiento económico globalizado (tipo 1) o regionalizado (tipo 2) generándose distintas proyecciones de cambio climático al combinarse estos escenarios (A2, A1, B1, B2 y A1B). Se consideran también las fuentes de la matriz energética por lo que se clasifican también los escenarios como A1F (basado en uso mayoritario de combustibles fósiles), A1T (uso de energías renovables) y A1B (balance entre las distintas fuentes). No obstante las diferencias entre estos escenarios, la gran mayoría de los modelos de circulación general (GCM en inglés) elaborados por distintas instituciones, proyectan una disminución promedio de las precipitaciones medias, en conjunto con un alza de temperaturas, dichas proyecciones tendrían efecto en la región latinoamericana, incluyendo a Chile (DGF, 2006).

Un incremento de la temperatura global generaría para eventos de precipitación tener un área pluvial aportante mucho mayor en cuencas de régimen hidrológico nival o mixto, lo que conduce a magnitudes mayores tanto en los caudales máximos como en el volumen de escorrentía directa. El estudio IPCC (2007) señala que las intensidades de precipitación diarias podrían ser mayores que los históricos en zonas en las que incluso proyectan disminución en los montos anuales de lluvia. Estudios como Kharin et al. (2007) y Sugiyama et al. (2010) muestran que para eventos de baja probabilidad de excedencia existe un incremento de las intensidades de precipitación diaria y que además estos incrementos son teóricamente factibles. Dichos efectos combinados provocarían una disminución de la seguridad hidrológica de algunas obras hidráulicas en Chile, con lo que se tiene que la cuantificación de estos efectos es el motivo principal del desarrollo de esta Tesis.

La seguridad en las obras hidráulicas es un tema de interés fundamental, puesto que estudios muestran que durante los años 1963-1992 el mayor porcentaje a nivel mundial de personas afectadas frente a algún desastre natural así como de daños materiales y pérdidas humanas fue producto de inundaciones WMO (1994), de modo que la correcta aplicación de las metodologías para un correcto diseño y construcción así como el monitoreo de la seguridad hidrológica de grandes obras en el tiempo, es un área de interés mundial.

En la actualidad, para el estudio de crecidas en cuencas de régimen hidrológico mixto, la determinación del área pluvial aportante está dada por el supuesto de una elevación de línea de nieve promedio, o implícitamente considerando un área de precipitación líquida

constante al construir Hidrogramas Unitarios en base a registros de lluvia y escorrentía. Los supuestos implicados en estas metodologías, no consideran la dinámica de las crecidas de origen pluvial en cuencas mixtas dados por la magnitud de los eventos de precipitación y su temperatura de ocurrencia; que pueden determinar por ejemplo, que lluvias de bajo periodo de retorno con condiciones térmicas cálidas, puedan generar crecidas más severas que aquellas obtenidas de tormentas de alto periodo de retorno pero con temperaturas bajas. De este modo, para determinar los efectos de una tormenta en estas cuencas, importa tanto la frecuencia de los eventos de precipitación así como las temperaturas de ocurrencia de estas que determinará la elevación de la línea de nieves.

En la presente tesis se estudian las crecidas de origen pluvial en cuencas mixtas para eventos de alto periodo de retorno (1000 y 10000 años) y la denominada Crecida Máxima Probable (CMP) definida como respuesta de la Precipitación Máxima Probable (PMP), determinada según métodos estadísticos e hidrometeorológicos. Se evalúan además los posibles efectos del cambio climático en la magnitud de estas crecidas, a modo de realizar un llamado de alerta temprana sobre la importancia en la realización de estos estudios y su repercusión en la vulnerabilidad de obras hidráulicas en Chile frente a potenciales escenarios climáticos futuros.

1.2. Objetivos

El objetivo general de esta Tesis es estudiar los efectos de las tendencias del cambio climático en Chile en la crecida máxima probable, y eventos milenarios y deca-milenarios en la seguridad hidrológica de algunos embalses en Chile. Se realizó este estudio para las regiones de Coquimbo y Maule en donde se sitúan dos de los embalses de mayor magnitud del país: Puclaro y Colbún.

Para cumplir con el objetivo general de esta Tesis, se enfoca el trabajo realizado en cumplir con los siguientes objetivos específicos:

- ✓ Analizar las posibles variaciones climáticas de eventos extremos de precipitación y las temperaturas a la que estos ocurren según los modelos GCM para el periodo 2045-2065.
- ✓ Cuantificar los impactos de las proyecciones de cambio climático en eventos de crecida de origen pluvial de periodos de retorno 1000, 10000 años y la Crecida Máxima Probable (CMP), concluyendo sobre la seguridad hidrológica y vulnerabilidad de ciertos embalses frente a posibles efectos del cambio climático.

Con los objetivos anteriormente descritos, se determinan en términos generales las condiciones meteorológicas e hidrológicas que generan distintas condiciones de crecidas tanto en el periodo histórico como bajo posibles condiciones futuras de cambio climático, para las regiones de Coquimbo y el Maule, y en el caso particular las crecidas extremas afluentes al embalse Puclaro.

1.3. Estructura general del informe

La estructura del informe de Tesis corresponde principalmente a un resumen de los resultados importantes obtenidos durante el desarrollo del programa de magister del autor plasmados en artículos presentados en congresos y enviados a revistas para ser sometidos a arbitraje de los editores entre los años 2011 y 2012, cuya revisión bibliográfica detallada se encuentra en cada publicación incorporada en el apéndice de anexos.

El segundo capítulo presenta un resumen de las metodologías empleadas para el desarrollo de los objetivos específicos listados en el capítulo I, cuyos detalles metodológicos son expuestos en cada una de las publicaciones que se listan en los anexos.

El tercer capítulo corresponde a un resumen de los resultados de mayor impacto en el presente estudio, cuyas conclusiones, implicancias y recomendaciones fundamentales se plasman en el cuarto y último capítulo.

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA

2.1. Zonas de estudio

Las regiones analizadas en este estudio corresponden a las regiones de Coquimbo y del Maule cuya ubicación general se muestra en la Figura 2.1. Los climas de cada región corresponden a estepa nuboso llegando a semi árido en la parte cordillerana en la región de Coquimbo (Figura 2.2) y templado cálido con una estación seca de 4 a 5 meses para la región del Maule (Figura 2.3).

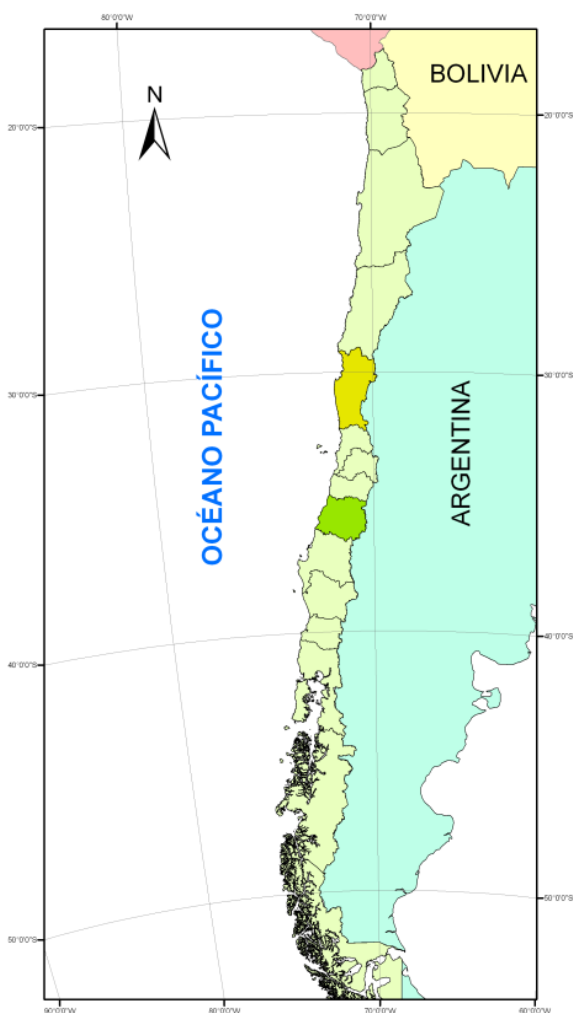


Figura 2.1: Ubicación general de las regiones de estudio

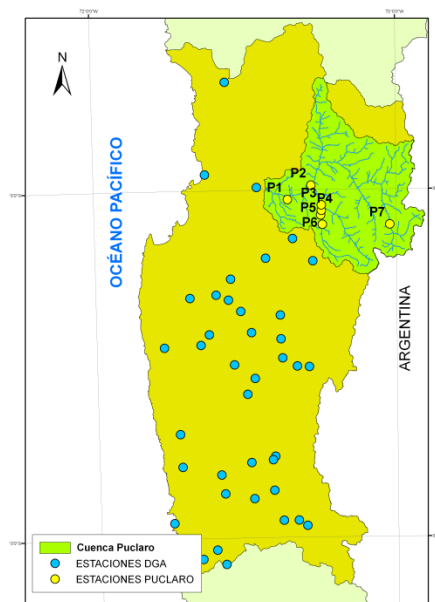


Figura 2.2: Región de Coquimbo y cuenca afluente al embalse Puclaro

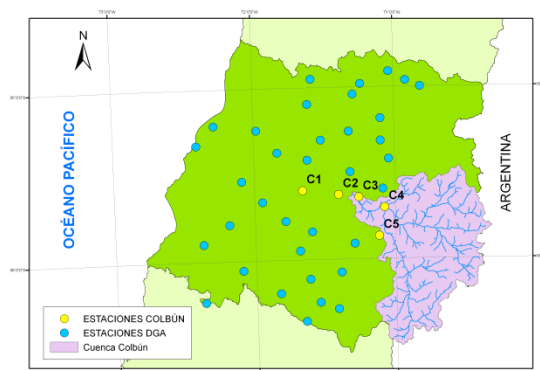


Figura 2.3: Región del Maule y cuenca afluente al embalse Colbún

En la región de Coquimbo el embalse principal corresponde al Puclaro, ubicado en el río Elqui, de caudal medio anual 9.5 [m³/s] y régimen nival; este embalse tiene una capacidad

de 200 millones de metros cúbicos y una capacidad de evacuar crecidas de 2500 [m³/s]. Su clima concentra lluvias de promedio anual de 100 [mm] y temperaturas medias mensuales oscilan entre 14.5 y 20.1 [°C] en la estación Rivadavia (820 msnm); concentrándose el 80% de la lluvia en los meses de mayo a agosto (Khalhoff et al. 2002).

La región del Maule por su parte presenta una precipitación anual de 701.9 [mm] y temperaturas medias mensuales que varían entre 7 y 21 [°C] en Curicó (228 msnm), concentrándose la mayor parte de la precipitación en los meses de mayo a septiembre (DMC, 2008). En esta región el embalse de mayor envergadura corresponde al Colbún, el más grande de Chile cuya capacidad de almacenamiento corresponde a 1490 millones de metros cúbicos con una capacidad máxima evacuadora de 4000 [m³/s]; este embalse encauza las aguas del río Maule de régimen nivo pluvial y caudal medio anual de 262 m³/s.

Las estaciones con registro pluviométrico analizadas para evaluar el comportamiento de precipitación en las cuencas afluentes a los embalses Puclaro y Colbún se detallan en las Tablas 2.1 y 2.2 respectivamente así como en las Figuras 2.2 y 2.3. Se trabajó con estas estaciones debido a la extensión y calidad de su registro.

Tabla 2.1: Estaciones meteorológicas consideradas en la cuenca Puclaro

Código	Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitud [msnm]	Años de registro
P1	Vicuña INIA	6673645	334506	730	40
P2	Rivadavia	6682825	349469	820	57
P3	Monte Grande	6670313	356032	1120	50
P4	Pisco Elqui DMC	6666743	356133	1250	32
P5	Los Nichos	6663904	355688	1330	32
P6	La Ortiga	6657957	356723	1560	32
P7	Laguna Embalse	6658116	399735	3160	47

Tabla 2.2: Estaciones meteorológicas consideradas en la cuenca Colbún

Código	Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitud [msnm]	Años de registro
C1	San Javier	6057345	259056	135	41
C2	Colbún (Maule sur)	6055015	282440	280	52
C3	Colorado	6053566	295409	420	48
C4	Armerillo	6047150	312059	492	85
C5	Hornillo	6028644	308838	810	50

Para el caso del embalse Colbún y debido a la falta de monitoreo hidrometeorológico de acceso público en la misma, se estiman solamente las variaciones de eventos de precipitación de 1000 y 10000 años y la PMP según Hershfield (1961, 1965), cuya determinación se realiza además a escala regional para Coquimbo y el Maule.

Las forzantes meteorológicas e hidrológicas que determinan la magnitud de las crecidas en el embalse Puclaro, se obtuvieron según estadística histórica en el periodo LB (1960-1999) así como las proyecciones de cambio climático global (A2, B1: 2045-2065) de eventos de precipitación y su temperatura de ocurrencia que dan origen a las crecidas milenarias, deca milenarias. Para el caso de la determinación de CMP en este embalse se analizan además las forzantes meteorológicas que permiten estimar la PMP mediante métodos hidrometeorológicos.

2.2. Determinación de eventos extremos de precipitación

Los eventos extremos de precipitación que dan origen a las crecidas en estudio se evalúan principalmente con la serie de registros de precipitaciones máximas diarias anuales para cada región en estudio, realizando un análisis de frecuencia para cada estación o aplicando el método de Hershfield (1961, 1965) para estimar la Precipitación Máxima Probable (PMP) con las consideraciones respectivas de WMO (2009).

Para las regiones de Coquimbo y del Maule se realiza un análisis regional de la PMP de Hershfield, construyendo bandas de PMP (Anexo A, Lagos y Vargas, 2011a), mientras que para las estaciones cercanas a los embalses Puclaro y Colbún se determinan las precipitaciones máximas diarias de periodos de retorno 1000 y 10000 años.

En el caso de la determinación de la PMP según métodos hidrometeorológicos (WMO, 2009), se utilizaron datos de temperatura y humedad relativa para determinar la temperatura de punto de rocío y a través de esta, el contenido de agua precipitable en la atmósfera y los factores de maximización de tormentas. Los métodos empleados se basan en un enfoque tradicional según la determinación de las curvas Precipitación Duración Área (PDA) para eventos extremos registrados de acuerdo a las consideraciones de WMO (1969) maximizadas por un factor de humedad por un lado (en adelante método HM2); y por otro se estudia un enfoque de la PMP basado en la cuenca WMO (2009, capítulo 7, en adelante método HM1). El método HM1 considera la eficiencia de todas las tormentas históricas así como el agua precipitable presente en las mismas. Estos enfoques se describen en detalle en el Anexo E, publicación enviada al *Journal of Hydrological Sciences*.

Debido a la complejidad de la estimación de la PMP según métodos hidrometeorológicos, y la gran cantidad de información requerida, este estudio solo pudo realizarse en la cuenca afluente al embalse Puclaro.

2.3. Estimación del área pluvial aportante

Con el fin de poder cuantificar las áreas pluviales aportantes que determinen la magnitud de las crecidas en el embalse Puclaro, se utilizan estimaciones indirectas basadas en registros de temperatura propuestas por Garreaud (1993) y Vargas et al. (1988), validadas mediante el procesamiento de imágenes satelitales MODIS10A (Hall et al. 2000) y un DEM de resolución espacial de 30 metros, entre los años 2000 y 2010.

Las metodologías empleadas para estimar la elevación de la línea de nieves, no pueden ser validadas con observaciones in situ de nieve debido a la falta de monitoreo existente en las mismas, sin embargo la revisión bibliográfica realizada muestra que existe una buena correlación entre observaciones de temperatura y elevación de la línea de nieves (Carrasco et al. 2008).

Para el caso de la determinación del área pluvial aportante en la determinación de la CMP, se considera como criterio hidrometeorológico (más conservador) la elevación de la isoterma cero asociada a un periodo de retorno de 100 años en los escenarios LB, A2 y B1. La elección de este criterio en vez de uno topográfico basado en la hipsometría de la cuenca, se justifica en la razonabilidad de estimaciones obtenidas según resultados obtenidos en el estudio del Anexo E.

2.4. Distribución espacial y temporal de precipitación

En la actualidad, existen métodos modernos de interpolación espacial para determinar patrones de precipitación tales como ponderación por inverso de la distancia, kriging y cokriging. Estos métodos han sido exitosamente aplicados en varias zonas del mundo (Cheng and Liu, 2012; Teegavarapu et al., 2006; Buytaert et al. 2006; Rajeevan et al. 2005 y Sen and Habib. 2001, entre otros), sin embargo todos estos estudios concluyen que es necesaria una red lo suficientemente densa de estaciones que permita validar estas interpolaciones. En el presente estudio se intentó aplicar estas técnicas de interpolación a la cuenca del Puclaro, incluyendo mediciones de estaciones de rutas de nieve, no encontrando resultados adecuados. Es por ello que para el caso de las crecidas milenarias y deca milenarias se optó, por simplicidad, por distribuir espacialmente la precipitación mediante polígonos de Thiessen, mientras que para el estudio de la CMP se proponen distribuciones espaciales de precipitación en base a las isoyetas anuales del estudio DGA (1987) e interpolación mediante el empleo del método cokriging de modelo DGF-PRECIS (DGF, 2006) y la elevación de la cuenca.

Las distribuciones espaciales en el estudio de CMP según isoyetas y modelo PRECIS-DGF, se verificaron mediante la construcción de gradientes de precipitación invernal obtenidos en base a registros de estaciones meteorológicas y de rutas de nieve en la dirección preferencial del viento (NW).

Para el caso de mapas regionales de la PMP estadística en las regiones de Coquimbo y del Maule, se utiliza el método de kriging simple, el cual funciona de forma adecuada a una escala espacial mayor que además contiene un mayor número de estaciones pluviométricas.

La distribución temporal de la precipitación en la cuenca Puclaro se determina mediante las distribuciones de Varas (1985), quien incluyó en su estudio la estación Rivadavia. Se considera que la mayor intensidad de la tormenta ocurre en los dos primeros cuartos tramos de la duración de la tormenta una vez iniciada esta, por ende la distribución empleada corresponde al Grupo II.

2.5. Determinación de las crecidas milenarias, deca milenarias y CMP

Las crecidas calculadas para el embalse Puclaro se determinaron mediante el empleo del Hidrograma Unitario Sintético tipo Snyder, cuyos parámetros fueron calibrados para la cuarta región según el estudio MOP (1995). Esta metodología se considera apropiada debido a que entrega valores similares en tiempo al peak, tiempo de respuesta del hidrograma y caudal peak de hidrogramas unitarios construidos en la cuenca en base a observaciones según el estudio del diseño original del embalse Puclaro (MOP, 1994).

Para las crecidas de periodo de retorno de 1000 y 10000 años se analizaron distintas combinaciones de frecuencias de precipitación y elevación de la línea de nieve (Tabla 2.3) bajo el supuesto de independencia estadística entre las variables de precipitación y temperatura (Seguel y Stowhas, 1985). Se comparan las crecidas resultantes de la incorporación de ambas forzantes meteorológicas con los resultados obtenidos de las crecidas de diseño original del embalse Puclaro (MOP, 1994), determinadas bajo los supuestos de considerar una elevación de línea de nieves constante. Esta metodología y su discusión da origen a los artículos adjuntos en los Anexos C y D (Lagos y Vargas, 2012a; y Lagos y Vargas, 2012b).

La independencia estadística de las variables de precipitación y temperatura de ocurrencia de la misma (que determina la H_{LN}), se verifica en detalle en el Anexo D (Lagos y Vargas, 2012b) para distintos umbrales de precipitación mediante el test de independencia t-student.

Tabla 2.3: Combinaciones de periodos de retorno de elevación de línea de nieves (H_{LN}) y Precipitación (Pp) para crecidas de 1000 y 10000 años

Crecida de T=1000 años		Crecida de T=10000 años	
T Pp [años]	T H_{LN} [años]	T Pp [años]	T H_{LN} [años]
1000	1	10000	1
500	2	5000	2
100	10	1000	10
20	50	200	50

Con las crecidas milenarias y deca milenarias, en los periodos histórico y futuro, se determina de forma cualitativa la vulnerabilidad del embalse Puclaro frente al cambio climático al comparar el diseño original del mismo con las nuevas formulaciones evaluadas en este estudio.

Bajo el supuesto de que la CMP está determinada por la PMP, se determinaron los hidrogramas unitarios correspondientes en base a las estimaciones de isoterma cero de periodo de retorno de 100 años. Con esto se estima la CMP para los periodos presente y futuro (en sus distintos escenarios) en base a estimaciones de PMP estadística (utilizando 10 GCM) e hidrometeorológicas (utilizando el modelo ECHAM5). El estudio completo de estas estimaciones se encuentra en el Anexo E.

Para comparar la razonabilidad de las estimaciones de la CMP, se comparan los resultados obtenidos con las crecidas pluviales y de deshielo afluentes a la cuenca así como la envolvente de las crecidas más severas registradas a nivel mundial, según Wang et al. (2005), cuya envolvente para cuencas de área entre 300 y 3.000.000 km², está dada por la ecuación (1).

$$Q_m = 1830 \cdot A^{0.316} \quad (1)$$

2.6. Proyecciones de cambio climático

La evaluación de las forzantes meteorológicas que podrían determinar los cambios en las crecidas extremas frente a condiciones de cambio climático se determinan de forma independiente para las variables influyentes según el caso de estudio.

En el caso de los eventos de precipitación, los modelos GCM utilizados fueron seleccionados de acuerdo a su grado de correlación con el reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) seleccionando a los 10 mejores modelos.

Debido a que la escala de los GCM puede variar de 1.87° a 3.71 ° *Latitud – Longitud* es necesario realizar un proceso de escalamiento desde la resolución espacial de los modelos hasta la climatología local observada. Para ello se emplea un proceso de *downscaling* estadístico adaptado de Wood et al. (2004), que consiste en primera instancia en interpolar cada estación analizada espacialmente dentro de la grilla del GCM y luego realizar ajustes estadísticos entre la serie interpolada y observada de la variable de interés mediante relaciones estadísticas según probabilidad de excedencia. El detalle de este proceso se muestra en el Anexo B.

Para eventos de periodo de retorno de 1000 y 10000 años se realizó un análisis de frecuencia estándar tanto en la línea base como en el período futuro 2045-2065 (escenarios A2 y B1) para las estaciones más cercanas y de registro extenso en las cuencas Puclaro y

Colbún; a estas mismas series históricas y futuras se les determina la PMP de Hershfield. Este análisis considera los GCM filtrados según criterio NCEP/NACR.

Con el fin de analizar la potencial variación regional de la PMP de Hershfield para las regiones de Coquimbo y del Maule, se utilizaron todas las estaciones de información pública, vigentes y de estadística mayor a 30 años. Dichos resultados se se adjuntan en el Anexo A (Lagos y Vargas, 2011b). Debido a la gran cantidad de información analizada, solo se utilizó el modelo ECHAM5 en este análisis debido a su habilidad de reproducir tanto la estacionalidad de la climatología local así como la magnitud de las variables meteorológicas en estudio.

Para las crecidas milenarias y deca milenarias, se utilizan los resultados de proyecciones de precipitación (Anexo B) y las proyecciones de temperatura de Maurer et al. (2007) en periodo invernal. Los posibles escenarios de evaluación de cambio para esta crecida se muestran en la Tabla 2.4.

Tabla 2.4: Sub escenarios considerados para evaluar las variaciones de crecidas invernales de origen pluvial en la cuenca Puclaro. Una variación media de Pp representa la mediana de las variaciones proyectadas por los 10 GCM seleccionados según criterio NCEP/NCAR. Las variaciones media, mínima y máxima de temperatura corresponden las proyecciones Maurer et al. (2007) y su error estándar asociado en la cuenca Puclaro

Sub-escenario	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.

En el caso de la determinación de la PMP obtenida mediante métodos hidrometeorológicos en el Embalse Puclaro, se realiza un análisis mediante el modelo ECHAM5, que reproduce de buena forma la climatología de la zona además de los rangos y magnitudes de las mismas. En este caso, se consideran las proyecciones de las series previamente escaladas de temperatura y temperatura de punto de rocío (obtenida mediante proyecciones de humedad específica) en los modelos A2 y B1.

La CMP se calcula acoplado los efectos de la PMP obtenida con métodos estadísticos e hidrometeorológicos con los HUS generados por las proyecciones de temperatura del modelo ECHAM5 y sus efectos en la elevación de la isoterma cero de periodo de retorno 100 años, que genera nuevas áreas pluviales aportantes para cada escenario de cambio climático A2 y B1.

CAPÍTULO III: RESUMEN DE RESULTADOS

En el presente apartado se resumen los resultados de mayor importancia encontrados en el desarrollo de esta investigación para cada objetivo específico planteado en el capítulo primero. Se separa la presentación de resultados en un estudio de crecidas y forzantes meteorológicas determinadas en el periodo LB; en los efectos del cambio climático en la estimación de estas mismas y por último un análisis de la incertidumbre de dichas apreciaciones.

3.1. Estudio de crecidas para el escenario LB (1960-1999)

3.1.1 Crecidas milenarias y deca milenarias afluentes al embalse Puclaro

Las crecidas de origen pluvial y de deshielo para distintos periodos de retorno obtenidas en forma estadística, así como sus respectivos intervalos de confianza, se muestran en la Figura 3.1, en donde se constata que las crecidas de deshielo son las que generan históricamente condiciones más desfavorables, habiendo registrado unos caudales máximos instantáneos de $586.35 \text{ m}^3/\text{s}$ y $87.5 \text{ m}^3/\text{s}$ para los periodos de deshielo y pluvial respectivamente. Lo anterior induce que, bajo el supuesto de invariabilidad climática en la zona de estudio, el caudal máximo instantáneo de diseño del embalse debiera estimarse en función de crecidas de deshielo y no de aquellas de origen pluvial como fue el caso del diseño original del embalse.

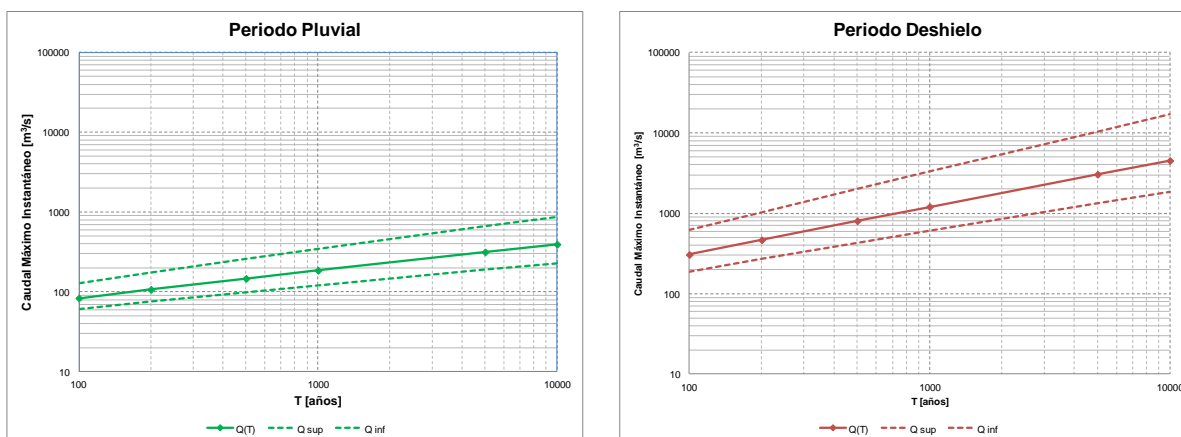


Figura 3.1: Análisis de frecuencias para crecidas de origen pluvial (izquierda) y de origen de deshielo (derecha) afluentes al embalse Puclaro

La crecida de diseño en el periodo pluvial obtenida por MOP (1994) corresponde a $2500 \text{ m}^3/\text{s}$, de periodo de retorno de 10000 años, la que proyectada a 40 años de vida útil garantizaba una seguridad hidrológica de diseño 99.6%. Sin embargo esta crecida se alcanza analizando la serie de crecidas máximas de deshielo en un periodo de retorno de aproximadamente 3500 años, con lo que la seguridad hidrológica de diseño corresponde a 98.9% asociada a este último periodo de retorno.

Bajo los supuestos de independencia de elevación de línea de nieves así como de la magnitud de precipitación (cuya verificación se muestra en el Anexo D) las crecidas de origen pluvial de 1000 y 10000 años de periodo de retorno, obtenidas según las distintas combinaciones de frecuencia de precipitación y elevación de línea de nieves (en adelante H_{LN}), se muestran en la Tabla 3.1 en donde además se comparan los resultados obtenidos en este estudio con las determinadas en el diseño original del embalse (MOP, 1994). Puede apreciarse que existe un intervalo de variación importante respecto al diseño del mismo, al obtener valores superiores hasta en aproximadamente un 10%.

Tabla 3.1: Comparación de caudales máximos instantáneos de crecidas de origen pluvial obtenido según distintas combinaciones de periodo de retorno de línea de nieves y precipitación. Para la crecida de $T=1000$ años, se tienen precipitaciones diarias de $T=1000, 500, 100$ y 20 años en cada columna, mientras que para la crecida de $T=10000$ años, se tienen tormentas diarias de $10000, 5000, 1000$ y 200 años para cada columna de H_{LN} según sea el caso.

T de crecidas [años]	Diseño Puclaro MOP (1994) [m ³ /s]	T de H_{LN} [años]				Intervalo de variación respecto al diseño original ΔQ
		~1	2	10	50	
1000	1750	785	1399	1478	1074	-56.7 % to -15.5%
10000	2500	1185	2231	2747	2720	-52.6 % to +9.9 %

El estudio MOP (1994), consideró una H_{LN} de aproximadamente 2 años y por ende las crecidas calculadas en dicho estudio, bajo el supuesto de independencia, corresponden en realidad a crecidas del orden de 2000 y 20000 años respectivamente. Sin embargo, en la Tabla 3.1 se muestra que una precipitación de 1000 años combinada con una H_{LN} de periodo de retorno de 10 años, puede producir una crecida un 10% mayor en caudal máximo respecto al diseño original, y un 30% superior a aquella estimada con una precipitación de 10000 años y H_{LN} de frecuencia alta (~ 1 año).

Se constata además que el efecto en la magnitud de crecidas se comporta de forma lineal con los periodos de retorno de H_{LN} y P_p , pudiendo existir una combinación de dichas variables tal que se genere una crecida de magnitud máxima a aquellas generadas por otras combinaciones de P_p y H_{LN} , para cada periodo de retorno de las crecidas de origen pluvial en estudio.

3.1.2 Precipitación Máxima Probable afluente al embalse Puclaro

La distribución espacial de la PMP sobre el área pluvial aportante del embalse Puclaro, se determina en base a patrones orográficos obtenidos según el modelo PRECIS-DGF (DGF, 2006) y a las isoyetas medias anuales (DGA, 1987) cuyos esquemas espaciales se muestran en las Figuras 3.2 y 3.3 respectivamente.

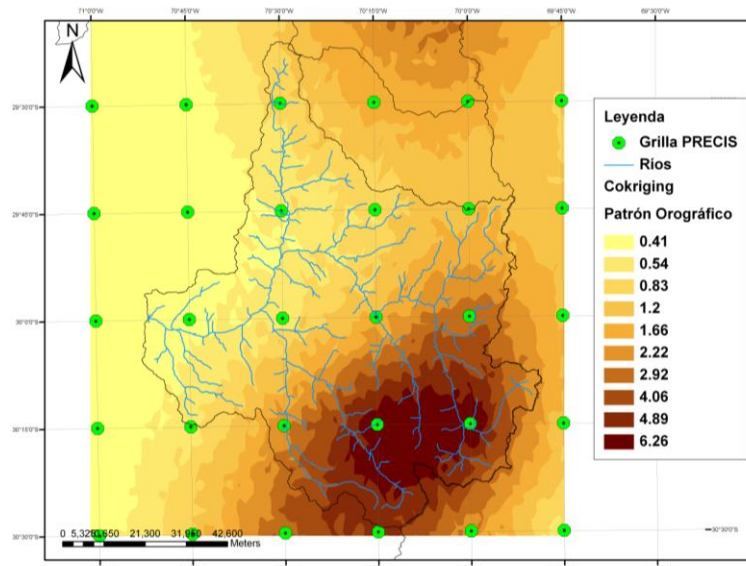


Figura 3.2: Patrón de precipitación máxima diaria anual. Razón entre precipitación de invierno promedio, dada por modelo PRECIS-DGF y la registrada en la estación Rivadavia

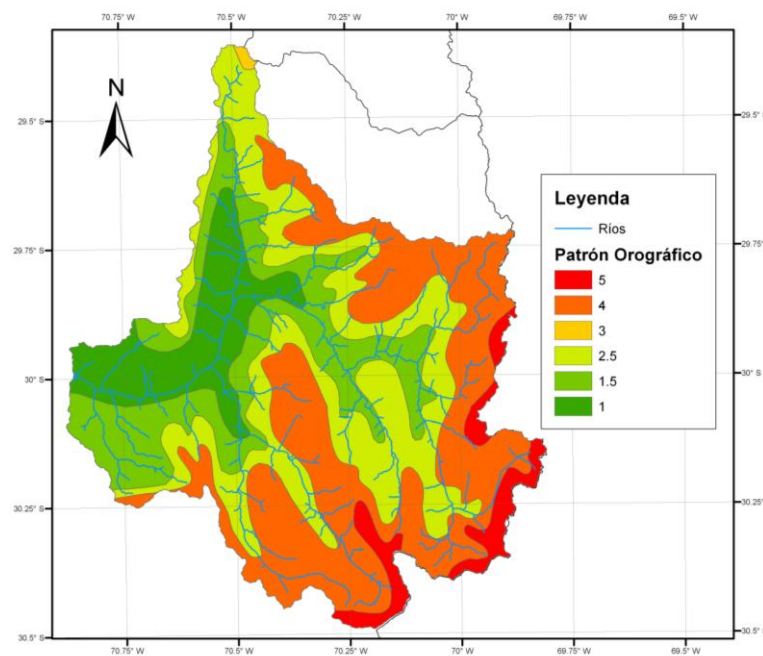


Figura 3.3: Patrón de precipitación máxima diaria anual. Razón entre precipitación anual promedio dada por DGA (1987) y la registrada en la estación Rivadavia

Ambos patrones se estimaron en función de la estación de mayor registro en la cuenca, Rivadavia, y fueron posteriormente verificados mediante gradientes invernales de precipitación que incluyen rutas de nieve para años puntuales, en la dirección preferencial del viento, correspondiendo el mejor ajuste al patrón obtenido en base a las isoyetas medias anuales (DGA, 1987), pues este estudio consideró registros de precipitación además de mediciones fluviométricas en terreno.

Según lo anterior, se tendrá un patrón espacial corregible en el periodo LB según observaciones y un patrón estándar en base a las isoyetas medias anuales (DGA, 1987) que se considera válido para cuantificar las proyecciones de cambio climático en el periodo 2045-2065 en los escenarios A2 y B1.

En la Tabla 3.2 se muestran los resultados de la PMP obtenida mediante los métodos de Hershfield e hidrometeorológicos basados en la cuenca (HM1) y en base a maximización de tormentas locales según PDA (HM2) con los patrones orográficos corregidos en el periodo LB. Estos valores están referidos al área inducida por una elevación de isoterma cero de 3700 [msnm], dada por la temperatura media diaria en día de lluvia de 100 años de periodo de retorno.

Tabla 3.2: PMP diaria obtenida por diversos métodos y tormentas diarias de 1000 y 10000 años de periodo de retorno en el periodo LB (1961-1999).

Método de estimación	Precipitación 24 horas [mm]
PMP Hershfield	1004
PMP HM1	410
PMP HM2	267
T=1000 años	259
T=10000 años	323

Las tormentas más severas registradas en India, China, USA y Australia, para un área interpolada igual al área total afluente al embalse Puclaro corresponden a 1132, 590, 490 y 528 [mm] respectivamente según Rakhecha and Singh (2009). De este modo y dado que la climatología predominante en la zona de estudio corresponde a un clima semi árido, se opta por un criterio hidrometeorológico para estimar la PMP más que un criterio estadístico, pues según el primero se obtienen precipitaciones extremas de diseño más realistas para la zona de estudio. Cabe señalar que la precipitación de 10000 años entrega estimaciones mayores en magnitud que la PMP de 24 horas obtenida según criterios hidrometeorológicos.

3.1.3 Crecida Máxima Probable afluente al embalse Puclaro

En la Tabla 3.3 se muestra la comparación para el periodo LB histórico de los cuocientes entre la CMP determinada por distintos métodos y las crecidas de periodo de retorno 10000 estimada mediante análisis de frecuencia (AF) para los periodos invernales y de deshielo, así como las obtenidas al considerar combinaciones de frecuencia de H_{LN} y precipitación ($P_p-H_{LN}-HUS$). Se compara además las CMP obtenidas junto con la original del diseño (considerando solamente escorrentía directa), según la curva envolvente de Wang et al. (2005), para el área total de la cuenca Puclaro de 29448 [m³/s], en adelante Q_{Env} .

Tabla 3.3: Comparación del caudal máximo instantáneo (Q_{mi}) de la CMP obtenida con distintos métodos con la crecida de 10000 años de periodo de y la crecida envolvente según Wang et al. (2005)

Método de estimación CMP	Q_{mi} CMP [m ³ /s]	CMP/Q10000 (AF Deshielos)	CMP/Q10000 (Pp-H _{LN} -HUS)	CMP/ Q_{Env}
PMP - Hershfield	32208	7.14	11.72	1.09
PMP - HM1	11046	2.45	4.02	0.38
PMP - HM2	6135	1.36	2.23	0.21
Diseño MOP (1994)	3700	0.82	1.35	0.13

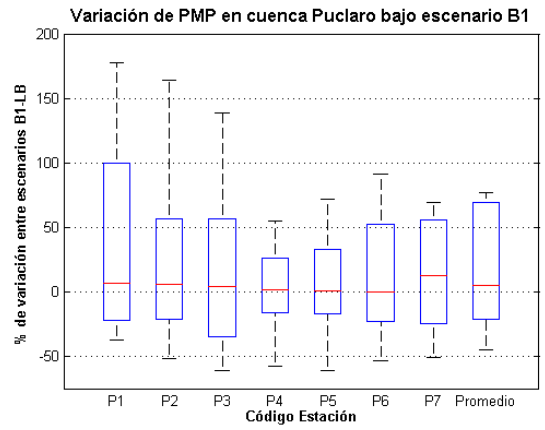
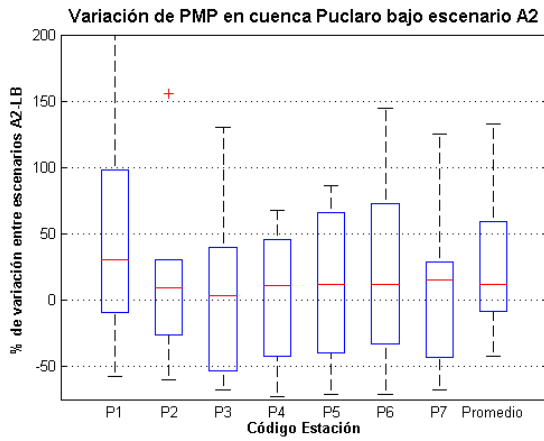
De la Tabla 3.3 se aprecia que las crecidas de origen de deshielo de periodo de retorno 10000 años no alcanzan los valores de CMP, según ningún método. En el caso de las crecidas de deshielo, el método HM2 entra en el nivel de confianza de crecidas de 2500 años de origen de deshielo (Figura 3.1). El método HM1 por su parte entra en el nivel de confianza de las crecidas del orden de 5500 años (Figura 3.1). Debido a que la metodología de Hershfield entrega crecidas mayores a la envolvente de crecidas mundiales históricas, las que fueron registradas en cuencas de climas muchísimo más húmedos, se considera este enfoque como poco realista para la zona en estudio.

Los factores de CMP/Q10000, se encuentran dentro de rangos de estudios recopilados en King y Tapia (2009, 2011), por lo que dichas estimaciones serían adecuadas, siendo el método HM1 el más conservador, hecho que se justifica teóricamente por el doble factor de maximización explícitamente asociado a este método. Si se maximizara además el método HM2 por un factor de viento (WMO, 2009), probablemente se tendrían valores similares entre ambos criterios. Cabe señalar que en experiencias chilenas recopiladas en King y Tapia (2009), el factor CMP/Q10000 nunca superó el valor 2. Esto podría cambiar si en los estudios citados por King y Tapia (2009) de CMP realizados en Chile, se hubieran considerado áreas pluviales mayores, en el caso puntual del estudio Puclaro por ejemplo, dadas por una temperatura diaria en día de lluvia de periodo de retorno de 100 años, según se propone en el estudio desarrollado en el anexo E (Lagos y Vargas, 2012c).

3.2. Efectos del cambio climático en regiones de Coquimbo y del Maule

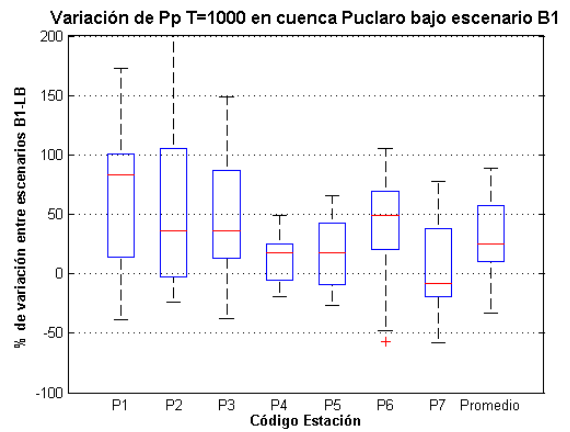
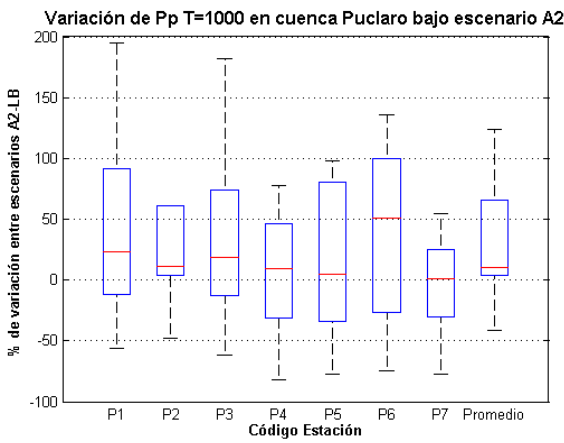
3.2.1. Proyecciones de precipitación en Coquimbo y del Maule

En la Figuras 3.4 y 3.5 se muestran las variaciones de precipitación diarias de periodos de retorno de 1000 y 10000 años, así como la PMP estadística para cada estación cercana a los embalses Puclaro y Colbún listadas en las Tablas 2.1 y 2.2 respectivamente, para el periodo (2045-2065) en los escenarios A2 y B1 (series previamente escaladas). Este análisis considera los modelos GCM previamente seleccionados según el criterio de comparación al reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) cuyo procedimiento se describe en el anexo B.



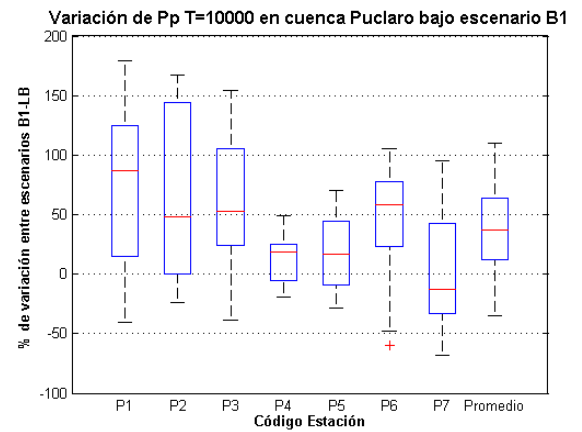
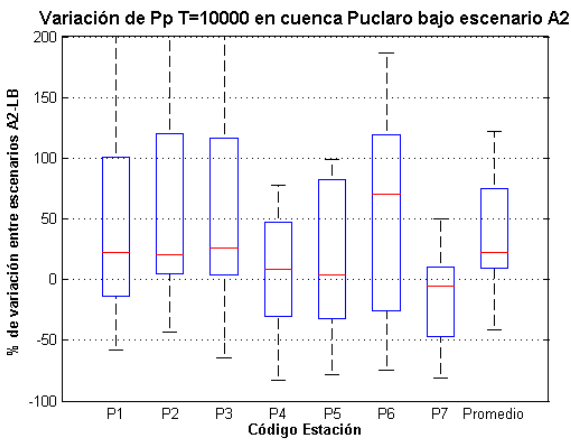
a) Variación PMP escenario A2

b) Variación PMP escenario B1



c) Variación Pp T=1000 años escenario A2

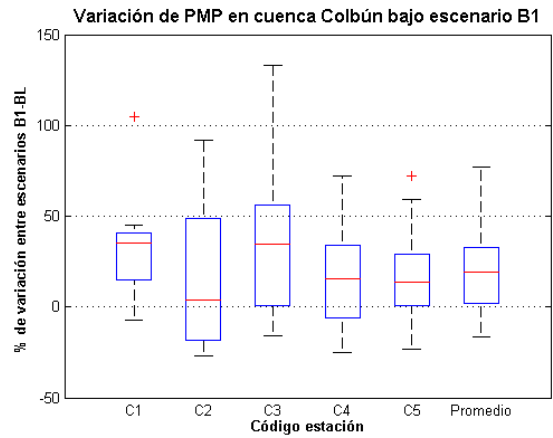
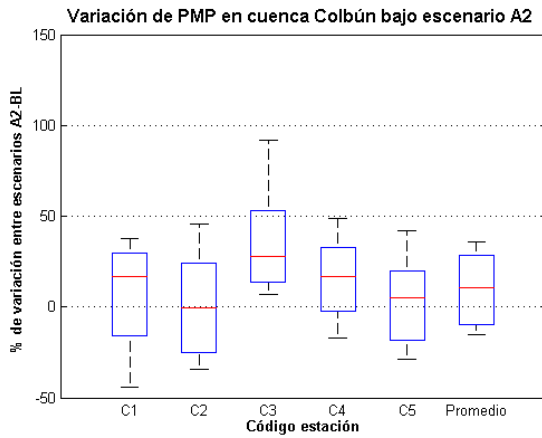
d) Variación Pp T=1000 años escenario B1



e) Variación Pp T=10000 años escenario A2

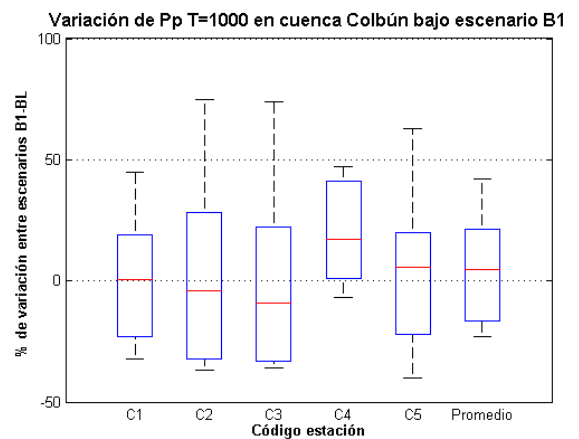
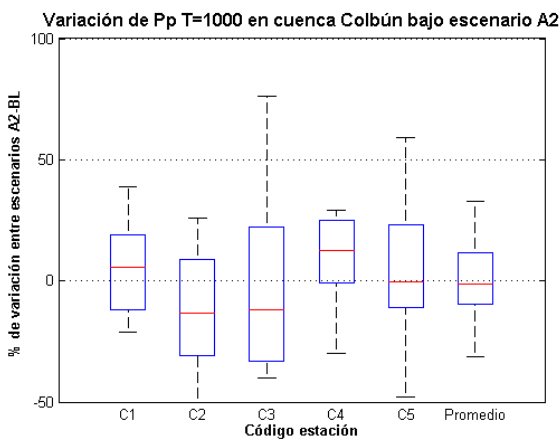
f) Variación Pp T=10000 años escenario B1

Figura 3.4: Variación respecto al periodo LB de PMP-Hershfield y Pp T=1000 y 10000 años cuenca Puclaro.



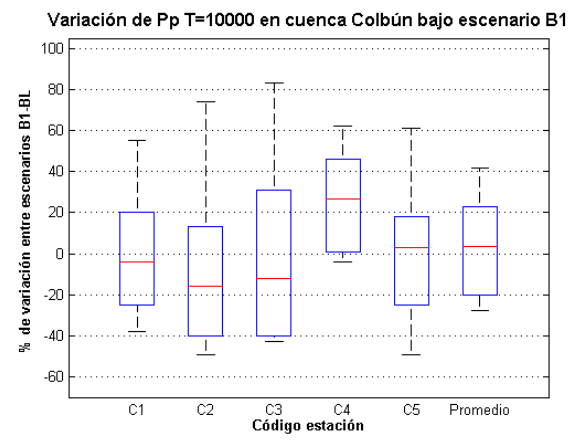
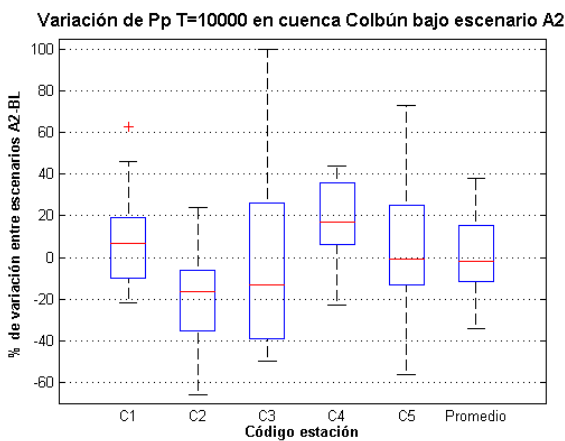
a) Variación PMP escenario A2

b) Variación PMP escenario B1



c) Variación Pp T=1000 escenario A2

d) Variación Pp T=1000 escenario B1



e) Variación Pp T=10000 años escenario A2

f) Variación Pp T=10000 años escenario B1

Figura 3.5: Variación respecto al periodo LB de PMP-Hershfield y Pp T=1000 y 10000 años cuenca Colbún.

Las Figuras 3.4 y 3.5 muestran una gran dispersión en las variaciones para eventos de precipitación diarios, proyectando mayores incrementos promedio de las estaciones analizadas para la cuenca de Puclaro que para Colbún, siendo en general mayores los incrementos en mediana en el escenario B1 que en el A2. En el caso de las variaciones de

PMP estadística proyectadas para cada escenario se alcanza un incremento en la mediana de +11.9 y +4.9% para los escenarios A2 y B1 respectivamente. Los percentiles 25% y 75% muestran variaciones de -8.95%, +58.92% para el escenario A2 mientras que para el escenario B1 varían en -21.38% y +68.88%, respectivamente.

3.2.2. Proyecciones de temperatura en embalse Puclaro

Debido a que las estimaciones de área pluvial aportante para la determinación de crecidas se realiza en base a registro de temperaturas (Garreaud, 1993; Vargas et al. 1988), se evalúa para las crecidas de 1000 y 10000 años los efectos que tienen los incrementos de temperatura invernales proyectados por Maurer et al. (2007) para los escenarios A2 y B1.

Uno de los resultados de mayor relevancia en este estudio, corresponde a la sensibilidad del área pluvial aportante, producto de pequeñas variaciones de elevación de la línea de nieve y los efectos de las proyecciones de cambio climático en estas, la Figura 3.6 muestra dicho comportamiento, que resulta especialmente sensible entre las cotas 2000 y 4000 [msnm], lo que provoca incrementos significativos del área pluvial aportante según se muestra en la Tabla 3.4. Este último resultado es de suma importancia pues tiene efectos en el balance hídrico de cualquier cuenca de régimen hidrológico mixto y es generalizable a otras cuencas de similar topografía y características hidrometeorológicas.

Tabla 3.4: H_{LN} en escenarios LB, A2 y B1 (variaciones promedio Maurer et al. (2007) y el incremento resultante en el 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	1700	1900	2000	20.2%	31.0%
2	2600	2900	3000	23.5%	33.1%
10	3400	3700	3800	20.7%	29.1%
50	4000	4300	4300	16.4%	16.4%

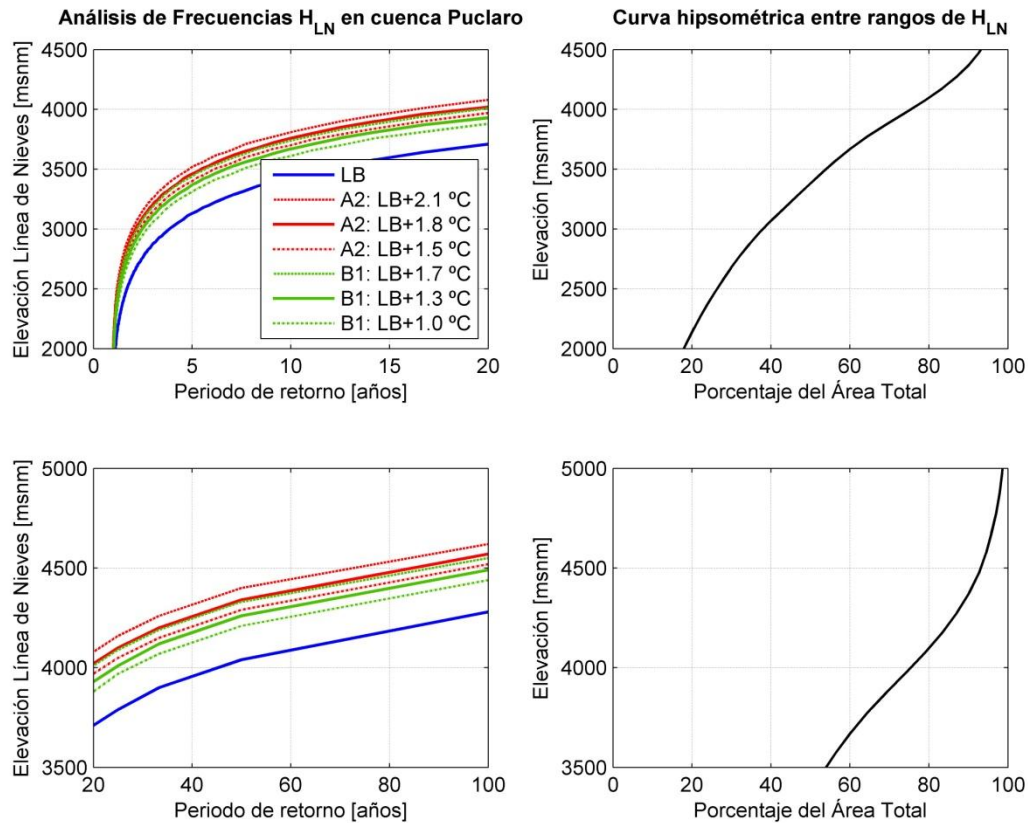


Figura 3.6: Análisis de frecuencia de H_{LN} para diferentes escenarios (izquierda), curva hipsométrica entre rangos de H_{LN} (derecha)

3.2.3. Proyecciones en crecidas pluviales afluentes al embalse Puclaro

En las Figuras 3.7 y 3.8 se muestran las mayores variaciones en el caudal máximo producidas según los sub escenarios listados en la Tabla 2.4 para las crecidas de 1000 y 10000 años de periodo de retorno respectivamente. Se observa en estas figuras que los incrementos más severos en caudales máximos instantáneos y volumen se dan en el escenario A2. Si solo se considera un aumento de precipitación (A2-1 y B1-1), el escenario B1 produce incrementos mayores en caudal máximo, pero pese a estos aumentos por variaciones de precipitación, los efectos de incrementos de temperatura son más significativos; en el caso puntual de la crecida deca milenaria, el sub-escenario A2-1 proyecta un incremento en caudal máximo instantáneo promedio (de todas las combinaciones de periodo de retorno de precipitación y H_{LN}) de 14%, mientras que para el sub escenario A2-3 se alcanzan incrementos promedio de 25%. Solo en el caso del efecto combinado de variaciones de precipitación y temperatura para H_{LN} de $T=50$ años, el escenario B1-6 genera crecidas más severas que el escenario A2-6 pero solo alcanzando diferencias cercanas a 1% entre estos.

En el caso de la variación en los volúmenes de escorrentía directa se tiene que las crecidas de $T=10000$ años generarían un volumen mayor en 35% y 29% para los escenarios

A2 y B1 respectivamente, mientras que la crecida de T=1000 años alcanzaría, para los mismos escenarios, variaciones medias de 37% y 30%. El escenario de máxima variación de temperatura y variación promedio de Pp, generaría volúmenes de hasta un 54% mayores en el escenario A2 para el evento de crecida pluvial de T=1000 años.

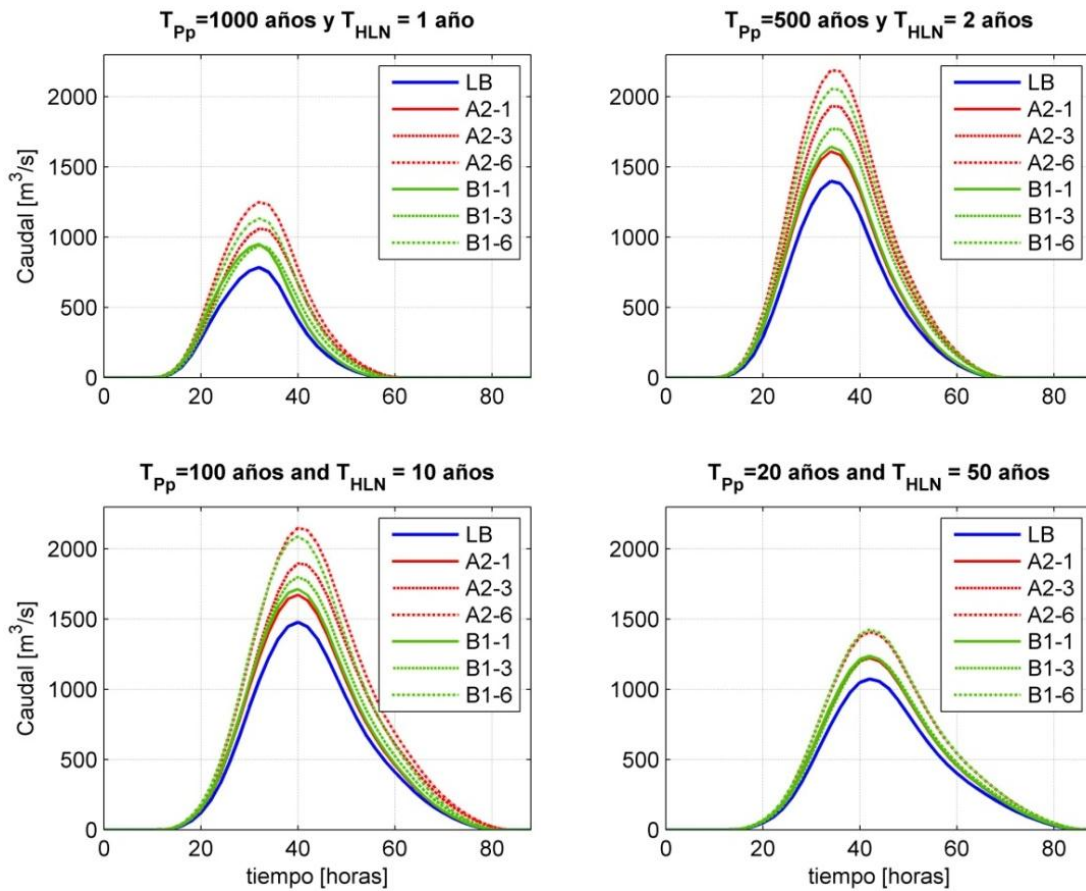


Figura 3.7: Crecidas de T=1000 años dadas diferentes combinaciones de escenarios y T_{HLN} , para distribución 10% de Varas (1985) Grupo II.

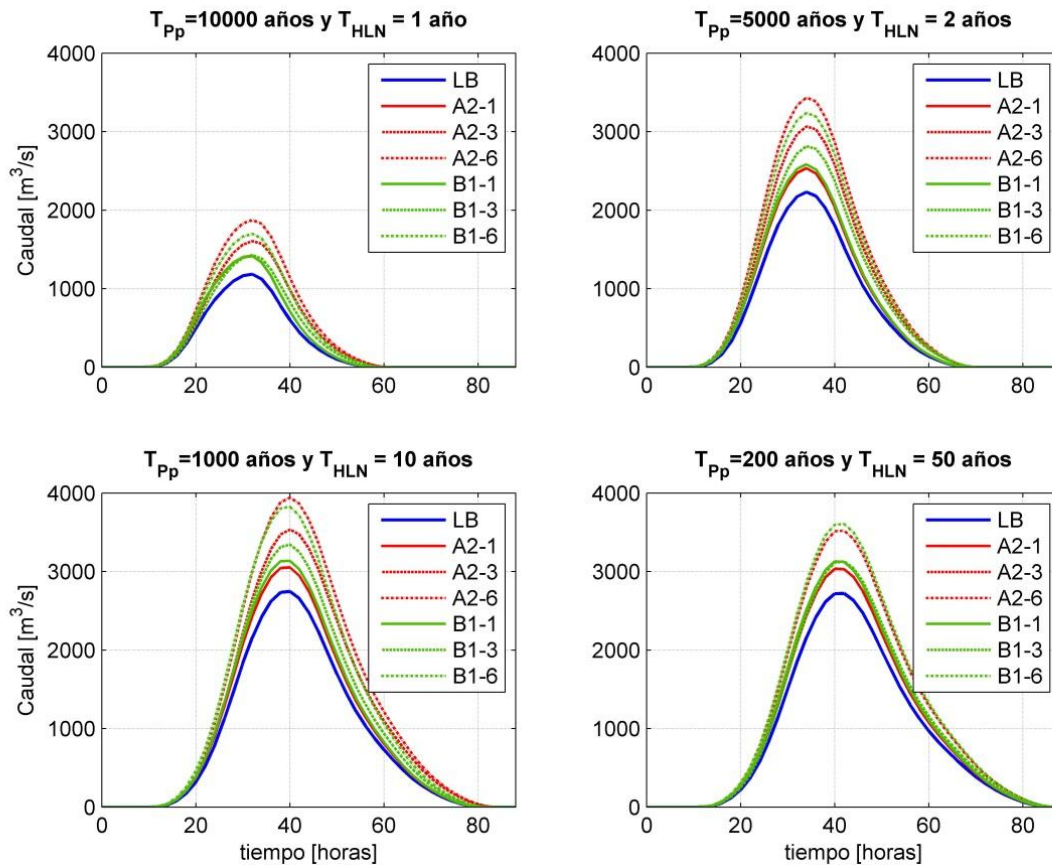


Figura 3.8: Crecidas de $T=10000$ años dadas diferentes combinaciones de escenarios y T_{HLN} , para distribución 10% de Varas (1985) Grupo II.

3.2.4. Proyecciones de Precipitación Máxima Probable

La sensibilidad climática de la PMP sobre el área pluvial aportante en el embalse Puclaro dependerá principalmente de las proyecciones de variación de precipitación y la temperatura media a la que ocurren estos eventos, la que en caso de alza incrementará el área pluvial aportante y el contenido de agua atmosférica, lo que afecta los factores de maximización en su determinación. Las proyecciones de estas series según el modelo ECHAM5, se muestran en la Figura 3.9.

El incremento de temperaturas en días de lluvia, generaría una nueva elevación de la isoterma cero, obtenido al considerar un gradiente adiabático húmedo igual al estimado en el periodo LB de $-5.55^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Anexo D) de 4260 y 4080 [msnm] para los escenarios A2 y B1 respectivamente. En términos de precipitación media sobre la cuenca, si bien el modelo ECHAM5 proyecta variaciones negativas en las precipitaciones máximas anuales, al incrementar el área pluvial en una zona fuertemente influenciada por la orografía, se proyectarían aumentos de precipitación líquida promedio sobre la cuenca.

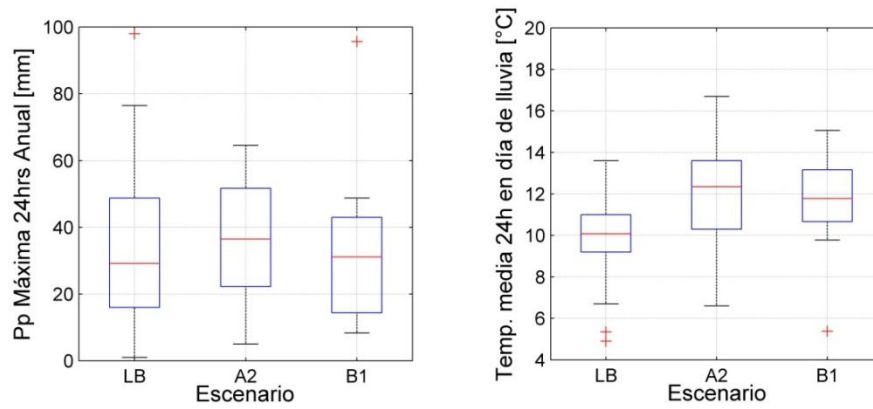


Figura 3.9: Proyecciones del modelo ECHAM5 para precipitación (izquierda) y temperatura media (derecha) en eventos de lluvia diaria máxima anual en los escenarios LB, A2 y B1.

Los factores que determinan la PMP según método HM1 dados por el factor dinámico y agua precipitable afluente de periodo de retorno 100 años, generan incrementos de +48.1% y +59.5% para el factor dinámico en los escenarios A2 y B1 mientras que para la humedad atmosférica se proyectan variaciones de +10% y -7.1% en los mismos escenarios respectivamente.

En el caso del método HM2, las variaciones de las PDA de PMP de 24 horas se muestran en la Figura 3.10, donde se observa que para ambos escenarios se proyecta un incremento generalizado de precipitaciones producto principalmente del incremento de temperatura y sus efectos en el contenido de humedad atmosférica, estos incrementos asociados al área pluvial aportante se muestran en la Tabla 3.5.

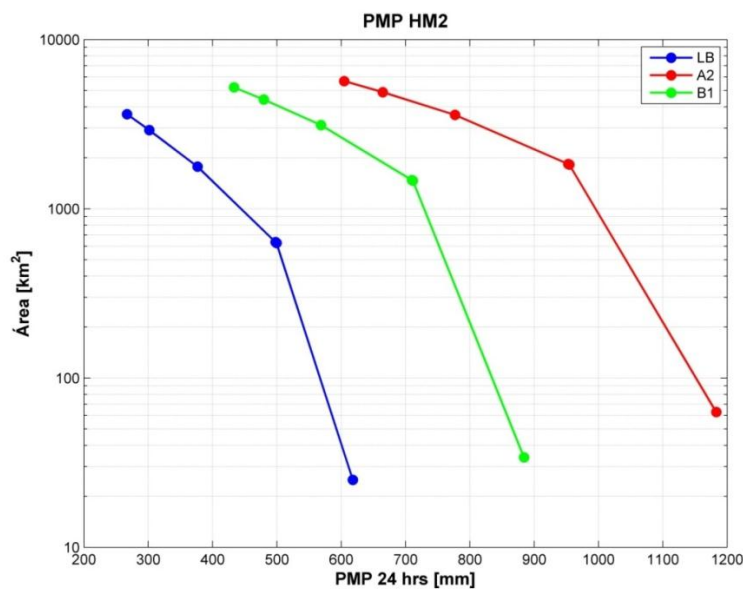


Figura 3.10: Curvas PMP de 24 horas de duración según método HM2. Maximizadas según factor de humedad atmosférica en los escenarios LB, A2 y B1.

En la Tabla 3.5 se resumen las estimaciones de la PMP según el método de Hershfield y los métodos hidrometeorológicos HM1 y HM2 en la cuenca Puclaro para condiciones de cambio climático en los escenarios A2 y B1, así como sus incrementos relativos respecto al periodo LB.

Tabla 3.5: Estimaciones de PMP 24 horas para escenarios LB, A2 y B1 en periodo (2045-2065) promedio en la cuenca Puclaro

Método de estimación	Elevación de la isoterma cero			Variación porcentual	
	LB 3700 [msnm]	A2 4260 [msnm]	B1 4080 [msnm]	A2	B1
PMP Hershfield [mm]	1004	1309	1207	+30.4%	+20.2%
PMP HM1 [mm]	410	670	608	+63.4%	+48.3%
PMP HM2 [mm]	267	605	434	+126.6%	+62.5%

Los mapas de Bandas de PMP de Hershfield generados para las regiones de Coquimbo y del Maule en el escenario A2, utilizando el modelo ECHAM 5, proyectan incrementos regionales de PMP estadística, siendo estos incrementos mayores en zonas cordilleranas. Los resultados correspondientes a estos mapas se muestran en detalle en los Anexos A y B encontrándose en promedio un aumento de un 5% y un 9% en las estaciones siendo los mayores aumentos locales de 25% y 121% en las regiones de Coquimbo y del Maule, respectivamente para zonas cordilleranas. En caso del escenario B1 se proyectan variaciones en promedio invariables, siendo los mayores aumentos puntuales de 17% y 20% para cada región, respectivamente.

3.2.5. Proyecciones de CMP afluente al embalse Puclaro

La Figura 3.11 muestra los hidrogramas de crecida que originaría la PMP para los escenarios LB, A2 y B1 según las metodologías hidrometeorológicas HM1 y HM2. Se tiene que para ambos métodos la CMP presentaría aumentos significativos en los caudales máximos instantáneos. Las variaciones porcentuales de caudal máximo instantáneo y volumen de escorrentía directa se aprecian en la Tabla 3.6, que además incluye estas variaciones para el método estadístico de Hershfield.

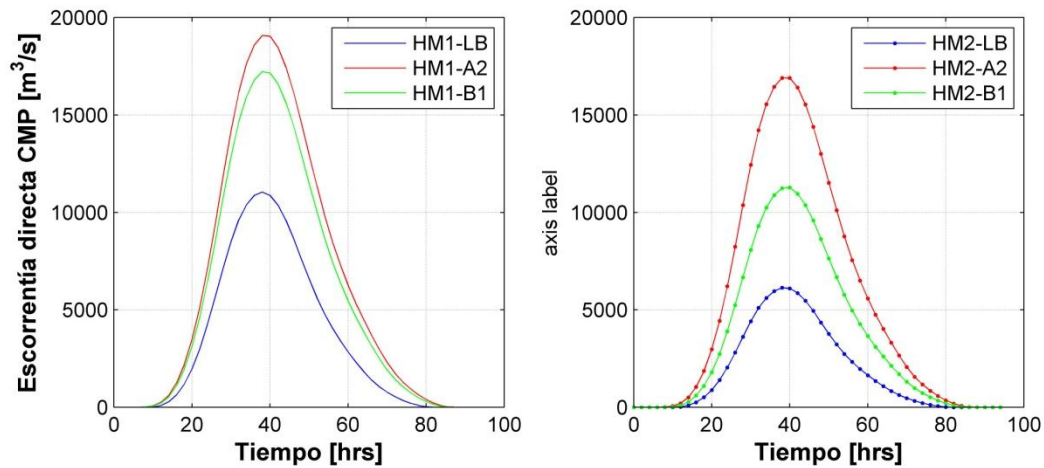


Figura 3.11: CMP afluentes al embalse Puclaro obtenidas mediante métodos hidrometeorológicos en escenarios LB, A2 y B1

Tabla 3.6: Diferencias respecto al periodo LB en la estimación de CMP en condiciones de humedad antecedente normal

Método de PMP para estimar CMP	Variación de caudal máximo instantáneo		Variación de Volumen de escorrentía directa	
	A2	B1	A2	B1
Hershfield	+27.2%	+17.3%	+34.7	+23.1%
HM1	+72.7%	+55.9%	+85.8%	+65.7%
HM2	+175.5%	+84.8%	+200.0%	+96.5%

3.3. Incertidumbre en las estimaciones calculadas

3.3.1. Incertidumbre en las crecidas pluviales estimadas

Para el caso de las crecidas de 1000 y 10000 años afluentes al embalse Puclaro, se tiene una gran fuente de incertidumbre cuyo origen reside en considerar distintas combinaciones de periodo de retorno de precipitación y elevación de línea de nieves, así como considerar distintas distribuciones temporales (y espaciales) de precipitación. Estas incertidumbres se incrementan en escenarios de cambio climático según consideraciones de variación de precipitación y temperatura listadas en la Tabla 2.4. La dispersión de resultados en términos de caudal máximo instantáneo y volumen de escorrentía directa se muestran en la Figura 3.12.

De la Figura 3.12, se observa que en general existe una gran dispersión de valores de caudal máximo y volumen de escorrentía directa. Del mismo modo se tiene que para ambas variables, se proyecta un aumento significativo de estas, alcanzando incrementos en mediana de caudal máximo instantáneo +24% y +23.8% para la crecida de 1000 años en los escenarios A2 y B1, mientras que en los mismos escenarios para la crecida deca milenaria,

se proyecta un incremento en mediana de +24.9% y 23.2% respectivamente, en relación con la línea base.

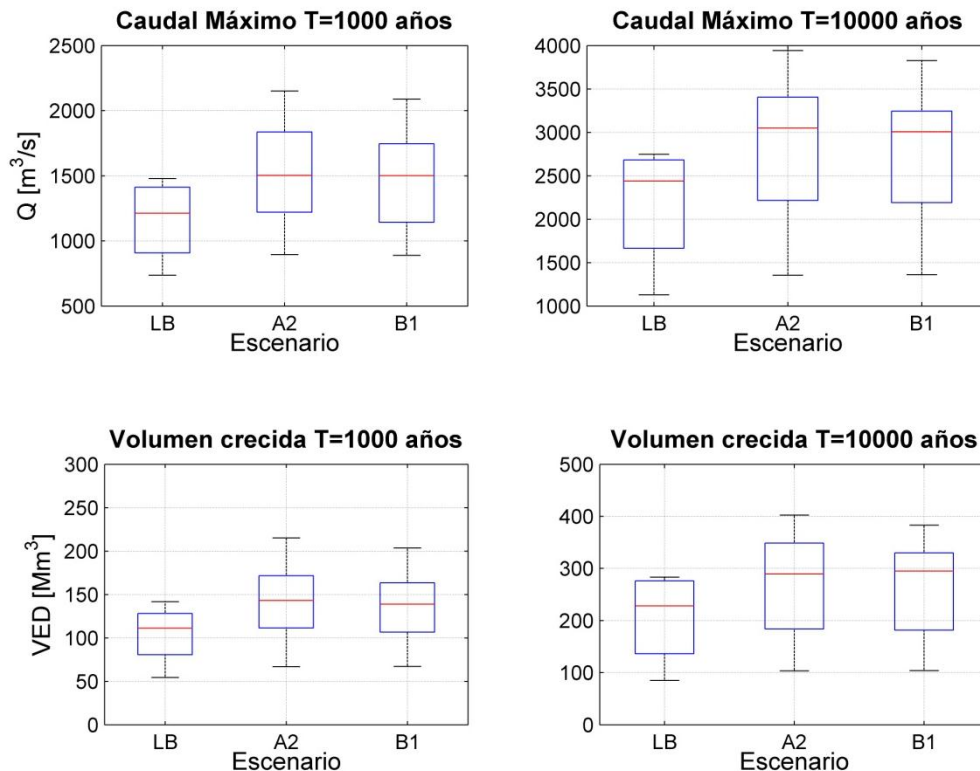


Figura 3.12: Comparación de crecidas de 1000 y 10000 años en caudal máximo y volumen para cada escenario climático analizado afluentes al embalse Puclaro.

3.3.2. Incertidumbre en las estimaciones de la PMP y CMP

Existe una serie de incertidumbres asociadas a cada una de las estimaciones realizadas en este estudio. Para el caso de las estimaciones de PMP mediante métodos hidrometeorológicos, se presenta en la Figura 3.13 el rango de posibles valores que se podrían obtener en cada escenario según los métodos empleados, incorporando los intervalos de confianza del 95% de los factores de maximización utilizados.

Se aprecia que el rango de variación es de 127, 429 y 333 [mm] para el método HM1 producto del intervalo de incertidumbre del factor dinámico y de la humedad atmosférica en los escenarios LB, A2 y B1, respectivamente. Estas incertidumbres aumentan en los escenarios futuros debido a la disminución de datos estadísticos en la muestra de cada factor, y la varianza de las proyecciones meteorológicas futuras, siendo especialmente mayor en el escenario A2.

La PMP obtenida según el método HM2 presenta intervalos de variación de 49.2, 241.5 y 119.8 [mm] en los escenarios BL, A2 y B1, respectivamente, siendo estos rangos menores que para el método HM1 debido a que solo incorpora la incertidumbre en el factor de maximización producto de la humedad.

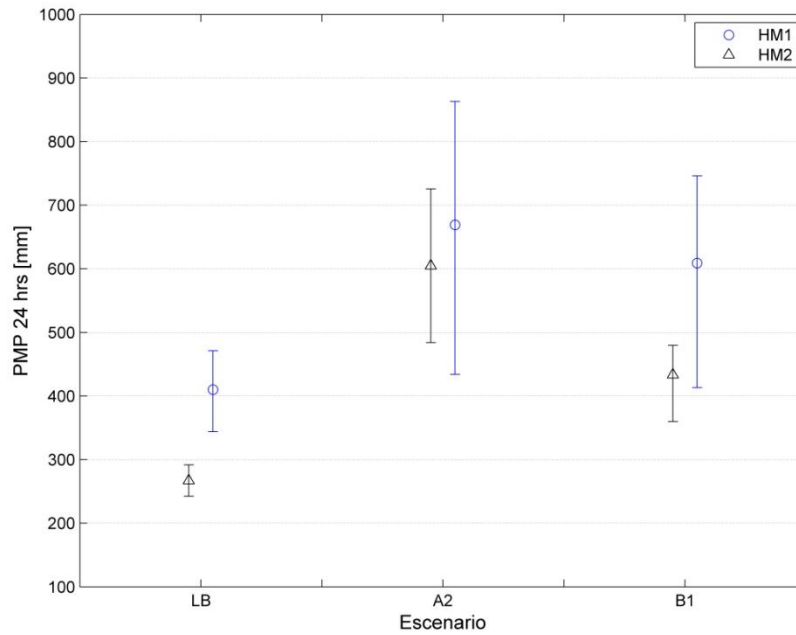


Figura 3.13: Rangos de variación de valores de PMP media diaria sobre el área pluvial aportante para una elevación de isoterma cero de periodo de retorno 100 años en los escenarios LB, A2 y B1. Cuenca embalse Puclaro.

En el caso de la CMP, la incertidumbre viene dada por numerosos factores, partiendo por la simplificación de los procesos físicos que ocurren en la cuenca mediante el uso de HUS. La Figura 3.14 presenta el rango de variabilidad de caudales máximos instantáneos de CMP que incorpora las variaciones de condiciones de humedad antecedente, probabilidad de excedencia de la distribución temporal de lluvia según las distribuciones de Varas (1985) y los rangos de variación de las estimaciones de PMP según los métodos HM1 y HM2. Se concluye del amplio rango de variación del método HM1, que para el escenario A2 se alcanzaría el caudal envolvente de Wang et al. (2005).

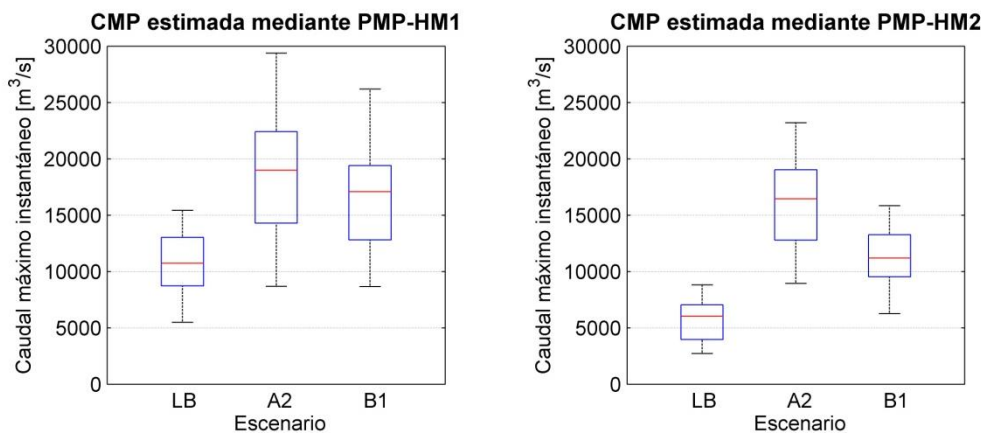


Figura 3.14: Rangos de variación del caudal máximo instantáneo de la CMP afluente al embalse Puclaro según métodos HM1 (izquierda) y HM2 (derecha).

CAPÍTULO IV: CONCLUSIONES

4.1. Comentarios sobre estudios de crecidas

En la ingeniería actual, para estudios de crecidas pluviales en cuencas nivales, se realizan estimaciones en base a hidrogramas unitarios construidos en base a registros de precipitaciones y caudales (como en el caso del embalse Puclaro). Dicho supuesto, considera implícitamente que el área pluvial aportante será la misma para cada tormenta y que en promedio se tendrá la respuesta en escorrentía directa según la magnitud y tiempo de duración de dicho hidrograma.

Debido a que el comportamiento de crecidas de origen pluvial en cuencas nivales es dinámico y varía de tormenta en tormenta, se hace importante analizar la variabilidad de la elevación de la línea de nieves, considerando diferentes combinaciones de periodos de retorno de precipitación y elevación de la misma a modo de producir el escenario físicamente probable más desfavorable en virtud de un buen diseño. Esto es importante dada la amplia gama de crecidas que se pueden obtener (Figura 3.12), en donde una tormenta de bajo periodo de retorno, pero cálida, puede generar una crecida mucho más severa que otra tormenta de alto periodo de retorno pero fría, efecto ya analizado por Garreaud (1993).

La sensibilidad de la variación de magnitudes de crecidas frente a variaciones de H_{LN} depende netamente de la hipsometría de la cuenca y de la elasticidad de la elevación con respecto al área pluvial aportante. Este resultado es generalizable a toda cuenca de topografía abrupta y de régimen hidrológico mixto.

Las estimaciones de H_{LN} utilizadas en Chile, mediante métodos indirectos presentan una gran incertidumbre que solo se puede reducir aumentando las estaciones de monitoreo con registro de nieve, la frecuencia de registro y la densidad de puntos de medición de rutas de nieve, para de este modo capturar lo que realmente ocurrió sobre la zona en estudio. Sin embargo, mientras no se cuente con una red funcional adecuada, la comunicación entre meteorólogos e hidrólogos y el análisis exhaustivo de las características de las tormentas que originan crecidas así como de la adecuada representación de la respuesta como sistema, permitirán desarrollar diseños y metodologías más adecuadas.

4.2. Representación espacial y temporal de precipitación

La representación espacial de la precipitación, es otro tópico que debe ser estudiado y mejorado respecto a las metodologías enseñadas en la actualidad, que considera distribuciones espaciales del tipo polígonos de Thiessen, o estimación mediante isoyetas, métodos que son adecuadamente representativos cuando existe una adecuada densidad de estaciones de monitoreo.

En este estudio se consideraron como input de representación espacial de precipitación el patrón inducido por el modelo PRECIS-DGF (DGF, 2006) y las isoyetas de precipitación anual (DGA, 1987). El primero de estos métodos si bien tiene una resolución espacial extrapolable mediante métodos geo-estadísticos modernos, muestra fuertes sobre estimaciones a elevaciones mayores. El método de las isoyetas medias anuales por su parte, al considerar estaciones fluviométricas y meteorológicas en su análisis permite reproducir en cierto modo la distribución espacial que más se asemeja a la que en promedio ocurre en la cuenca. El uso de modelos regionales y reanálisis climáticos de alta resolución espacial, parece ser una poderosa herramienta que se espera sea tomada en cuenta en la realización de futuros estudios para considerar la mejor representación meteorológica espacial aplicable a los diseños de obras hidráulicas.

A nivel mundial, numerosos estudios ya han desarrollado simulaciones estocásticas de distribución espacial y temporal de precipitación (Weather et al., 2005, entre otros) los cuales permiten relajar las restricciones de un supuesto estático de representatividad espacio temporal de tormentas. Espacialmente hablando, es necesario contar con redes densas de precipitación y estaciones de nieve distribuidas no solo en los cauces y valles sino que además en zonas elevadas a modo de reducir las incertidumbres inducidas por extrapolaciones. En términos temporales, distribuciones estocásticas serían de mayor aplicabilidad, sin embargo al no contar con una distribución espacial adecuada, aún quedarán amplios rangos de incertidumbre en la cuantificación de la respuesta de la cuenca frente a eventos de tormenta.

Respecto a la red de monitoreo actual, al comparar las recomendaciones de WMO (1994) que para zonas montañosas recomienda una densidad de 250 km²/estación de pluviómetros y 2500 km²/estación para estaciones meteorológicas y pluviográficas. En el caso de estudio, la cuenca Puclaro tiene una densidad de 933 km²/estación, aumentando su densidad en el tiempo, en el caso de Colbún, se tiene solamente una estación de extenso registro para un área de 6532 km².

El problema principal de la ubicación de estaciones meteorológicas en zonas elevadas es el difícil acceso y mantención, con lo que usualmente se sitúan cerca de los cauces o en los valles, no representando adecuadamente lo que ocurre en los montes. Para sopesar este hecho, se recomienda instalar estaciones meteorológicas en laderas de cerros orientadas en contra de la dirección preferencial del viento junto con la inclusión de estaciones de medición de nieve y rutas de nieve en laderas igualmente situadas. También vale la pena analizar la utilización de estaciones en los valles pero utilizando radares meteorológicos, los cuales presentan radios de alcance de hasta 250 km¹ (Comisión Europea, 2001).

De este modo y con las medidas anteriormente expuestas será posible validar técnicas de interpolación geo-estadísticas y disminuir así la incertidumbre asociada en la

¹ Cifra en aumento

distribución espacial de eventos de precipitación, pudiendo emplear modelos hidrológicos distribuidos que permitan representar de mejor forma los fenómenos físicos de una cuenca de régimen mixto, como el caso del estudio de Mendoza (2010).

La distribución temporal de las tormentas así como las condiciones de humedad antecedente implicarán qué tan severa será la crecida inducida por eventos de precipitación. En el presente trabajo se supuso, en todos los casos, las distribuciones de Varas (1985) debido a que se asemejan bastante al comportamiento temporal de tormentas históricas en el sector de estudio. El haber empleado otras distribuciones temporales, le habría otorgado mayor robustez a estos análisis, evaluando así las peores combinaciones de desagregación temporal de lluvia, como el estudio de Dussaubat y González (2011) quienes encontraron un rango de variación de hasta un 80% en los caudales de crecidas asociados al considerar distintas distribuciones temporales para una tormenta de diseño en una cuenca de la IX región.

Otro punto a tener en consideración es el potencial efecto que tiene el número de observaciones realizadas en una estación meteorológica en un cierto intervalo de tiempo y por ende, la lluvia máxima diaria registrada no necesariamente será la lluvia máxima en 24 horas. De este modo, la incorporación de factores de corrección del tipo Weiss (1968) e idealmente la interpolación mediante registros pluviográficos, según consideraciones WMO (1969), entregarán resultados más fidedignos para cualquier estudio de crecidas.

4.3. Estimaciones de PMP y CMP

Al comparar los métodos hidrometeorológicos de estimación de PMP, se puede señalar que el método HM1 corresponde a un método más bien estadístico en donde se busca maximizar la humedad atmosférica sobre una cuenca por el factor dinámico que incluye en su cálculo implícitamente la precipitación y el área pluvial aportante. Este método propuesto en WMO (2009, capítulo 7) parece tener una menor arbitrariedad y solo varía su cálculo según la extensión de los registros meteorológicos. En caso de cuencas donde se registren precipitaciones tanto sólidas como líquidas, el método HM1 debe considerar la estimación de la precipitación promedio de la cuenca sobre el área pluvial aportante.

El método HM2 por su parte, se enfoca en el estudio de tormentas específicas, utilizando un patrón de comportamiento del estilo PDA, el cuál presenta mayor arbitrariedad para seleccionar el área pluvial aportante debido a que el efecto orográfico y la ocurrencia de precipitaciones mixtas en cuencas andinas, hace que para cada evento se deberían obtener unas nuevas curvas pues cambian los límites de la misma (Línea de nieves dinámica). Por esto se propone en esta tesis, utilizar el área pluvial aportante de periodo de retorno 100 años, para reducir esta subjetividad. Hay que hacer notar que por la falta de datos horarios de humedad relativa se utilizó la temperatura de punto de rocío máxima diaria en los eventos de tormenta en vez del valor persistente en 12 horas, como indica WMO (2009).

El método HM2 entrega valores de PMP un 35% más bajas que el método HM1, ambas metodologías podrían entregar valores semejantes si además de maximizar por la humedad de la tormenta, se amplificara por un factor de viento de modo de evaluar más posibilidades como proponen Fernando y Wickramasuriya (2010), quienes además concluyen que el método HM2 doblemente maximizado se asemeja a la estimación de Hershfield de la PMP, sin embargo la falta de mediciones distribuidas y extensas de velocidad de viento así como la complejidad de su flujo intervenido por varias barreras montañosas, dificulta realizar estimaciones adecuadas de este factor. Es este último fenómeno el que impide la aplicación de modelos teóricos de flujo laminar para barreras montañosas propuesto en WMO (2009, capítulo 3), el cual solo podría ser aplicado en la sub cuenca del río Claro, ubicada en el SO de la cuenca Puclaro.

Las estimaciones de la CMP en la línea base son significativamente mayores a las crecidas de origen pluvial, entrando estas en el nivel de confianza de las crecidas de deshielo para periodos de retorno desde 2500 años debido a la gran varianza de estos datos (Figura 3.1 y Tabla 3.3). Se concluye además que al generar la PMP de Hershfield crecidas mayores a la envolvente histórica (Wang et al., 2005) es conveniente descartar esta metodología para la zona de estudio.

4.4. Sobre la selección de GCM's y el proceso de *downscaling*

Para evaluar los potenciales efectos del cambio climático, se concluye que de forma previa, se deben seleccionar los modelos GCM que mejor reproduzcan la climatología local a modo de reducir las diversas incertidumbres asociadas a este tipo de análisis. En este estudio, se seleccionaron aquellos modelos que se asemejan al reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al, 1996) por considerar este último asimilaciones de registros meteorológicos a nivel mundial. Dado el estado del arte de los reanálisis, es posible utilizar otras nuevas versiones, que tienen una mejor resolución espacial y temporal como es el caso del reanálisis CFRS (Saha et al., 2010).

Si bien el filtro de reanálisis es una buena herramienta, cabe señalar que del mismo modo un buen modelo GCM debe ser capaz de representar la estacionalidad de las variables en análisis así como la magnitud de los mismos. En este caso, el modelo ECHAM5 presenta esta habilidad para el territorio de Chile central, por lo cual fue utilizado para los análisis más exhaustivos.

En términos de proyecciones futuras, Maurer (2009) sugiere comparar en gráficos de variación de temperatura versus variación de precipitación a modo de pre seleccionar además cuáles modelos convergen en sus resultados y cuales entregan proyecciones dispares al resto de los GCM's. Esta metodología también fue evaluada en la pre selección de los modelos analizados.

Respecto del proceso de escalamiento estadístico, se logra en este reducir la gran dispersión que se obtiene de otros procesos de downscaling que ajustan de forma adecuada pero con discrepancias especialmente en eventos extremos (Li et al 2010 y Ternik et al. 2009 entre otros). De este modo la metodología empleada en esta tesis, entrega altos grados de correlación entre las series observadas y las series escaladas de los GCM's (pendiente de ajuste y coeficiente r^2 cercanos a la unidad). Sin embargo, estos resultados han de ser mirados con cautela, enfocándose en mayor medida en las variaciones que en los valores absolutos (Prudhomme et al. 2002), pues las relaciones empleadas en el escenario LB no tienen necesariamente que conservarse en el tiempo, supuesto que no puede ser verificado. De todos modos los procesos estadísticos de escalamiento permiten estimar efectos potenciales de cambio climático con mayor rapidez y menor demanda computacional que los procesos de escalamiento dinámico.

4.5. Efectos del cambio climático en la vulnerabilidad de los embalses Puclaro y Colbún

Las proyecciones de variación de precipitación presentan gran dispersión en el caso del análisis de PMP de Hershfield, y precipitaciones máximas de 24 horas de periodo de retorno de 1000 y 10000 años, realizado para las estaciones cercanas a las cuencas de Puclaro y Colbún, utilizando 10 GCM previamente seleccionados (Figuras 3.4 y 3.5). Estas dispersiones coinciden con las proyecciones de Rousteenoja et al. (2003). Del mismo modo parece haber un incremento estadístico de precipitación, en mediana, que coincide con los resultados regionales obtenidos por Kharin et al. (2007) para precipitaciones de periodo de retorno de 20 años en Sudamérica. Estos incrementos son teóricamente factibles según Sugiyama et al. (2010), pero deben ser mirados no del mismo modo que en el periodo histórico (como observaciones) sino que más bien centrarse en los cambios proyectados tal y como sugiere Prudhomme et al. (2002) debido al estado del arte de los modelos GCM.

Los incrementos futuros de temperatura para los escenarios A2 y B1 analizados según el modelo ECHAM5 para días lluviosos, se asemejan en gran medida a las proyecciones realizadas a nivel mensual según el downscaling mundial para 15 GCM de Maurer et al. (2007). Del mismo modo al comparar el análisis histórico de temperaturas realizado por Rösenbluth et al. (1997) que encontró un calentamiento de $+2.8^{\circ}\text{C}$ por siglo en la temperatura media anual, las proyecciones estudiadas siguen siendo razonables.

En el caso particular del embalse Puclaro, las variaciones proyectadas en la PMP, según el modelo ECHAM5 son incrementos significativos que se producen principalmente por el aumento de temperatura que induce principalmente: 1) aumento del contenido de agua precipitable y 2) una mayor área pluvial aportante; implicancias que por efecto de la orografía y la elevación de la isoterma cero, así como el aumento en los factores de maximización, se superpone a las variaciones negativas de precipitación proyectadas por estos modelos. Estos incrementos de precipitación líquida producto del incremento de

temperatura, por ende son mayores en el escenario A2 que en el B1 y pueden alcanzar valores de PMP hasta un +48.3% mayor en el caso del método HM1, mientras que para el método HM2 se alcanza un incremento de +29.6% en el escenario A2, respecto al escenario LB.

Los mayores incrementos en caudal máximo instantáneo y volumen de escorrentía directa bajo condiciones de cambio climático inducen incrementos en caudal máximo de hasta un +85% y +81% mayores respecto al periodo LB para las crecidas de 1000 y 10000 años respectivamente; en términos de variaciones volumétricas, las máximas alcanzadas para estas mismas crecidas son de +73% y +70% respectivamente. En el caso de la CMP por su parte, se proyecta un incremento en caudal máximo instantáneo para el método HM1 de +72.7% y +75.9% en el escenario A2 y B1 mientras que en el método HM2 se proyectan variaciones de +174.5% y +84.8% en los escenarios A2 y B1, respectivamente. Ambos métodos y escenarios, reflejan además el efecto del incremento de temperaturas en las variaciones volumétricas del hidrograma de escorrentía directa, así como en el cambio del tiempo al peak y en el tiempo base del mismo (Figura 3.11) aunque estos últimos son poco significativos.

Las proyecciones de incremento de intensidades de precipitación diaria y de temperatura en los escenarios A2 y B1 en el periodo (2045-2065) suponen una disminución en la seguridad hidrológica en los embalses de Puclaro y Colbún particularmente y de forma general en las grandes obras hidráulicas situadas en sectores cordilleranos de las regiones de Coquimbo y del Maule; este resultado sería generalizable a otras cuencas andinas del territorio nacional de similares proyecciones IPCC (2007).

Los resultados obtenidos en términos de cambio climático para la cuenca del río Elqui en Puclaro, se condice con los estudios realizados por el Ministerio de Energía (2011) y la CONAMA (2008) en donde la modelación Hidrológica de la cuenca de Elqui en Algarrobal frente a condiciones hidrometeorológicas futuras a escala mensual, induce un adelantamiento en los caudales de deshielo sumado al incremento en las magnitudes de caudales en periodo pluvial.

4.6. Análisis de la incertidumbre

Al abordar los estudios de crecidas desde un enfoque de análisis de frecuencia de series de caudales de crecidas pluviales y de origen de deshielo, del mismo modo se debiera estimar el nivel de confianza en la estimación así como trabajar además con estimaciones en base a registros meteorológicos a modo de tener una amplia gama de valores posibles ante el diseño correcto de una obra hidráulica de cualquier tipo y de este modo abordar estadística y meteorológicamente la incertidumbre en el origen de crecidas pluviales en cuencas de régimen mixto.

En el apartado 3.3 del capítulo III, se puede apreciar que al considerar incertidumbres asociadas a crecidas de origen pluvial en cuencas de régimen hidrológico mixto, tiene un alto rango de variabilidad encontrándose variaciones que pueden ser hasta un 88% superior respecto a solo considerar un valor puntual.

Del mismo en las estimaciones de PMP hidrometeorológica y CMP por su parte se cuantificaron las incertidumbres existentes dadas por: 1) intervalos de confianza de factores de maximización, 2) condición de humedad antecedente y 3) distribución espacio temporal. Estas variaciones generan una amplia gama de valores posibles de CMP, cuyos rangos de variación de caudal máximo instantáneo oscilan entre 9950 y 20710 [m³/s] en los escenarios LB y A2 respectivamente, alcanzando el umbral límite de Wang et al. (2005). Estas posibles variaciones en las estimaciones de eventos máximos probables y estudios de crecida en general deben ser consideradas por los tomadores de decisión para asegurar un diseño hidrológico adecuado dada la larga vida útil considerada en la concepción de grandes obras hidráulicas así como de potenciales efectos de cambio climático en las zonas de estudio tal y como concluyen Dörte et al. (2009).

4.7. Recomendaciones sobre el diseño hidrológico

En el trabajo de Tesis desarrollado, pudieron constatarse ciertas falencias en las técnicas utilizadas para el diseño de obras hidráulicas en Chile, de forma particular se mostró que el diseño del embalse Puclaro parece no ser adecuado, puesto que la crecida de 10000 años de periodo de retorno de origen pluvial, en realidad se alcanza cada 3500 años analizando la estadística de crecidas de deshielo. Por otra parte la consideración del área pluvial aportante para el estudio de la CMP se basó en estimaciones de la temperatura de rocío de 100 años de periodo de retorno y un gradiente adiabático térmico estándar, en vez de considerar la temperatura media diaria de mismo periodo de retorno que entregaría una elevación de la isoterma cero, 1 °C o línea de nieve, más elevada que las consideradas en el diseño del embalse Puclaro (MOP, 1994). Del mismo modo el análisis realizado en el Anexo D, permite concluir que un gradiente adiabático promedio de -5.55 °C/km sería más adecuado y más conservador para realizar estas estimaciones.

Se encontró en el desarrollo de esta tesis, una estimación de CMP que resulto ser aproximadamente 3 y 1.7 veces mayor a la obtenida en el diseño original según los métodos HM1 y HM2, utilizando el mismo método conceptual de HUS. Variaciones demasiado amplias como para no ser tomadas en cuenta. En el caso de la crecida de diseño, se obtuvieron crecidas un 10% superior a la de diseño. Es claro que en el caso particular del embalse Puclaro el diseño debió haberse realizado considerando crecidas de deshielo con lo que es posible construir que ya en el escenario histórico este diseño fue sub-dimensionado.

A modo de mejorar la capacidad de reproducir los fenómenos físicos que ocurren en sistemas tan complejos como en cuencas de régimen hidrológico mixto, se sugiere el

empleo de herramientas de modelación hidrológica en vez de modelos conceptuales como Hidrogramas Unitarios que incluyen implícitamente el supuesto de área pluvial constante, supuesto que en cuencas de importantes componentes de deshielo no es válido.

De la experiencia en la revisión de estudios hidrológicos y meteorológicos que determinan crecidas en cuencas Andinas de régimen hidrológico mixto realizado en este estudio así como de los resultados encontrados, se propone un diagrama general ilustrado en la Figura 4.1, a modo de cuantificar de forma adecuada las posibles crecidas generadas en las mismas, favoreciendo un diseño hidrológico adecuado de obras hidráulicas.

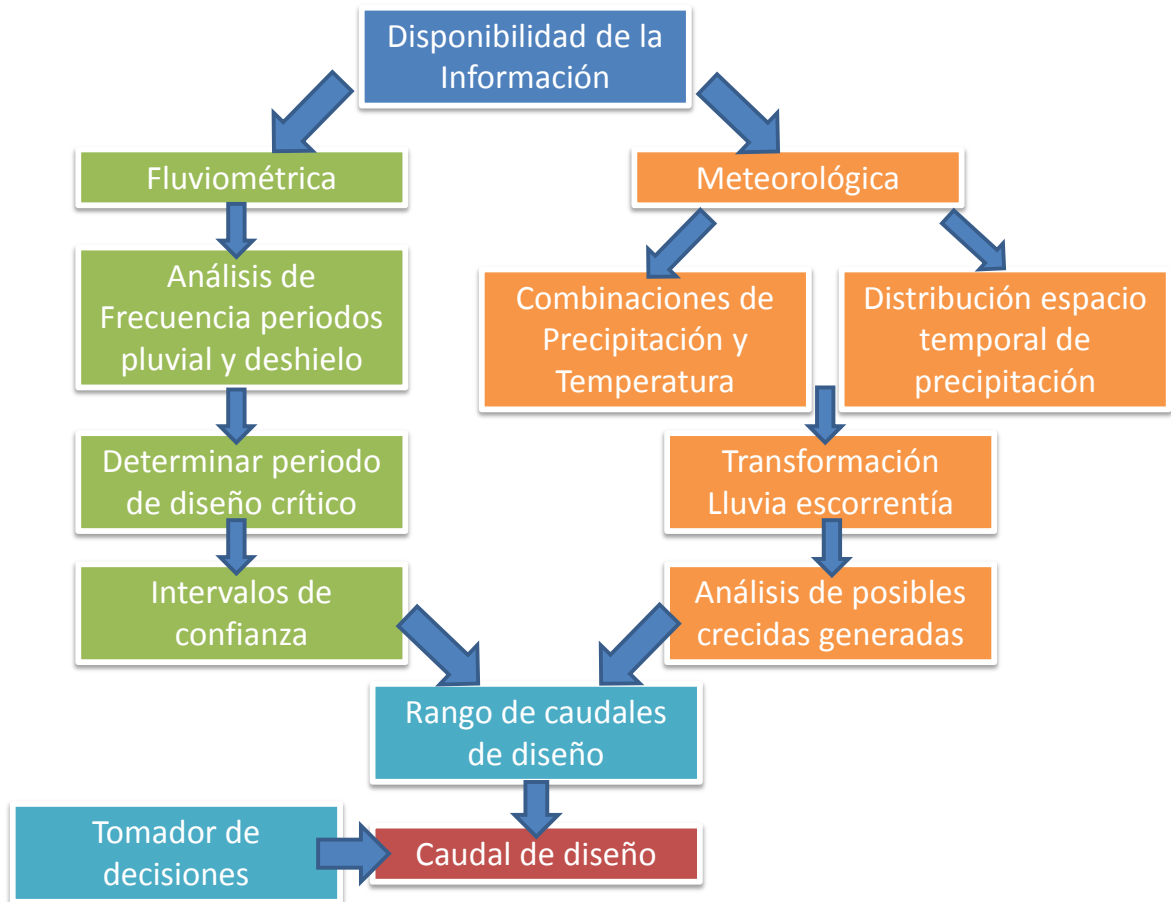


Figura 4.1: Diagrama general para la estimación de crecidas pluviales en cuencas de régimen hidrológico mixto

El supuesto de invariabilidad climática en el tiempo, implícitamente considerado en todos los diseños hidrológicos hasta ahora realizados ya no es un supuesto que puede ser considerado válido en un planeta en proceso de evidente calentamiento (Falvey y Garreaud, 2009; Rösenbluth et al., 1997, IPCC, 2007). Frente a esto, el gobierno Australiano a través de diversos *workshops*, ha desarrollado variadas líneas de investigación en la gestión de recursos hídricos frente a escenarios de cambio climático y de forma particular dieron origen al estudio de Dörte et al. (2009) en donde se analizó a nivel nacional australiano, los

potenciales efectos del cambio climático en la determinación de la crecida máxima probable.

Estudios a nivel nacional ya han sido ampliamente desarrollados mediante herramientas de modelación hidrológica (Ministerio de Energía, 2011; CONAMA, 2008) para evaluar los impactos de recursos hídricos frente a cambio climático. En términos de crecidas, Raddatz (2011) analizó los efectos de crecidas en cuencas pluviales, encontrando disminución en los caudales de crecida en un rango entre -56% y -8%, y el presente estudio aplicado a cuencas de régimen hidrológico mixto muestra incrementos en las magnitudes de eventos de origen pluvial. De este modo la política de la construcción de futuros embalses de larga vida útil debiese incorporar los potenciales efectos del cambio climático en sus diseños.

4.8. Sobre la seguridad hidrológica de embalses

En caso de una avenida de alto periodo de retorno, la operación del embalse en los potenciales efectos que podrían tenerse aguas abajo de los mismos, es de vital importancia. En este contexto el Ministerio de Obras Públicas (2008), desarrolló la ley 20.304 que indica las pautas que deben seguir grandes embalses en caso de crecidas. La operación de los embalses juega en este sentido un rol fundamental pues la capacidad de control de las mismas dependerá de su nivel de almacenamiento al inicio de la crecida.

¿Deberían diseñarse o modificarse los diseños de los embalses para la CMP?, No necesariamente, Graham (2000) propone una metodología para evaluar la factibilidad de modificar la construcción de los embalses para que permitan evacuar la CMP en base a criterios económicos, sin embargo dichas modificaciones muchas veces saldrían más costosas económica y humanamente hablando que asumir los costos de un desborde o destrucción de las represas ya construidas; pero es un hecho que se debe evaluar caso a caso. Se sugiere entonces a raíz de lo encontrado en este estudio al menos considerar la incertidumbre en las crecidas de diseño adoptadas y para obras de mayor envergadura, diseñar o corroborar para la CMP pero siempre considerando efectos potenciales de cambio climático debido a la larga vida útil de estas obras.

El considerar la incertidumbre (al menos estadística) en el diseño hidrológico de obras, y tener un diálogo adecuado entre hidrólogos y meteorólogos para caracterizar las características de tormentas que generan grandes crecidas, permitirá entregar mayores y mejores herramientas, así como diversos antecedentes a los tomadores de decisión. Todo lo anterior se suma a la existencia de un plan de contingencia en la población que permita evacuar a posibles víctimas fatales en caso de un eventual fallo de dichos embalses ante la ocurrencia de algún evento de extraordinarias características, que podría sobrepasar la capacidad evacuadora de las obras de seguridad.

En caso de que se detecte un riesgo hidrológico producto de un diseño no adecuado o de vulnerabilidad frente a cambio climático, debiesen idearse planes de contingencia y evacuación de la población potencialmente afectada ante riesgos de desborde, soluciones que según Graham (2000), podrían ser más económicas y adecuadas que modificar estructuralmente el diseño de un embalse.

4.9. Comentarios finales

El estudio realizado entrega diversos aportes al cálculo de crecidas en cuencas de régimen hidrológico mixto, concluyendo que estos deben hacerse considerando variaciones de la elevación de la línea de nieves en conjunto con análisis de precipitaciones a modo de estudiar la peor combinación posible para una crecida asociada a una probabilidad de excedencia conjunta entre estas dos variables.

La existencia de un patrón orográfico, permite además aplicar los diversos métodos hidrometeorológicos propuestos por WMO (2009) a cuencas poco controladas, en la determinación de la PMP, previamente verificando dicho patrón con gradientes de precipitación en estaciones meteorológicas y de rutas de nieve al menos en la dirección preferencial del viento en periodo de lluvias.

Proyecciones de cambio climático muestran que existe un incremento en la temperatura invernal y precipitación máxima diaria anual para las cuencas de Colbún y Puclaro. El escenario B1 muestra incrementos mayores de Precipitación que A2 de entre los 10 GCM analizados. Y aunque las tormentas disminuyan en intensidad son los incrementos de temperatura los que predominan en la formación de crecidas más severas en términos de caudal máximo y volumen de escorrentía, como se constató para el caso del embalse Puclaro en el estudio de crecidas milenarias, deca-milenarias y la CMP.

Las proyecciones de incrementos de temperatura determinarían en mayor medida la vulnerabilidad en la seguridad hidrológica de obras hidráulicas frente al cambio climático, especialmente en cuencas cuya topografía determine que pequeñas variaciones de la elevación de la línea de nieves induzca importantes variaciones de área pluvial aportante ($\uparrow dz/dA$), como en el caso de la cuenca del Puclaro.

Proyecciones del cambio climático en la zona de Puclaro, según el modelo ECHAM5, conciben incrementos promedio de PMP y CMP producidos principalmente por el aumento de la temperatura en días de lluvia y sus efectos en el agua precipitable atmosférica y en el incremento del área pluvial aportante.

Los resultados encontrados en esta tesis, pueden ser generalizados a zonas de similares proyecciones de cambio climático, régimen hidrológico mixto y topografía elástica.

REFERENCIAS

1. BUYTAERT W., CELLERI, R., WILLEMS, P., DE BIÈVRE B. AND G. WYSEURE. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the South Ecuatorian Andes. *Journal of Hydrology*. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.031
2. CARRASCO, J., OSORIO, R. AND CASASSA, G. 2008. 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 , 186.
3. COMISIÓN EUROPEA. 2001. COST Action 75: Advanced weather radar systems. 1993-97 final report, C.G., Collier (ed.), EUR 19546, Bruselas.
4. COMISIÓN NACIONAL DEL MEDIO AMBIENTE (CONAMA). 2008. Análisis de la vulnerabilidad del sector silvoagropecuario, recursos hídricos y edáficos de Chile frente a escenarios de cambio climático. AGRIMED Universidad de Chile.
5. CHENG FENG-WEN AND CHEN-WUING LIU. 2012. Estimation of spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (IDW) in the middle of Taiwan. *Paddy and Water Environmental*. Springer. DOI 10.1007/s10333-012-0319-1
6. DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA (DGF) UNIVERSIDAD DE CHILE. (2006). Estudio de Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI. CONAMA .
7. DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 1987. Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
8. DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE (DMC). 2008. Guía Climática Práctica. Elaborado por Claudia Cruz Silva y Janette Calderón Suenzen.
9. DÖRTE JAKOB, ROBERT SMALLEY, JEANETTE MEIGHEN, KARIN XUEREB AND BRIAN TAYLOR. 2009. Climate change and Probable Maximum Precipitation. HRS No. 12. Australian Government Beureau of Meteorology. Hydrometeorological Advisory Service, Water Division, Melbourne.
10. DUSSAUBAT, S. Y J. GONZÁLEZ. 2011. Influencia de la distribución temporal de la PMP en la determinación de la Crecida Máxima Probable. En XX Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica: 19 al 21 de octubre de 2011. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
11. FALVEY, M. AND R. GARREAUD. 2009: Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the SE Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *J. Geophys. Res.*, 114, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
12. FERNANDO, W.C.D.K. AND WICKRAMASURIYA, S. 2010. The hydro.meteorological estimation of probable maximum precipitation under varying scenarios in Sri Lanka. *International Journal of Climatology* .
13. GARREAUD, R. 1993. Impacto de la variabilidad de la línea de nieve en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile Central. En XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Octubre, Concepción.
14. GRAHAM, WAYNE J. 2000. Should be dams modified for the probable maximum flood?. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol 36. No. 5, pp 953-963.

15. HALL, D., RIGGS, G., AND SALOMONSON, V. 2000. Updated weekly MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid V004, April 2000 to August 2010. *Boulder*, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
16. HERSHFELD, D. 1961. Estimating the Probable Maximum Precipitation. *J. of the Proceedings of the American Society of Civil Engineers* , 99-116.
17. HERSHFELD, D. 1965. Method for Estimating Probable Maximum Rainfall. *J. Am. Waterworks Assoc* 57 , 965-972.
18. INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
19. 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, AND D. JOSEPH. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, No. 3, 437-470
20. KHALTHOFF, N., BISCHOFF-GAUB, I., FIEBIG-WITTMACK, M., FIEDLER, F., THÜRAUF, J., NOVOA, E., PIZARRO, C., CASTILLO, R., GALLARDO, L., RONDANELLI, R. AND M. KOHLER. 2002. Mesoscale Wind Regimes in Chile at 30°S. *American Meteorological Society*. Vol 41 pp 953-970.
21. KHARIN, V., FW. ZWIERS, X. ZHANG Y GC. HEGERL. 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J Climate*, 20:1419–1444.
22. KING, H Y TAPIA, R. 2011. Análisis de la determinación de la crecida máxima probable y de la determinación del caudal de diseño de obras de evacuación de grandes presas. En XX congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, 19 al 21 de octubre de 2011. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
23. KING, H Y TAPIA, R. 2009. Estimación de crecidas máximas probables de origen hidrometeorológico. En XIX congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, 21 al 23 de octubre de 2009. Viña del Mar, Hotel Casino Enjoy Viña del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso.
24. LAGOS Y VARGAS. 2011a. Variation of statistical PMP under Climate Change projections: A first approach using ECHAM5 GCM model, results in two Chilean regions. Poster presentado en European Geophysical Union General Assembly . Viena, Austria, 3 al 8 de abril de 2011.
25. LAGOS Y VARGAS. 2011b. Variación de eventos extremos de precipitación diaria proyectados a mediados del siglo XXI, resultados en regiones de Coquimbo y Maule. Presentado en XX Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Santiago, Chile, 19 al 21 de octubre de 2011.
26. LAGOS Y VARGAS. 2012a. Variación de precipitación y área pluvial aportante afluente al embalse Puclaro, Chile. Proyecciones al periodo 2045-2065. Presentado en XXV congreso latinoamericano de ingeniería hidráulica. San José de Costa Rica, 9 al 12 de septiembre de 2012.

27. LAGOS Y VARGAS. 2012b. Crecidas pluviales en una cuenca nival cordillerana chilena. Proyecciones al 2045-2065. Sometido a arbitraje el 6 de agosto de 2012 a revista Tecnología y Ciencias del Agua. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
28. LAGOS Y VARGAS. 2012c. PMP and PMF estimations at sparsely controlled Andinian basins and climate change projections. Sometido a arbitraje el 16 de octubre de 2012 a Hydrological Sciences Journal.
29. LI, H., SHEFFIELD, J., AND WOOD, E. 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *J. Geophys. Res.* , 115, D10101.
30. MAURER, E.P., 2009. Uncertainty in projected impacts of climate change on water. Presentador invitado al workshop "Cambio Climático y Políticas Públicas". Centro de Cambio Global, Universidad Católica de Chile. 23 de April. Santiago de Chile.
31. MAURER, E., BREKKE, L., PRIUTT, T., AND DUFFY, P. B. 2007. Fine-resolution climate projections enhance regional climate change impact studies. *Eos Trans. AGU*, 88 (47) , 504.
32. MENDOZA, PABLO. 2010. Pronóstico de caudales de crecida mediante un modelo hidrológico distribuido y la asimilación de datos observados. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, FCFM, Departamento de Ingeniería Civil.
33. MINISTERIO DE ENERGÍA. 2011. Selección y aplicación de un modelo hidrológico para estimar los impactos del cambio climático en la generación de energía del sistema interconectado central. Departamento de Ingeniería Civil, División Recursos Hídricos y Medio Ambiente, Universidad de Chile.
34. MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, (MOP), REPÚBLICA DE CHILE. 2008. Ley Número 20.304. Sobre operación de embalses frente a alertas y emergencias de crecidas y otras medidas que indica. Pub. 13 octubre 2008. Promulgada 22 de octubre de 2008. Disponible en la página Web: <http://www.leychile.cl/Navegar?idNorma=283312&tipoVersion=0>
35. MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, (MOP), REPÚBLICA DE CHILE. 1995. Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. Dirección General de Aguas.
36. MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP), REPÚBLICA DE CHILE. 1994. Proyecto Embalse Puclaro. Consorcio de Ingeniería INGENDESA-EDIC Ltda. Vol. VII
37. PRUDHOMME CHRISTEL, NICK REYNARD AND SUE CROOKS. 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? *Hydrol. Process.* 16, 1137-1150. DOI: 10.1002/hyp.1054
38. RADDATZ, DANIELA. 2011. Efecto del cambio climático en la seguridad de obras hidráulicas, análisis en cuencas pluviales de la zona central de Chile para el escenario A2. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Ingeniería Civil.
39. RAJEEVAN, M; J. BHATE; J.D. KALE AND B. LAL. 2005. Development of a high resolution daily gridded rainfall data for the Indian region. Government of India. Met. Monograph Climatology No. 22.
40. RAKHECHA, PUKH RAJ AND VIJAY P. SINGH. 2009. *Applied Hydrometeorology*. Springer. ISBN: 978-1-4020-9843-7 (Print) 978-1-4020-9844-4 (Online)

41. RÖSENBLUTH, B., FUENZALIDA, H., AND ACEITUNO, P. 1997. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology* 17, 67-85.
42. ROUSTEENOJA, K., CARTER, T., JYLHÄ, K., AND TUOMENVIRTA, H. 2003. Future climate in world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. *The Finnish Environment* 644, Finnish Environment Institute, Helsinki, 83 pp.
43. SAHA, SURANJANA and Coauthors, 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. American Meteorological Society* 91, 1012.1057. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1. Disponible en: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2010BAMS3001.1>
44. SEGUEL, R., Y STOWHAS, L. 1985. Estimación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvionivales. En VII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica.
45. SEN ZEKAI AND ZEYAD HABIB. 2001. Monthly spatial rainfall correlation functions and interpretations for Turkey. *Journal of Hydrological Sciences*, 46 (4).
46. SUGIYAMA, M., SHIOGAMA, S., AND S. EMORI. 2010. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *PNAS* vol 107 no 2, p. 571-575.
47. TEEGAVARAPU, RAMESH; TUFFAIL, MOHAMMED AND LINDELL ORMSBEE. 2006. Optimal function forms for spatial interpolation of precipitation data. *Environmental Informatics Archives*, Vol. 4, pp. 343-353.
48. TERNIK, W., HURJMANS, R., TORFS, P., AND UIJLENHOET, R. 2009. Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6, 5377-5413.
49. VARAS, E. 1985. Hietogramas de Tormentas de Diseño. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Concepción, Chile.
50. VARGAS, X., BROWN, E., Y C. ANDREANI. 1988. Uso de Información Regional para la estimación de Crecidas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile CRH 88-53-I.
51. WANG G, B. LI AND J. WANG J. 2005 World's greatest known point rainfalls and their enveloping curve formula. Also published 2006: *Advances in Water Science*, 17(6): 831-836.
52. WHEATER, H.S., CHANDLER, R. E., ONOF, C.J., ISHAM, V. S., BELLONE, E., YANG, C., LEKKAS, D., LOURMAS, G. AND , M.-L. SEGOND. 2005. Spatial-temporal rainfall modeling for flood risk estimation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, Vol. 19, N° 6, 403-416. DOI: 10.1007/s00477-005-0011-8
53. WEISS, L.L. 1968 Ratio of true fixed-interval maximum rainfall. *Journal of Hydraulics Division*, 90: 77-82.
54. WOOD, A., LEUNG, L., SRIDHAR, V., AND D. LETTENMAIER. 2004. Hydrologic implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *J. Climatic Change*. Springer Netherlands, p. 189-216.
55. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). 2009. Manual for estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP), WMO-No. 1045.
56. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). 1994. Guide to hydrological practices. 5th edition, WMO-No. 168.

57. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). 1969. Manual for Depth-Area-Duration Analysis of Storm Precipitation. WMO-No.237. TP 129, Geneva.

ANEXOS

ANEXO A

Resumen y poster presentado a European Geophysical Union (EGU) Viena, Austria, abril 2011.



Variation of statistical PMP under climate Change Projections: A first approach using ECHAM 5 GCM model results in two Chilean Regions

Miguel Lagos (1) and Ximena Vargas Mesa (2)

(1) M.Sc. student, Research Assistant, Civil Engineering Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile (mlagos@ing.uchile.cl), (2) Civil Engineer, Associated Professor, Civil Engineering Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile (xvargas@ing.uchile.cl)

Most of the GCMs models developed in the last decades, project an increase of the mean world temperature and a decrease of the mean precipitation. For different scenarios some of them also project for certain regions a slight increase in extreme events magnitudes and a decrease of the water resources availability. This increase is the main motivation of this study.

Hershfield Probable Maximum Precipitation PMP 24 hours estimation was calculated in Chile for Coquimbo (30.6° S 70.7° W) and Maule (35.6° S 71.5°W) regions, during the base line period (1960-1999) using several meteorological gaging stations.

The utilized ECHAM GCM model (run 1) was spatially disaggregated through NCEP/NCAR reanalysis and temporal downscaling for each station location was utilized. This procedure was applied for A2 and B1 scenarios and results obtained project small variations in the statistics of the annual maximum daily precipitation series (average and standard deviation) but these slight variations can imply significant PMP variations given a high frequency factor, Km, for each station (Average for Coquimbo Region Km = 17.8 and Maule Region Km= 15.8). In both A2 and B1 scenarios, for almost all the gaging stations locations in the 21th middle century (2046-2065), a Hershfield PMP increase around 5% and 9% was projected for Coquimbo and Maule regions respectively. As a first approach this result allow us to conclude that Hershfield PMP should not be considered as a theoretical estimation of Probable Maximum Precipitation, because it could (and in fact it does) change with different scenarios and with the extension of the registry; this is a consequence of the non consideration of physical processes involved in precipitation production in this statistical PMP estimation.

By other hand, we expect that this theoretical upper precipitation limit augmentation can increase the vulnerability of some hydraulic structures, under A2 and B1 scenarios, a fact that will be studied in future research work.

Variation of statistical PMP under climate Change Projections: A first approach using ECHAM 5 GCM model results in two Chilean Regions

1. Introduction
Most of the GCMs models project a global warming and dryer precipitation conditions under different scenarios⁽¹⁾. Despite these projected conditions, some models show an increase in extreme values of precipitation. The evaluation of this augmentation is the main objective of this study.

2. Methodology
The quantification of extreme storms using Hershfield Probable Maximum Precipitation ⁽²⁾(PMP) is done for two Chilean regions: Coquimbo and Maule (-30.6° -70.7° and -35.6° -71.5°)
a. From a total of 15 GCMs, ECHAM5 model⁽³⁾ was chosen based in its similarity to NCEP/NCAR reanalysis.
b. ECHAM5 model was downscaled spatially (Figure 1) and temporally (Figure 2) for 70 gaging stations in the baseline (BL) period 1960-99 and applied for A2 and B1 scenarios for 2045-2065 period.
c. For each station PMP Hershfield was determined creating regional maps for each scenario.

3. Results
Figures 3 and 4 show comparison between BL (left) and A2 scenario (right).

Miguel Lagos and Ximena Vargas
Civil Engineering Department, Universidad de Chile

contact: mlagos@ing.uchile.cl

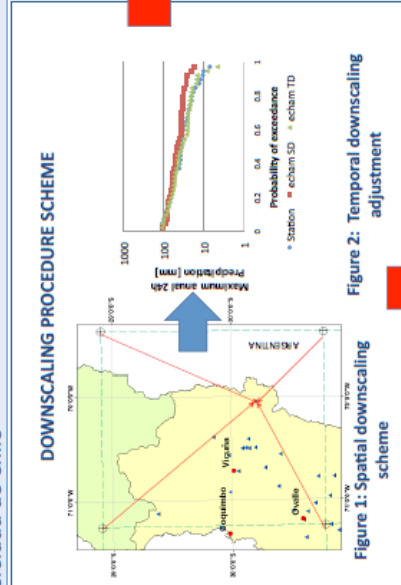


Figure 1: Spatial downscaling scheme

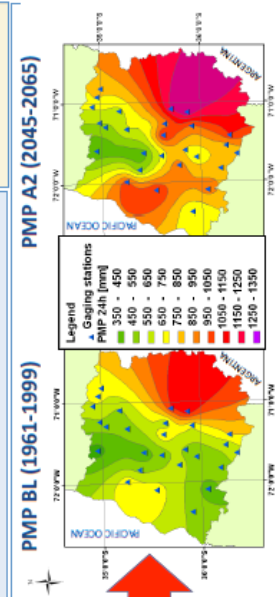


Figure 4: Maps of PMP in Maule Region

Figure 2: Temporal downscaling adjustment

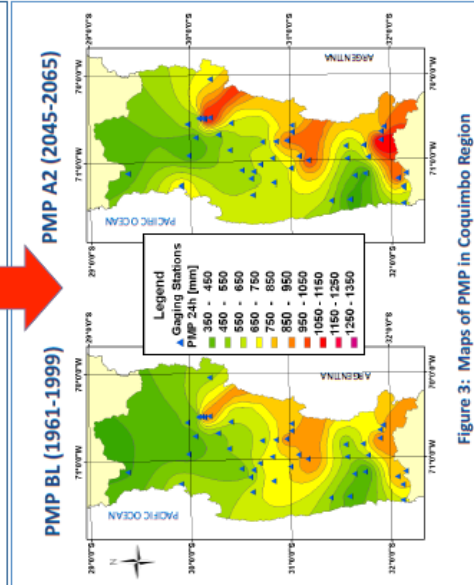


Figure 3: Maps of PMP in Coquimbo Region

4. Conclusions

- A significant augmentation in PMP can be appreciated for both regions in A2 scenario, being particularly severe in mountainous zones. The values of the highest percentual increase obtained in A2 scenario were 27% and 121% and an average augmentation of 5% and 9% for Coquimbo and Maule regions respectively.
- Hershfield PMP should not be considered as theoretical upper limit of precipitation because of his variations with the length of the available records as other authors suggest.
- This augmentation may be interpreted as a future vulnerability in hydraulic structures. A fact that is being studied considering other GCMs that predict similar and even severe increase for high elevation stations.

5. References

- (1) www.climatewizard.org
- (2) Hershfield D., Method for Estimating Probable Maximum Rainfall, J. Am. Waterworks Assoc. 57: 965-972, 1965
- (3) <http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models/echam.html>

Acknowledgment: The authors acknowledge the Chilean Water Authority DGA, for providing meteorological information.



ANEXO B

Artículo presentado al XX congreso Chileno de ingeniería hidráulica, SOCHID, Santiago, Chile, Octubre 2011.

**VARIACIÓN DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN DIARIA
PROYECTADOS A MEDIADOS DEL SIGLO XXI, RESULTADOS EN REGIONES DE
COQUIMBO Y MAULE**

**MIGUEL LAGOS Z.²
XIMENA VARGAS M.³**

RESUMEN

Se presenta un análisis estadístico de eventos de precipitación diarios para escenarios de cambio climático A2 y B1 para el periodo 2045-2065, mostrando resultados de la variación de la Precipitación Máxima Probable (PMP) estadística en las Regiones de Coquimbo y el Maule para el modelo de circulación global ECHAM5. Del mismo modo se analiza esta misma PMP, junto a eventos de T=1000 y 10000 años, para las estaciones cercanas a los embalses Puclaro y Colbún considerando 10 GCM (*General Circulation Models*). Los resultados proyectan un aumento promedio en la frecuencia de ocurrencia de eventos extremos a futuro para ambos escenarios y la mayoría de los GCM analizados, pudiendo significar en conjunto con un aumento de la temperatura en días de lluvia, una disminución en la seguridad hidrológica con la cual se diseñaron dichos embalses.

1. INTRODUCCIÓN

Los estudios del cambio climático realizados por distintos modelos GCM y recopilados por el IPCC en general proyectan aumentos en la temperatura media en Chile central así como una disminución en la precipitación anual (Maurer, 2007), resultados que se condicen con el estudio DGF, 2006. Sin embargo existen recientes estudios (Kharin et al. 2007) que proyectan que los eventos de lluvia serán a su vez más intensos para algunas zonas del planeta, como se muestra en la Figura 1.

² Estudiante de Magister, Departamento de Ingeniería Civil, U. de Chile - mail: mlagos@ing.uchile.cl

³ Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Civil, U. de Chile - mail: xvargas@ing.uchile.cl

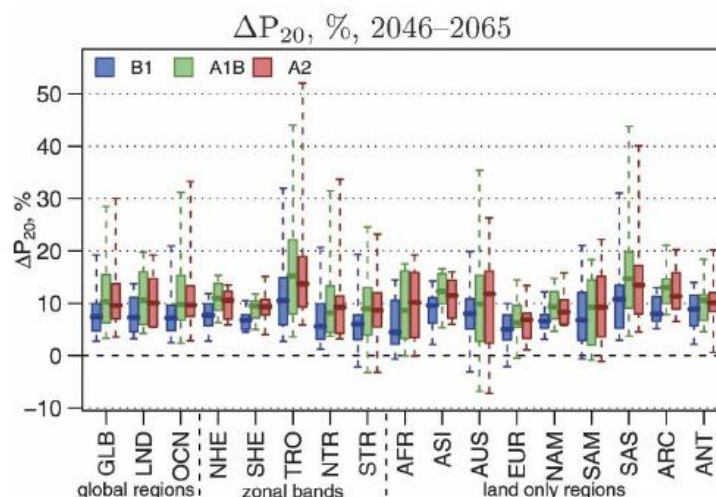


Figura 1: Porcentaje de variación de Precipitación para una lluvia de T=20 años en distintas regiones del mundo. Fuente: tomado de Kharin et al. 2007

En Chile, solo los grandes embalses se verifican para la Crecida Máxima Probable, empleándose en el diseño las crecidas milenarias o decamilenarias, dependiendo del tamaño de los mismos. Por ende son pocos los estudios que se han hecho al respecto, rescatando entre otros el realizado por Carvalho (1989). Si los eventos extremos se hacen más frecuentes con las proyecciones de cambio climático, existiría una disminución en la seguridad hidrológica de diseño para los embalses existentes. El cuantificar esta posible variabilidad en eventos extremos de precipitación para algunas regiones chilenas es el objetivo principal de este estudio, en el cual se analiza estadísticamente las proyecciones de distintos Modelos de Circulación Global (GCM) en las Regiones de Coquimbo y el Maule.

Dentro de los objetivos específicos del estudio, se encuentran el cálculo de Precipitación Máxima Probable (PMP) de 24 horas de duración regionales según el método de Hershfield (1961, 1965) y las consideraciones de WMO (2009) para el periodo de línea base 1961-1999 y el periodo 2045-2065 bajo los escenarios A2 y B1, utilizando el modelo Echam5 (Lagos y Vargas, 2011). Del mismo modo, para estaciones Meteorológicas cercanas a las cuencas aportantes a los embalses Puclaro y Colbún, se realiza un análisis estadístico considerando el cálculo de PMP y precipitaciones diarias de T=1000 y 10000 años para el mismo periodo futuro, bajo los escenarios A2 y B1 considerando 10 GCM.

2. METODOLOGÍA

2.1. ZONAS EN ESTUDIO

Las zonas en estudio del proyecto se concentran en las regiones de Coquimbo y el Maule situadas espacialmente en la Figura 2. La región de Coquimbo (Figura 3) posee un territorio costero angosto, alcanzando altitudes en los Andes de hasta 6000 [msnm], su clima es semiárido o de estepa con precipitación anual media en la Serena de 79 [mm] y temperaturas variando estacionalmente de 7 a 24 °C. La tormenta máxima diaria registrada en la estación Las Burras es de 207.3 [mm] ocurrió en 1993. La región del Maule (Figura 4) por su parte, posee una topografía caracterizada por sector costero, cordillera de La Costa (hasta 800 [msnm]), depresión

intermedia y cordillera de Los Andes con altitudes hasta 4000 [msnm]; su clima es principalmente mediterráneo con lluvia media anual en la ciudad de Curicó de 705 [mm] y temperaturas variando estacionalmente de 3 a 30°C. La lluvia diaria más severa registrada en la estación Hornillo es de 455 [mm] registrados en 1972.

En ambas regiones, se realiza un análisis de la PMP en la línea base y en los escenarios A2 y B1 para el modelo Echem5 dentro del periodo 2045-2065.

En las Figuras 3 y 4 se puede apreciar además las cuencas de Puclaro y Colbún, cuyas cuencas aportantes tienen áreas de 6582 [km²] y 5738 [km²] y una elevación media de 3155 [msnm] y 1998 [msnm] respectivamente. En ambas cuencas para estaciones meteorológicas cercanas se realiza un análisis de la variabilidad de PMP y precipitaciones de T=1000 y 1000 años para un total de 10 GCM.

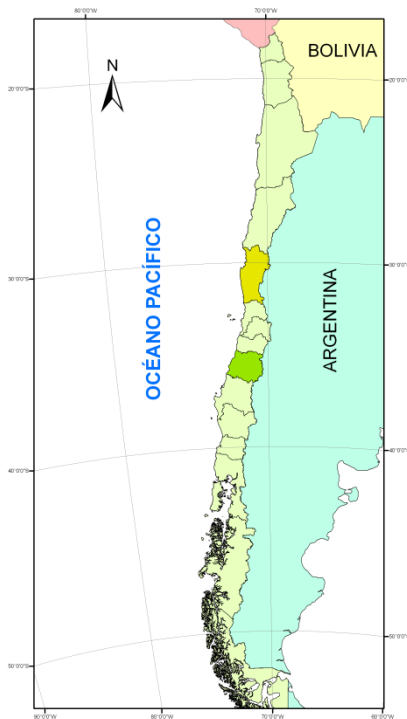


Figura 2: Ubicación general regiones de estudio

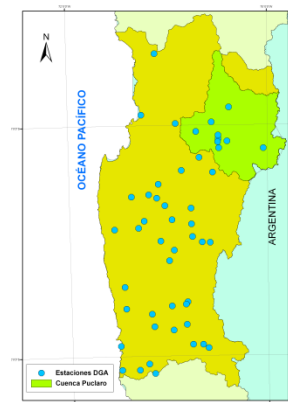


Figura 3: Región de Coquimbo y cuenca afluyente al embalse Puclaro

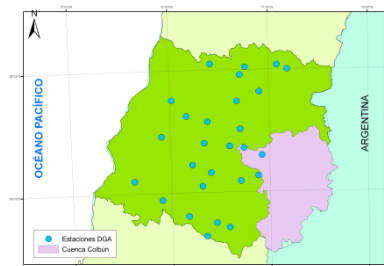


Figura 4: Región del Maule y cuenca afluyente al embalse Colbún

2.2. ANÁLISIS DE DATOS

En la región de Coquimbo se trabaja con un total de 43 estaciones meteorológicas DGA con más de 30 años de información, de las cuales 27 tienen más de 40 años información. Para el caso del Maule, se trabaja con 28 estaciones de más de 30 años de información de las cuales 21 poseen más de 40 años de extensión.

Los registros considerados en todas las estaciones corresponden a las series de precipitación máxima anual para un evento de 24 horas de duración.

A nivel de cuenca, se analizan 7 y 5 estaciones meteorológicas para Puclaro y Colbún respectivamente, cuya principal información se muestra en las Tablas 1 y 2. El código denota en

la primera letra la cuenca a la que pertenece, y los números ordenados en forma creciente con la altura, sin tener relación con el código BNA otorgado por la DGA. La proyección utilizada corresponde a WGS84 H19 S

Tabla 1: Estaciones meteorológicas consideradas en la cuenca Puclaro

Código	Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitud [msnm]	Años de registro
P1	Vicuña INIA	6673645	334506	730	40
P2	Rivadavia	6682825	349469	820	57
P3	Monte Grande	6670313	356032	1120	50
P4	Pisco Elqui DMC	6666743	356133	1250	32
P5	Los Nichos	6663904	355688	1330	32
P6	La Ortiga	6657957	356723	1560	32
P7	Laguna Embalse	6658116	399735	3160	47

Tabla 2: Estaciones meteorológicas consideradas en la cuenca Colbún

Código	Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitud [msnm]	Años de registro
C1	San Javier	6057345	259056	135	41
C2	Colbún (Maule sur)	6055015	282440	280	52
C3	Colorado	6053566	295409	420	48
C4	Armerillo	6047150	312059	492	85
C5	Hornillo	6028644	308838	810	50

En la etapa inicial del estudio, se consideraron 15 GCM, sin embargo algunos de estos no se condicen con las observaciones locales, es por ello que se realizó previamente dos etapas de selección: en primera instancia se consideró la similitud de la línea base de cada modelo con el re análisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996), aceptando un coeficiente de correlación promedio para ambas regiones superior a 0.9; en segunda instancia se verificó utilizando el *downscaling* realizado en la web www.climatewizard.org (Maurer, 2007) para el periodo invernal, que aquellos GCM que estuvieran cerca del promedio de un gráfico ΔT vs $\% \Delta P$ realizado para cada región en estudio. Los 10 GCM que mejor comportamiento tuvieron en ambos filtros y que finalmente se utilizaron en este estudio, se resumen en la Tabla 3.

Tabla 3: Resumen información GCMs utilizados

Centro, País	Sigla	Modelo	Resolución ° latitud
Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization Australia	CSIRO	Mk3.0	1.87
		MK3.5	1.87
Canadian Center for Climate Modelling and Analysis Canada	CCCma	CGCM3	3.71
Centre National de Recherches Meteorologiques Francia	CNRM	CM3	2.79
Max-Planck-Institut for Meteorology Alemania	MPI-M	ECHAM5_OM	1.87
Meteorological Institute, University of Bonn, Alemania Meteorological Research Institute of KMA, Korea Model and Data Groupe at MPI-M, Alemania	MIUB METRI M&D	ECHO-G	3.71

Centro, País	Sigla	Modelo	Resolución ° latitud
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory USA	GFDL	CM2.0	2.00
		CM2.1	2.02
National Institute for Environmental Studies Japón	NIES	MIROC3.2 medres	2.79
Meteorological Research Institute Japón	MRI	CGCM2.3.2	2.79

De estos 10 modelos, Echam5 fue utilizado para el análisis de PMP regional, debido principalmente a la similitud en la magnitud de los registros de precipitación para cada región, que en general es sub estimada por los GCM.

2.3. METODOLOGÍA DE ESCALAMIENTO O *DOWNSCALING*

Las proyecciones climáticas dadas por los GCM poseen una resolución espacial variada que puede ir desde 1.87° a 3.71° de latitud (Tabla 3), luego para utilizarlos a una escala menor, es necesario realizar procesos de escalamiento (*downscaling*).

En la última década se han desarrollado diversos métodos de *downscaling* existiendo dos tipos: Estadístico y dinámico. Para aplicar esto último sería necesario tener un modelo climático regional RCM, pero para Chile, solo existen los modelos PRECIS (forzado por el GCM HadCM3) y WRF el cuál se utiliza principalmente para pronóstico. Los procesos de *downscaling* estadístico han sido ampliamente usados con fines hidrológicos por diversos autores (Li et al. 2010, Perkins, 2011, Terink et al. 2009, Wood et al. 2004 y Wood et al. 2002 entre otros). De ambos procesos se escoge el procedimiento estadístico por su simplicidad de aplicación, sin embargo todos estos estudios dejan sesgos no despreciables debido a la automatización de las mismas correcciones respecto a los datos observados.

Para eliminar los sesgos producidos por un proceso estadístico se decide trabajar con un proceso dividido en Downscaling Espacial (DE) y Downscaling Temporal (DT), los que se describen a continuación:

2.3.1. DOWNSCALING ESPACIAL (DE)

Este procedimiento es aplicado para escalar GCM a una estación meteorológica local. Este consiste en ponderar por el inverso de la distancia la información de cada uno de los cuatro nodos del modelo que envuelven a la estación objetivo, generando una serie representativa de la estación, para cada escenario LB, A2 y B1. Un esquema de este procedimiento se muestra en la Figura 5.

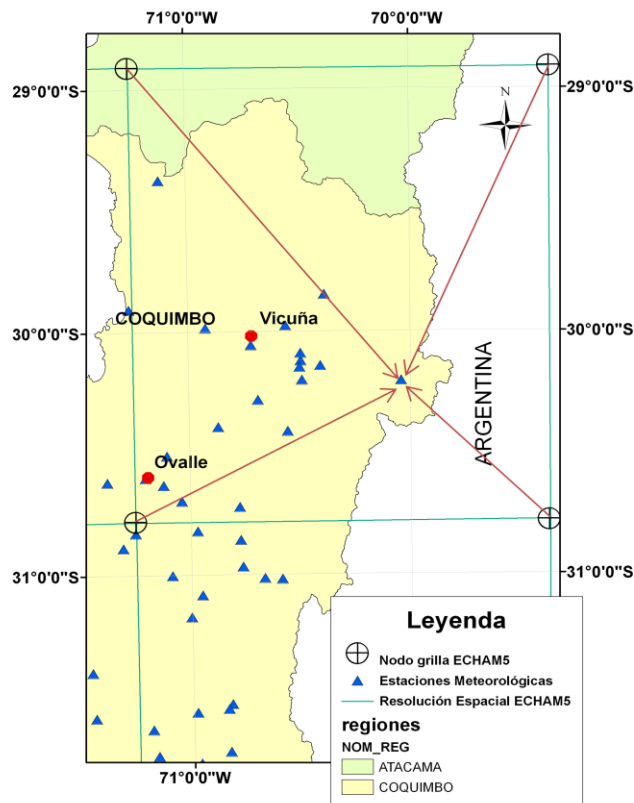


Figura 5: Resolución espacial modelo ECHAM5 y esquema *downscaling* espacial

2.3.2. DOWNSCALING TEMPORAL

Una vez desagregado espacialmente el GCM a la escala de la estación la serie anual de máximas precipitaciones diarias se ajusta a las observaciones locales mediante correlaciones estadísticas entre los valores máximos diarios observados y modelados asociados a igual probabilidad de excedencia (en el periodo LB).

Un ejemplo del resultado de este procedimiento se muestra en la Figura 6 para la estación Meteorológica Colbún (Maule Sur) en la Región del Maule con el modelo CSIRO3.5. El ajuste temporal logrado en el escenario LB en cada una de las estaciones para cada modelo GMC considerado, se aplica en el periodo 2045-2065, para los escenarios A2 y B1 previamente escalados espacialmente según el procedimiento descrito en 2.3.1.

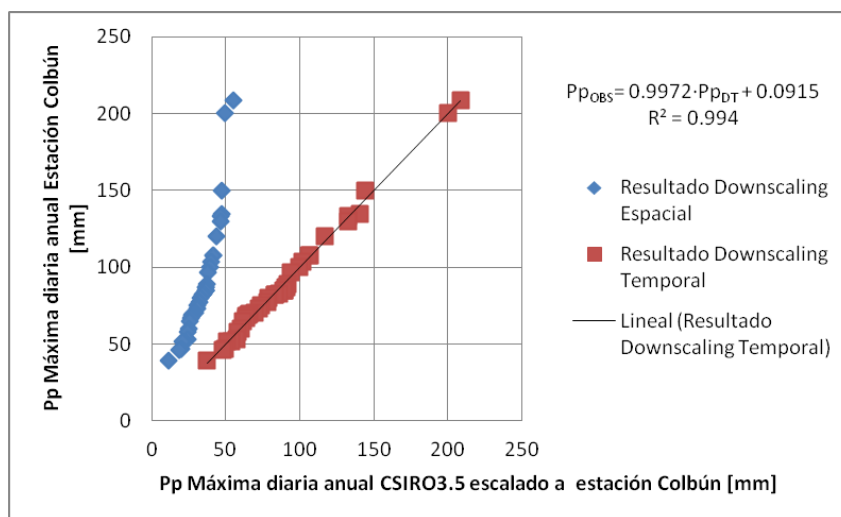


Figura 6: Resultado del proceso de *downscaling* temporal

2.4. CÁLCULO DE EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITACIÓN

La PMP según Hershfield es calculada para cada una de las estaciones analizadas y para las proyecciones de cambio climático de cada uno de los GCM en los escenarios A2 y B1. Se utiliza la metodología original propuesta por el autor en 1961 y 1965 así como las consideraciones más recientes propuestas por la WMO (2009).

A las series de precipitación de las estaciones cercanas a los embalses Puclaro y Colbún, se les realiza además un Análisis de Frecuencia (AF) estándar tratándolas como series estadísticamente independientes. De este modo se obtiene con la meteorología observada LB y las proyecciones futuras, el cálculo de la PMP a nivel regional usando el modelo ECHAM5, y para las estaciones cercanas a los embalses el cálculo de la PMP, en conjunto con las Precipitaciones de T=1000 y 10000 años para LB, A2 y B1 para los 10 GCM mostrados en la Tabla 3.

Cabe destacar que las series observadas no fueron extendidas en su registro, pues al tener como mínimo 20 años (y en su mayoría sobre 30 años) en el periodo LB se considera como información suficientemente confiable para realizar un AF, pese a que se reconoce que el factor de frecuencia ajustado puede cambiar en función de la longitud del registro (González y Dussaubat, 2009).

3. RESULTADOS

En las Figuras 7 a 10 se muestra la comparación de la PMP para ambas regiones entre LB y escenario A2, proyectadas con el GCM ECHAM5. En estas Figuras se aprecia un considerable aumento futuro en la PMP para ambas regiones, especialmente en las zonas de alta montaña. En promedio se tiene un aumento de un 5% y un 9% en las estaciones siendo los mayores aumentos locales de 25% y 121% en las regiones de Coquimbo y del Maule, respectivamente. En caso del escenario B1 el escenario se mantiene regionalmente invariable siendo los mayores aumentos locales de 17% y 20% para cada región, respectivamente.

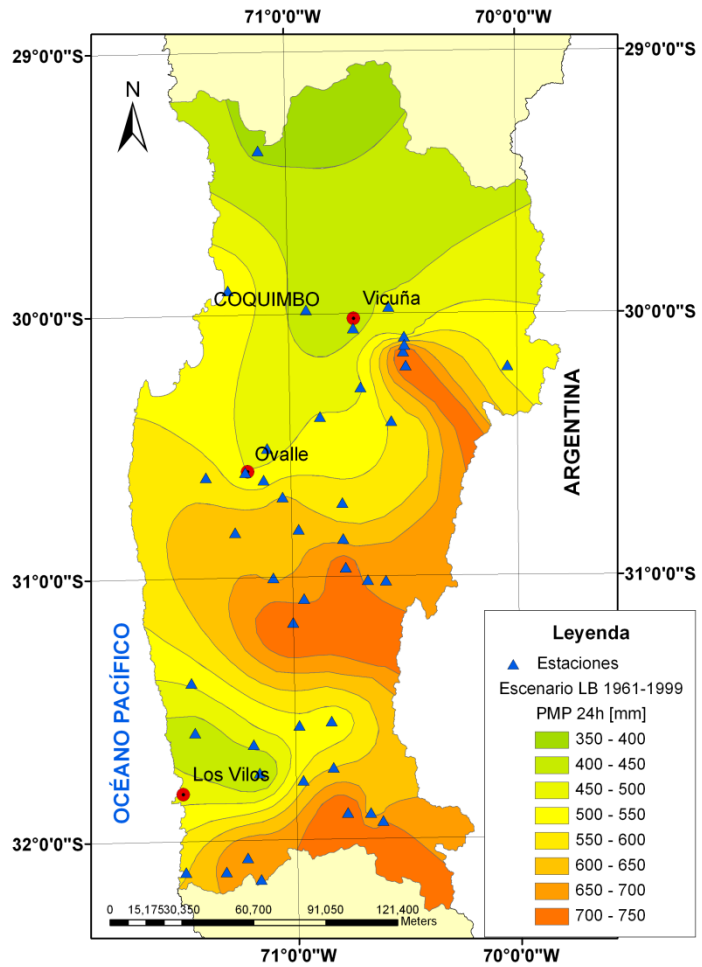


Figura 7: Mapa de PMP región de Coquimbo periodo LB 1961-1999

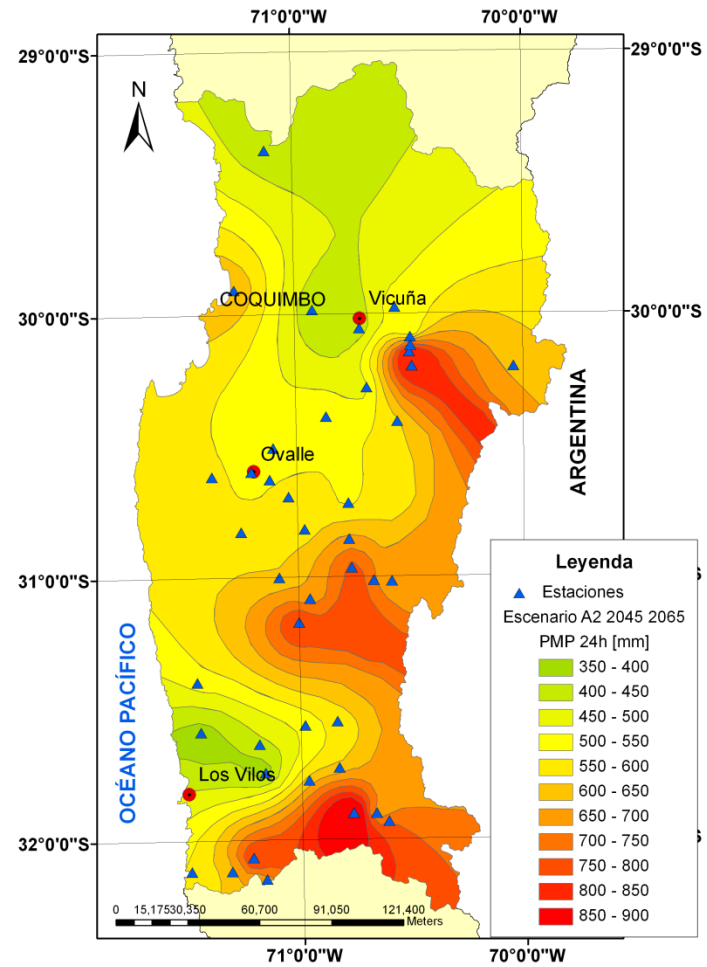


Figura 8: Mapa de PMP región de Coquimbo escenario A2 2045-2065. Modelo GCM ECHAM5

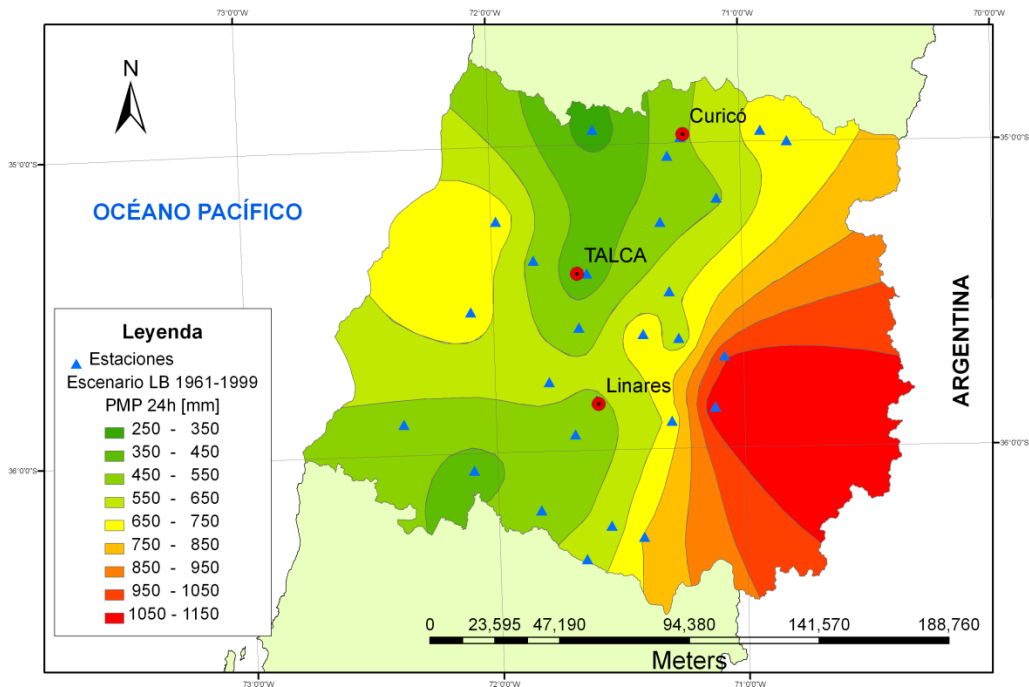


Figura 9: Mapa de PMP región del Maule periodo LB 1961-1999

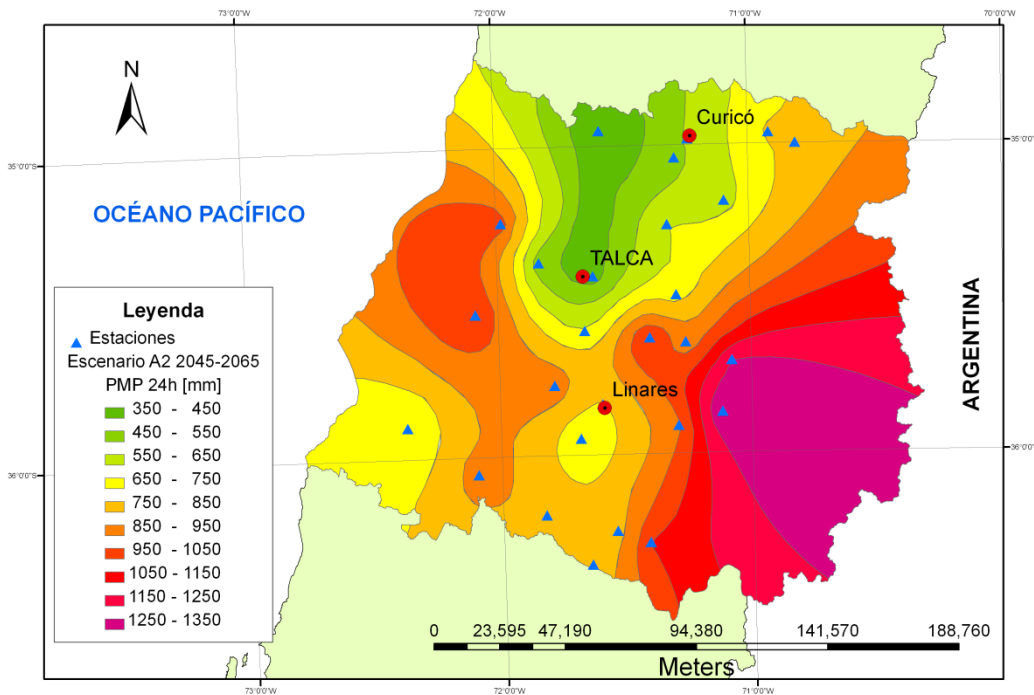
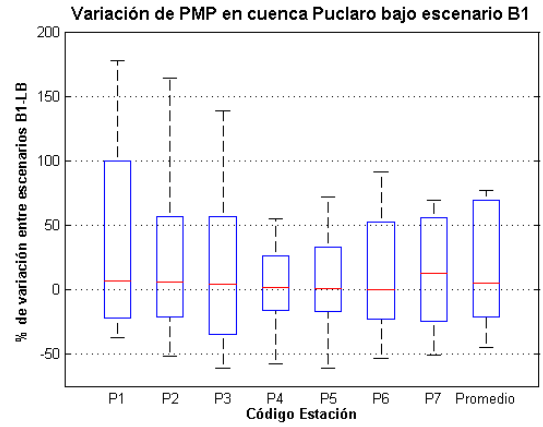
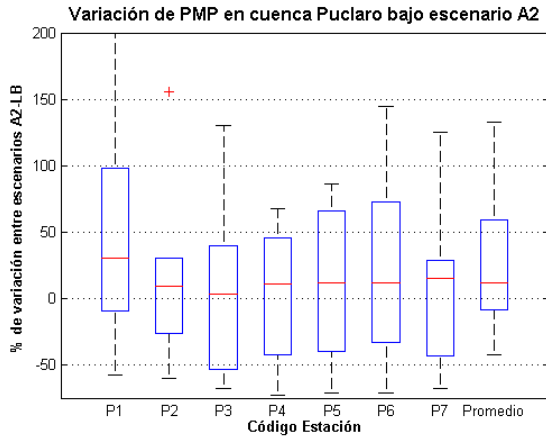


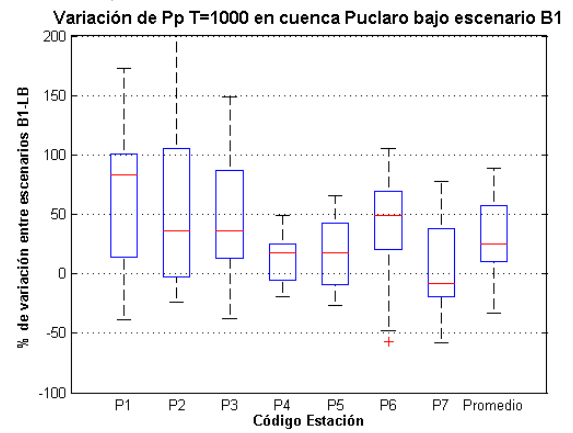
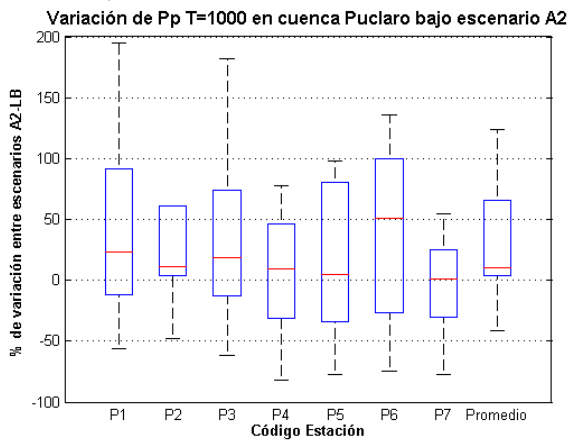
Figura 10: Mapa de PMP región del Maule escenario A2 2045-2065. Modelo GCM ECHAM5

En las Figuras 11 y 12, se muestran los gráficos de las variaciones respecto de la línea base tanto para PMP como para Precipitación máxima diaria de T=1000 y 10000 años proyectada para los escenarios A2 y B1 en aquellas estaciones de las cuencas Puclaro y Colbún señaladas en las Tablas 1 y 2.



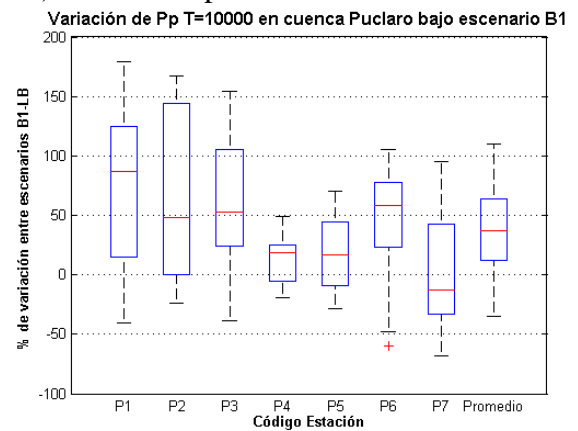
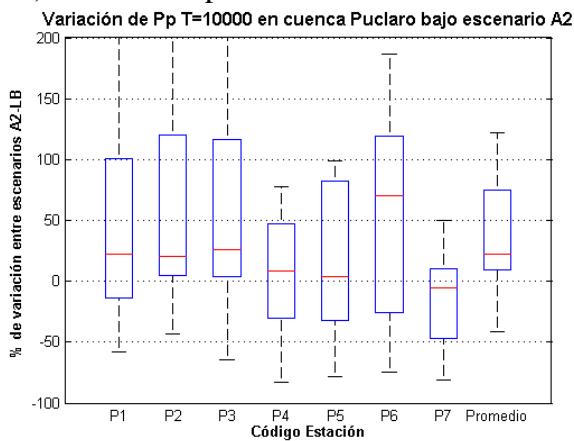
a) Variación PMP escenario A2

b) Variación PMP escenario B1



c) Variación Pp T=1000 años escenario A2

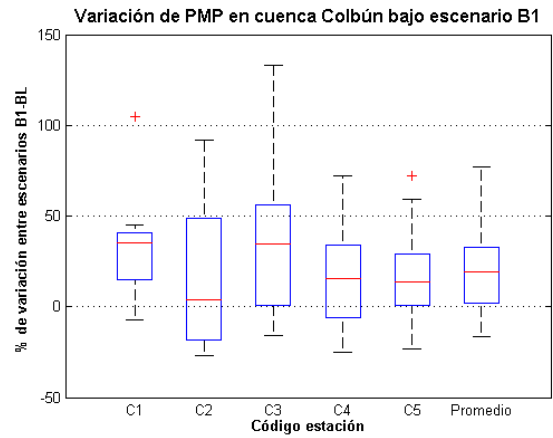
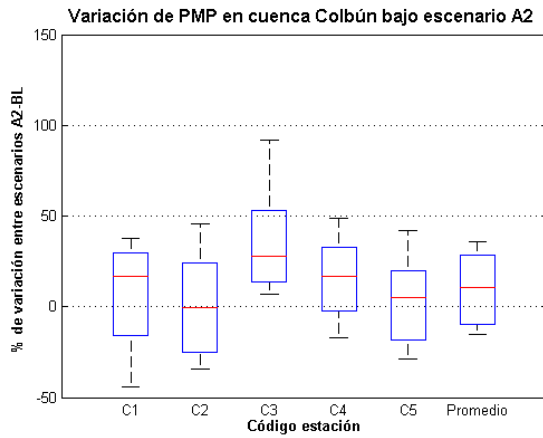
d) Variación Pp T=1000 años escenario B1



e) Variación Pp T=10000 años escenario A2

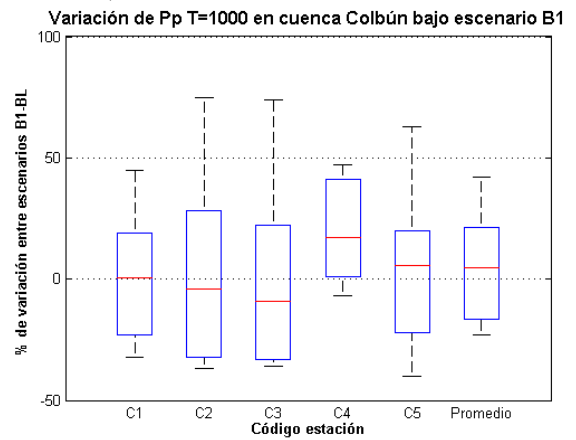
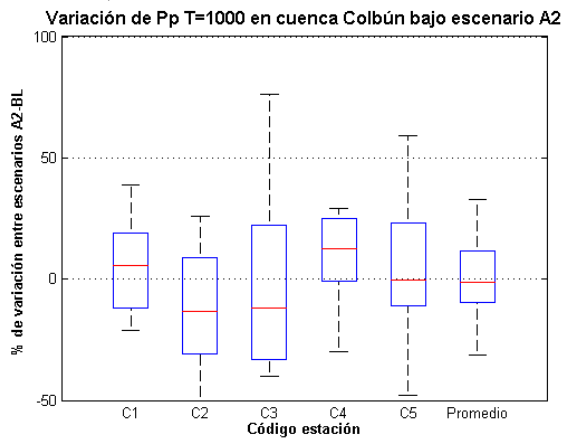
f) Variación Pp T=10000 años escenario B1

Figura 11: Variación respecto LB de PMP y Pp T=1000 y 10000 años cuenca Puclaro



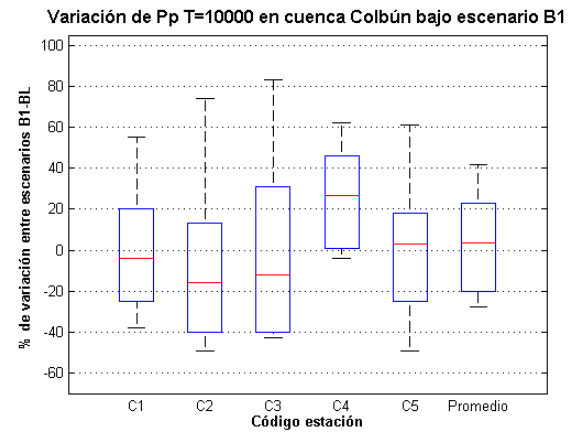
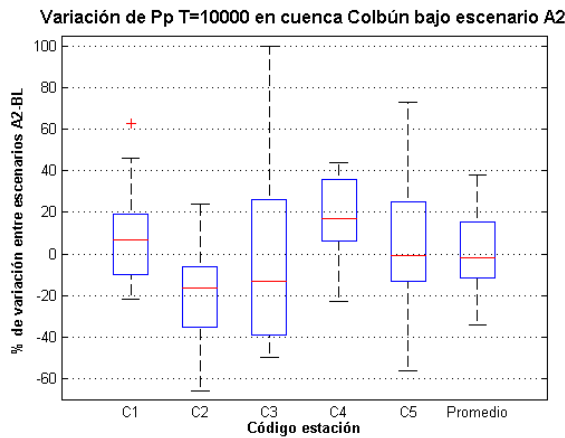
a) Variación PMP escenario A2

b) Variación PMP escenario B1



c) Variación Pp T=1000 escenario A2

d) Variación Pp T=1000 escenario B1



e) Variación Pp T=10000 años escenario A2

f) Variación Pp T=10000 años escenario B1

Figura 12: Variación respecto LB de PMP y Pp T=1000 y 10000 años cuenca Colbún

Las Figuras 11 y 12 representan gráficos de caja de las variaciones de los eventos extremos de precipitación por sobre la LB para cada escenario, en donde la línea roja representa la mediana de las variaciones, el cajón el rango al que pertenecen el 25 y 75% de los valores de la muestra y las líneas extremas, los valores máximos y mínimos; los puntos sobre o bajo estas líneas representan valores atípicos de la muestra.

Puede apreciarse en la Figura 11 que, en las estaciones cercanas a la cuenca Puclaro, en promedio se proyectan aumentos significativos de eventos extremos de precipitación, siendo el escenario más crítico el A2 mientras que en el escenario B1 se alcanza una mediana de aumento para eventos de T=10000 años cercana al 45% para el promedio de las 7 estaciones.

En la Figura 12 se aprecia que para estaciones cercanas a la cuenca Colbún solo en el caso de la PMP se tiene un aumento significativo para ambos escenarios superior a un 20% en la mediana. En el caso de eventos de T=1000 y 10000 años, son solo las estaciones de mayor elevación C4 y C5 las que reflejan un aumento en su % de Variación. En este caso es el escenario B1 el que resulta ser el más crítico aunque el promedio aritmético de todas las variaciones para los eventos milenarios y deca milenario sea cercano a cero.

4. DISCUSIÓN

De los resultados se desprende que se proyectan aumentos en las variaciones de eventos extremos de precipitación para las Regiones de Coquimbo y del Maule. En el caso de las proyecciones del modelo ECHAM5, éstas se dan principalmente en las zonas cordilleranas (Figuras 7 – 10) lo que se interpreta como un aumento en los riesgos de inundaciones proyectados para el escenario A2. Esto último podría poner en riesgo diversas obras hidráulicas, especialmente los embalses construidos en estas zonas.

Los resultados de las Figuras 7 a 10 muestran además buena correspondencia con lo esperado por los efectos orográficos, pero han de ser vistas con cautela cerca de las fronteras pues, debido a la falta de información observada, corresponden a extrapolaciones de los resultados obtenidos. Estos resultados antes de ser utilizados, podrían validarse si se considerasen estaciones cercanas en las regiones vecinas y en el territorio Argentino. En estas figuras además se deja constancia de la falta de monitoreo meteorológico en zonas de alta Cordillera, especialmente en la zona de Colbún, en donde existe solo una estación con información horaria dentro de esta cuenca, con lo que, por ejemplo, realizar un análisis hidrometeorológico de la PMP aportante al embalse Colbún, sería poco representativo.

Para las estaciones cercanas a las cuencas de Puclaro y Colbún, se tienen resultados similares para el conjunto de los 10 GCM siendo los escenarios A2 y B1 los más críticos respectivamente.

Si el análisis se hubiese realizado considerando por ejemplo el periodo LB con los últimos 30 años de información (1980-2010) no se encontrarían diferencias significativas en la variación de eventos extremos de lluvia futuros pues el proceso de *downscaling* empleado se hubiese ajustado a esta nueva serie de la LB.

Estos resultados se condicen con el estudio de Kharin et al. (2007) y las ideas propuestas por Sugiyama et al. 2010 en donde se establece este aumento de frecuencia de eventos extremos de precipitación.

Las Figuras 11 y 12 muestran también una gran varianza en los resultados respecto a los distintos GCM tal como muestra el estudio de Kharin et al. (2007). Esto último se debe, en gran medida, a las distintas simplificaciones de los fenómenos atmosféricos que realizan estos modelos. Es por ello que el analizar la mayor cantidad de GCM permite tener una proyección futura un tanto más robusta y más creíble que analizar solo uno de ellos.

Desde el punto de vista de la definición de Precipitación Máxima Probable, debe ser evaluado desde el punto de vista físico, pues se ha mostrado que estadísticamente hablando ésta varía dependiendo de los tramos del registro que se tome para su cálculo y de este modo no puede ser considerada la metodología de Hershfield como el límite superior teórico de precipitación tal como plantea Koutsoyiannis (1998).

Si se considera el valor envolvente para el factor de frecuencia de $K=11$ (Stowhas, 1983) en el método de Hershfield, los valores de PMP calculados por cada estación son, en promedio, un 35% y 26% inferiores a los expuestos en este trabajo para las regiones de Coquimbo y el Maule respectivamente en el período LB. Además, en todas las estaciones en el período LB, los valores de precipitación máxima diaria asociados al evento decamilenario resultan inferiores a la PMP calculada con el valor envolvente propuesto; sólo en la estación Laguna Embalse en Coquimbo, el valor de la PMP diaria es 30% inferior a la P_p asociada a $T=10000$ años. En consecuencia, podría plantearse dicho factor de frecuencia para el diseño, salvo algunas excepciones que plantea el mismo autor y que dependen principalmente del coeficiente de variación de cada serie.

5. CONCLUSIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos, se concluye que estadísticamente, usando el GCM ECHAM5, se proyectan aumentos en la PMP tanto para la región de Coquimbo como la región del Maule, especialmente en zonas de alta montaña, siendo el caso más crítico el escenario A2 donde los mayores aumentos locales observados son de 25% y 121% respectivamente.

A escala espacial de las cuencas de los embalses Puclaro y Colbún, usando un promedio de 10 GCM se proyecta un aumento en la frecuencia de eventos extremos de precipitación, lo cual puede proyectarse como una disminución en la seguridad hidrológica de las obras de evacuación de estos embalses, siendo las variaciones promedio de aumento de PMP cercanos al 20% en el escenario A2 para Puclaro y 30% en el escenario B1 para el embalse Colbún .

Estudios futuros pretenden abordar este tema desde el punto de vista hidrometeorológico, considerando otros factores climáticos a la hora de evaluar estas posibles variaciones desde un punto de vista físico e hidrológico calculando la Crecida Máxima Probable para ambos embalses.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Dirección General de Aguas por proveer la información pluviométrica necesaria para realizar este estudio.

REFERENCIAS

Carvallo, C. 1989. Determinación de la crecida máxima probable por métodos hidrometeorológicos. Aplicaciones en la hoya del alto Bío Bío, Central Pangue. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. U. de Chile, FCFM, Depto. de Ingeniería Civil.

Departamento de Geofísica, FCFM, U. de Chile. 2006. Estudio de la Variabilidad Climática en Chile para el siglo XXI, Santiago, Chile.

González, R. y S. Dussaubat. 2009. Variabilidad de las precipitaciones máximas diarias en función de la longitud del registro. XIX Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, Hotel Casino Enjoy, Viña del Mar, Chile, 21 - 23 de octubre, 2009.

- Hershfield, D. 1961. Estimating the probable maximum precipitation. J. of the Proceedings of the American Society of Civil Engineers: 99-116.
- Hershfield, D. 1965. Method for estimating probable maximum rainfall, J. Am. Waterworks Assoc. 57: 965-972.
- Kalnay, E., 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, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, No. 3, 437-470
- Kharin, V. V., FW. Zwiers, X. Zhang y GC. Hegerl. 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. J Climate, 20:1419–1444.
- Koutsoyiannis, D. 1999. A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation, Water Resources Research 35 (4), 1313-1322p.
- Lagos, M. y X. Vargas. 2011. Variation of statistical PMP under Climate Change projections: A first approach using ECHAM5 GCM model, results in two Chilean regions. Poster presented at EGU 2011 General Assembly, Vienna, Austria, 3 - 8 April 2011.
- Li, H., J. Sheffield, y E. F. Wood. 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. J. Geophys. Res., 115, D10101.
- Maurer, E. 2007. Downscaled data published at www.climatewizard.org. Santa Clara University.
- Perkins, S. 2011. A Simple bias correction method for climate extremes estimated by the generalized extreme value distribution. Oral presentation at IUGG 2011 General Assembly, Melbourne, Australia, 28 de junio al 7 de julio 2011.
- Stowhas, L. 1983. Precipitaciones máximas diarias en Chile. VI Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, Departamento de ingeniería hidráulica de la escuela de ingeniería, PUC, Santiago, Chile, 20 – 22 octubre 1983.
- Sugiyama, M., H. Shiogama y S. Emori. 2010. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. PNAS vol. 107 no. 2 p.571–575.
- Terink, W., R.T.W.I. Hurkmans, P.J.J.F. Torfs y R. Uijlenhoet. 2009. Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 6, 5377–5413, 2009.
- Water Meteorological Organization (WMO). 2009. Manual for estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP), WMO-No. 1045.
- Wood, A. W., L.R. Leung, V. Sridhar y D. P. Lettenmaier. 2004. Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. J. Climatic Change. Springer Netherlands, p 189-216. 2004
- Wood, A. W., W. Maurer, E. P., Kumar, A., y D. P. Lettenmaier. 2002. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States, J. Geophysics. Res 107(D20), 4429.

ANEXO C

Artículo por presentar en el XXV congreso latinoamericano de ingeniería hidráulica, San José, Costa Rica, Septiembre 2012.

**XXV CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA
SAN JOSÉ, COSTA RICA, 9 AL 12 DE SETIEMBRE DE 2012**

**VARIACIÓN DE PRECIPITACIÓN Y ÁREA PLUVIAL APORTANTE
AFLUENTE AL EMBALSE PUCLARO, CHILE. PROYECCIONES AL
PERIODO 2045-2065**

Miguel Lagos Z. y Ximena Vargas M.

Universidad de Chile FCFM División Recursos Hídricos y Medio Ambiente, Chile, mlagos@ing.uchile.cl

RESUMEN:

Los estudios de crecida requeridos para el diseño de alguna obra en particular en cuencas de régimen mixto, la temperatura observada durante una tormenta juega un rol tan importante como la intensidad de precipitación observada. Del mismo modo la hipsometría de una cuenca define que tanta sensibilidad de área pluvial aportante frente a variaciones de la línea de nieves. En este estudio se calculan con diferentes combinaciones de periodos de retorno de elevación de líneas de nieve y magnitud de precipitación las crecidas de 1000, 10000 años y la crecida máxima probable derivada de la precipitación máxima probable de Hershfield. Estas crecidas se comparan con las de diseño del embalse Puclaro ubicado en 30.6° S, 70.7°W.

Proyecciones de cambio climático en el escenario A2 muestran un incremento en la intensidad media de eventos de baja frecuencia superiores al +24% y un aumento de temperatura de +1.8°C. Estas variaciones podrían generar cambios en los caudales máximos del orden del +72% mientras que en volumen se tendría un +84% en escorrentía directa para la combinación más severa de precipitación y temperatura proyectadas para el periodo 2045-2065, escapando del intervalo de confianza de las estimaciones de crecidas extremas, haciendo al embalse Puclaro vulnerable para proyecciones futuras de cambio climático.

ABSTRACT:

The flood studies required for the design of some particular work at mixed regime basins, the observed temperature during the storm plays a role as important as the intensity of observed precipitation. At the same way the hypsometry of a watershed determines how much sensitive is the effective area given a variation on snow line elevation. In this study floods of 1,000; 10,1000 years and probable maximum flood, estimated with probable maximum precipitation Hershfield approach, with different combination of periods of return of precipitation and snow line elevation. These results are compared with the designs flood of Puclaro Dam at 30.6° S, 70.7°W.

Climate change projections at A2 scenario, shows an increase in mean intensity precipitation of low frequency higher than +24% and an increase of temperature of +1.8°C. These changes could increase the peak of the floods over +72% and in runoff volume of +84% in the worst combination of precipitation and temperature for 2045-2065 period, escaping from confidence interval estimations of extreme floods, making Puclaro Dam vulnerable to projected future climatic changes.

PALABRAS CLAVES: Crecidas; Área Pluvial; Cambio Climático

INTRODUCCIÓN

En estudios de crecida para el diseño de grandes obras de ingeniería, se aborda generalmente el problema desde un punto de vista estadístico analizando los caudales máximos instantáneos ocurridos principalmente por eventos pluviales. En cuencas donde el aporte nival es importante, la temperatura juega un rol importantísimo pues determina que fracción de la tormenta en una cuenca contribuirá a la escorrentía directa en forma líquida. De este modo, el periodo de retorno de una crecida pluvial en una cuenca de régimen mixto se relacionará con el periodo de retorno (T) de la elevación de la línea de nieves (H_{LN}) y el periodo de retorno de la precipitación (Seguel y Stowas, 1985).

El estado del arte del monitoreo de H_{LN} está más bien ligado a determinar la máxima acumulación mediante rutas de nieve que se desarrollan entre los meses de Junio a Diciembre por la Dirección General de Aguas (DGA), por lo que el estimar la ubicación de la LN está más bien ligado con estimaciones indirectas basadas en registros de temperatura (Vargas et al. 1988; Garreaud, 1993), estimaciones cuya calidad se puede determinar mediante terrenos o mediante elementos de percepción de remota que ya están bastante bien desarrollados (ej. Imágenes MODIS; Hall and Riggs, 2007).

La ocurrencia de tormentas cálidas, puede originar crecidas más severas incluso que bajo condiciones más intensas de precipitación. Un factor importantísimo en este aspecto corresponde a la hipsometría de una cuenca, que determinará que tan elástica es la variación del área pluvial aportante dadas pequeñas variaciones de elevación de LN. En este contexto, dadas las proyecciones de cambio climático en temperatura (IPCC, 2007) se tendrían en invierno temperaturas de entre +1.0 a +2.9°C superiores que en la línea base en Latinoamérica (Ruosteenoja et al. 2003).

Del mismo modo, el IPCC (2007) proyecta un aumento en la intensidad de precipitaciones aún en zonas donde se espera que la precipitación anual disminuya. Las proyecciones de precipitación tienen gran dispersión por lo que no se tiene consenso en estas proyecciones, sin embargo Kharin et al. (2007) analizó estadísticamente este problema encontrando incrementos en precipitaciones diarias de T = 20 años proyectadas para diversas regiones según se muestra en la Figura 1.

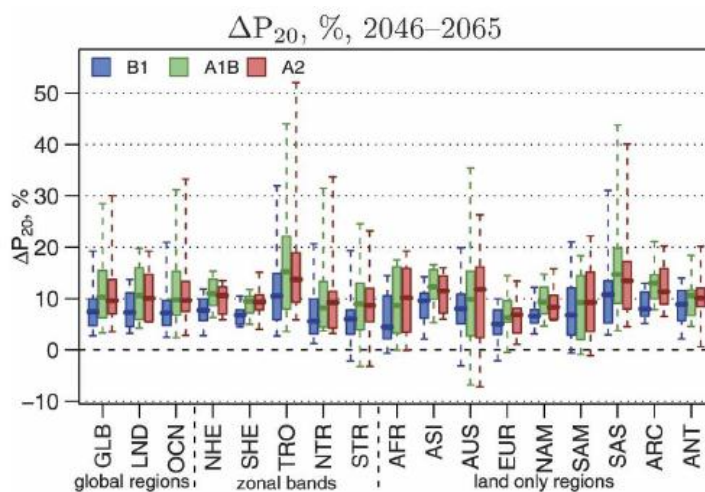


Figura 1.- Porcentaje de variación de Precipitación para una lluvia de T=20 años en distintas regiones del mundo.
Fuente: Kharin et al. 2007

En este artículo se analiza cómo varía la magnitud de crecidas pluviales en la cuenca de un embalse ubicado en las cercanías de la ciudad de la Serena en Chile, para diferentes periodos de retorno de precipitación y temperatura. Del mismo modo se cuantifican los posibles efectos del cambio climático en el escenario A2 para los eventos de T=1000, 10000 años y la Crecida Máxima Probable (CMP) evaluada mediante la determinación de la Precipitación Máxima Probable (PMP) determinada según el método de Hershfield (1965) y las consideraciones de WMO (2009).

METODOLOGÍA

Zona de estudio

La zona de estudio corresponde al embalse Puclaro, de área aportante 6765 km², ubicado en la región de Coquimbo, Chile (Figura 2), caracterizada en las zonas de los valles por un clima semiárido frío con lluvias invernales y en la alta cordillera por clima de tundra por efecto de altura, ocurriendo las principales precipitaciones en los meses de junio a agosto.

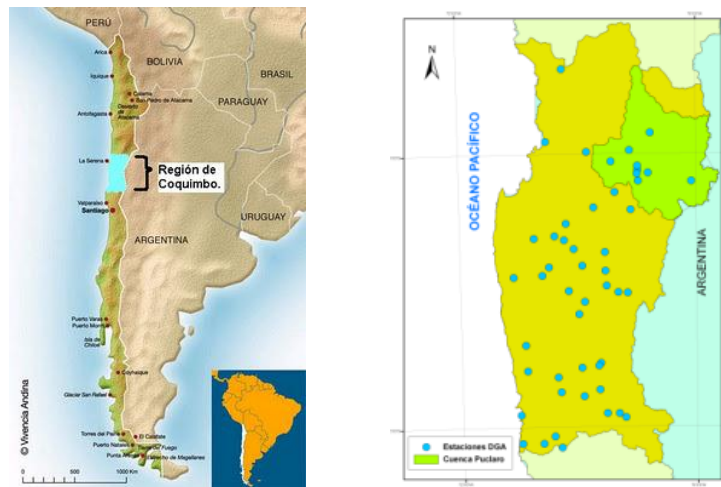


Figura 2.- Ubicación general zona de estudio. Fuente: Derecha línea-litoral.blogspot.com, izquierda, Elaboración propia

El principal río de la cuenca del embalse Puclaro corresponde al río Elqui, de régimen nival. Su caudal medio anual es de 9.5 m³/s, alcanzando un caudal medio mensual en verano de 52 m³/s asociado a una probabilidad de excedencia de 5% y un caudal máximo instantáneo de 42.8 m³/s en invierno para el periodo de retorno de 20 años.

Para cuantificar las variaciones de precipitación, se analizó estadísticamente mediante un análisis de frecuencias las precipitaciones máximas diarias anuales así como la Precipitación Máxima Probable (PMP) según el método de Hershfield (1965), para los periodos línea base (LB) 1960-1999 en las estaciones que se muestran en la Tabla 1:

Tabla 1.- Estaciones meteorológicas consideradas en el estudio

Cod.	Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitud [msnm]	N (años)	Registro
P1	Vicuña INIA	6673645	334506	730	40	Pp
P2	Rivadavia	6682825	349469	820	57	Pp y Temp.
P3	M. Grande	6670313	356032	1120	50	Pp
P4	Pisco Elqui	6666743	356133	1250	32	Pp
P5	Los Nichos	6663904	355688	1330	32	Pp
P6	La Ortiga	6657957	356723	1560	32	Pp y Temp.
P7	Lag. Embalse	6658116	399735	3160	47	Pp y Temp.

Las estaciones sometidas a este análisis se escogieron principalmente por la extensión del registro (mayor a 30 años) y cercanía al lugar de estudio.

Evaluación de crecidas pluviales

Según la publicación de Seguel y Stowas (1985), la frecuencia de una crecida en una cuenca con componentes importantes de nieve, no necesariamente se relaciona con la probabilidad de excedencia de una tormenta, pero se relaciona con la probabilidad acumulada de excedencia de la H_{LN} así como de la Precipitación (Pp). Bajo el supuesto de independencia entre Pp y H_{LN} , el periodo de retorno de una crecida invernal estaría dado por la ecuación [1].

$$T_{crecida} = T_{HLN} \cdot T_{Pp} \quad [1]$$

De este modo para evaluar las crecidas invernales de 1000 y 10000 años de periodo de retorno, se consideraron las probabilidades de excedencia de Pp y H_{LN} listadas en la Tabla 2. La elaboración de los hidrogramas de escorrentía directa se realizó mediante un Hidrograma Unitario Sintético (HUS) de tipo Snyder, calibrado para regiones Chilenas (MOP, 1995).

Tabla 2.- Combinaciones de periodo de retorno para crecidas de 1000 y 10000 años.

Crecida de T=1000 años		Crecida de T=10000 años	
T Pp [años]	T H_{LN} [años]	T Pp [años]	T H_{LN} [años]
1000	1	10000	1
500	2	5000	2
100	10	1000	10
20	50	200	50

La CMP se evalúa considerando una elevación de H_{LN} de periodo de retorno 10 años, dado que bajo esta cota se tiene aproximadamente el 45% de área pluvial aportante, sumado a que el método PMP Hershfield resulta sumamente conservador respecto a los factores de frecuencia que rondan en torno a 15, mientras que para periodos de retorno altos (10000 años) rondan en torno a 3, estando de este modo en un criterio conservador de diseño.

Distribución espacial y temporal de la precipitación

Debido a que el análisis de crecidas se realiza con eventos cuyo registro primordial es diario, se distribuyen temporalmente las precipitaciones analizadas para duraciones iguales al tiempo de concentración, el cual cambia según la H_{LN} . La distribución horaria de la precipitación que caracteriza a la región (Varas, 1985) corresponde al Grupo II definido por Varas, que concentra la máxima precipitación en el segundo cuarto de comenzada la tormenta.

La distribución espacial de la tormenta, que se determina con el método de los polígonos de Thiessen, varía de acuerdo a la elevación de la línea de nieves.

Por otra parte la precipitación efectiva se calcula mediante el método de la curva número utilizada en el diseño original del proyecto MOP (1994) de CN=65 para toda la cuenca.

Estimación de elevación de Línea de Nieves

Para estimar la elevación de la línea de nieves, se utiliza el estudio de Garreaud (1993), el cual mediante mediciones de globo sondas en días de tormentas y observaciones locales, determinó una relación lineal entre la H_{LN} y la elevación de la isoterma cero H_0 :

$$H_{LN} = H_0 - 300 [msnm] \quad [2]$$

La elevación de la isoterma cero se determina entonces mediante el cálculo del gradiente térmico observado en un día de tormenta mediante los registros de las estaciones termopluiométricas P2, P6 y P7.

Para evaluar las crecidas según el método de Seguel y Stowas (1985), es imprescindible que las variables P_p y H_{LN} sean independientes; en consecuencia, se debe mostrar que las variables P_p y temperatura sean independientes.

Proyecciones de cambio climático

Los distintos Modelos de Circulación General (en inglés GCM) que permiten analizar las proyecciones de cambio climático, presentan ciertas divergencias en las proyecciones de precipitación, es por ello que previamente a ser utilizados fueron filtrados mediante comparación de estos con los datos obtenidos del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) en el periodo Línea Base (LB: 1960-1999), que podría considerarse como el GCM más adecuado debido a que ocupa observaciones históricas como técnica de asimilación. Una vez aplicado el filtro, se utilizan finalmente 10 GCM los que se listan en la Tabla 3. De estos 10 modelos se evalúa la varianza de las proyecciones de precipitación bajo condiciones de cambio climático, pero solo en 4 de ellos: echam5, csiro3.0, csiro3.5 y cnrm_cm3, los más cercanos a la mediana, se analiza el efecto del cambio de precipitación en crecidas según configuración de la Tabla 2.

Tabla 3.- Resumen GCM filtrados mediante el reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996)

Centro, País	Sigla	Modelo	Resolución ° latitud
Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	CSIRO	Mk3.0	1.87
Australia		MK3.5	1.87
Canadian Center for Climate Modelling and Analysis	CCCma	CGCM3	3.71
Canada			2.79
Centre National de Recherches Meteorologiques	CNRM	CM3	1.87
Francia	MPI-M	ECHAM5_OM	
Max-Planck-Institut for Meteorology	MIUB	ECHO-G	3.71
Meteorological Institute, University of Bonn, Alemania			
Meteorological Research Institute of KMA, Korea			
Model and Data Groupe at MPI-M, Alemania	M&D	CM2.0	2.00
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL		
USA			
National Institute for Environmental Studies	NIES	MIROC3.2	2.79
Japón		medres	
Meteorological Research Institute	MRI	CGCM2.3.2	2.79
Japón			

Dado que la gran mayoría de los modelos convergen en las variaciones de temperatura, se optó por utilizar el resultado de las variaciones de temperatura en los meses invernales mostrados en el downscaling global de 16 GCM realizado por Maurer et al. (2007).

Los distintos modelos GCM poseen en la actualidad una resolución espacial que va desde los 1.87° hasta los 3.71° Lat.-Long. De este modo se tiene que en una celda se intenta reproducir el clima de una zona que en Chile puede abarcar clima costero, árido y de montaña. Es por ello que se hace necesario realizar un proceso de escalamiento o *downscaling*, en donde se intenta llevar la resolución de estos modelos a escalas más pequeñas.

El proceso de escalamiento utilizado en este artículo corresponde a una adaptación al proceso de *Bias Correction, Spatial Disaggregation* propuesto por Wood et al. (2004) llevado a escala de estación. Este proceso se compone de dos etapas, espacial y temporal.

El downscaling espacial corresponde al proceso de interpolar la información del GCM al punto de la estación mediante ponderación por el inverso de la distancia. El downscaling temporal compara la información de la serie anual de precipitación máxima diaria de los GCM con las observaciones de las estaciones, y se ajustan relaciones estadísticas para minimizar la variación del GCM respecto a la estación. El proceso de downscaling completo se describe en más detalle en el estudio de Lagos y Vargas (2011).

Los ajustes realizados a la serie escalada espacialmente en el periodo de Línea Base (LB: 1960-1999) se aplican a las proyecciones del escenario A2 (2045-2065), escenario basado en un desarrollo centrado en el crecimiento económico regionalizado.

Debido a que se supone independencia entre precipitación y temperatura, se evaluarán todas las crecidas de 1000, 10000 y CMP en el escenario A2 considerando los incrementos en precipitación y temperatura siguientes: variación media de Pp con H_{LN} de LB (A2-1), máximo cambio de temperatura con Pp LB (A2-2), variación media de temperatura con Pp LB (A2-3), mínimo cambio de temperatura con Pp LB (A2-4), máximo cambio de temperatura con variación media de Pp (A2-5), variación media de temperatura con variación media de Pp (A2-6) y mínimo cambio de temperatura con variación media de Pp (A2-7).

RESULTADOS

Independencia de variables meteorológicas

El resultado del test de independencia t-student, indica que para las 16 tormentas más severas no se tiene una correlación significativa entre la temperatura media diaria en días de tormenta y la magnitud de la precipitación en dicha tormenta (Figura 3), de modo que la hipótesis de independencia se acepta.

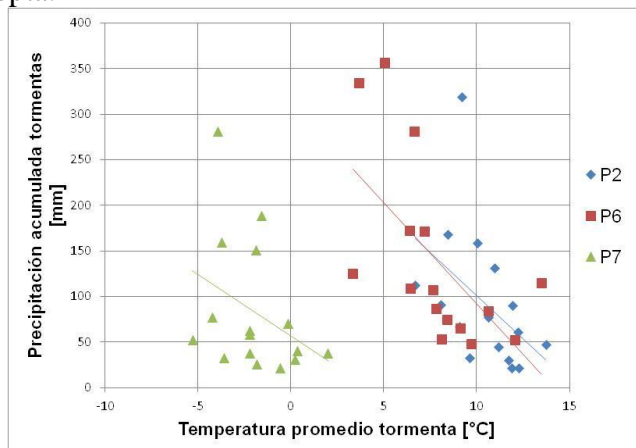


Figura 3.- Relación entre Pp acumulada en tormentas históricas más severas y su temperatura media.

Análisis de sensibilidad de H_{LN} en área pluvial aportante

Para evaluar que tan sensible será el incremento de área pluvial aportante, se analiza la curva hipsométrica representada por la Figura 4, en donde puede apreciarse que para H_{LN} cercana a 3500 [msnm], se tendrá que una variación de 100 metros de H_{LN} significará un incremento de 3.5%, mientras que en torno a los 2000 [msnm] solo se tendrá un incremento de 1.44%.

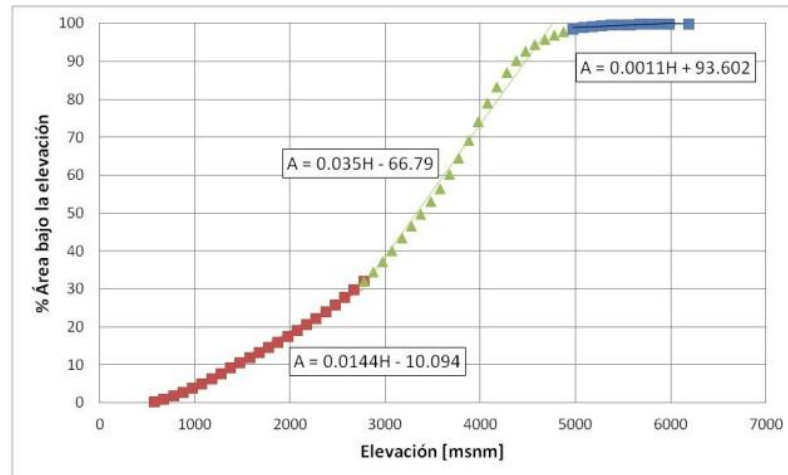


Figura 4.- Representación de curva hipsométrica estimada en base a DEM ASTER, mediante el software GRASS.

Determinación de Isoterma cero para determinar H_{LN}

Se analizó el gradiente térmico para las tormentas más severas registradas en la cuenca, obteniéndose un valor promedio de -5.4 [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$], con una desviación estándar de 1.17 [$^{\circ}\text{C}/\text{km}$] por lo que se está en el rango del gradiente adiabático húmedo. Este gradiente promedio se supone que no variará significativamente bajo condiciones de cambio climático.

De este modo y conocido el gradiente térmico atmosférico, se puede estimar el valor de la isoterma cero conocida la temperatura de una estación y su respectiva elevación. Mediante esta estimación se tiene que la H_{LN} según ecuación [2] queda definida en la LB por los estadísticos mostrados en la Tabla 5. De acuerdo a ello, al estar el promedio de la línea de nieves al inicio de la zona intermedia de la curva hipsométrica de la Figura 4, esta cuenca resulta ser sensible a condiciones de cambio de H_{LN} y, por ende, a incrementos de temperatura futuros.

Tabla 5.- Estadísticas principales de la estimación de H_{LN} según el método de Garreaud en el periodo LB.

Estadístico [msnm]	Garreaud
Media	2,700
Mediana	2,600
Desviación Estándar	600
Máximo Observado	4,000
Mínimo Observado	1,800

Proyecciones de cambio climático

Las proyecciones en la variación porcentual de precipitación de 1000, 10000 años y PMP según Hershfield (1965), para los 10 GCM de la Tabla 3 en el escenario A2, se muestran en la Tabla 6, mientras que las proyecciones de cambio de temperatura según el escenario A2 para los 16 GCM escalados por Maurer et al. (2007) corresponden a $+1.8^{\circ}\text{C}$ en promedio, $+1.5^{\circ}\text{C}$ el

mínimo y +2.1°C el máximo. La Figura 5 muestra el efecto de estos incrementos en la H_{LN} según el periodo de retorno.

Tabla 5.- Principales cuartiles en variación de precipitaciones obtenidos por Lagos y Vargas (2011)

Estadísticos	% de variación en Pp de T= 10000	% de variación en Pp de T= 10000	% de variación de PMP Hershfield
25% inferior	+4.6	+19.6	-6.90
Mediana	+24.5	+39.3	+15.53
75% superior	+85.5	+89.2	+77.98
Rango	+80.9	+69.6	+88.48

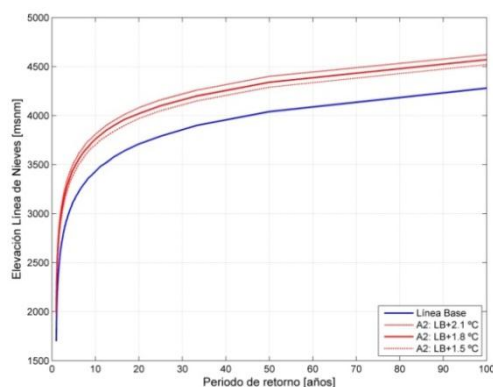


Figura 5.- Variación H_{LN} según periodo de retorno, bajo escenario A2

Según la Figura 5, se tiene por ejemplo para una H_{LN} de periodo de retorno de 2 años, el cambio porcentual de área aportante para un incremento medio de +1.8°C en el escenario A2, se traduce en un incremento en el área pluvial aportante de un +33.1%, mientras que para un periodo de retorno de 10 años es de +29.1%. Las crecidas asociadas a incrementos generan crecidas de entre 1.3 a 4.5 Millones de m^3 adicionales por cada milímetro de precipitación, respecto a la LB.

Cálculo de crecidas

Las crecidas asociadas a periodos de retorno de 1000 y 10000 años y CMP estimadas en el escenario LB y las variaciones más severas de sus sub-escenarios (A2-1, A2-3 y A2-6) se muestran en las Figuras 6 a 8.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

De las Figuras 6 a 8, se constata que, en el periodo LB, existen diferencias entre los valores de caudal máximo (Tabla 7) y volumen de escorrentía directa obtenidos al considerar distintas combinaciones de periodo de retorno de Pp y H_{LN} , los que difieren del estudio MOP (1994) debido a que en dicho caso se consideró una H_{LN} de periodo de retorno del orden de 2 años y solo se varió el periodo de retorno de la precipitación.

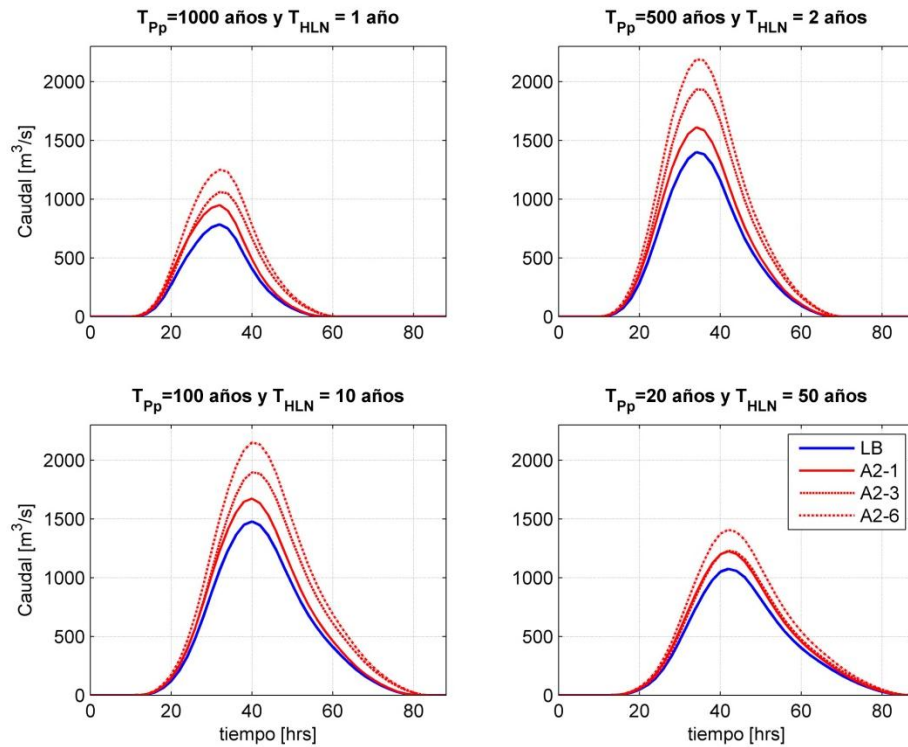


Figura 6.- Crecidas de $T=1,000$ años para diferentes escenarios y combinaciones de P_p y H_{LN} . Grupo II probabilidad de excedencia 10% (Varas, 1985).

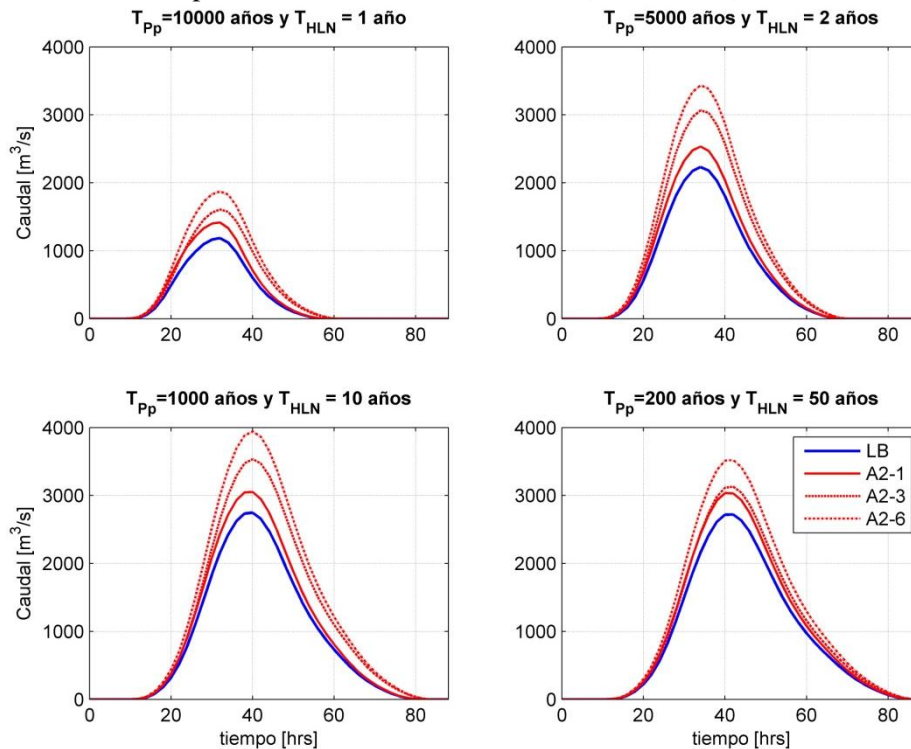


Figura 7.- Crecidas de $T=10,000$ años para diferentes escenarios y combinaciones de P_p y H_{LN} . Grupo II probabilidad de excedencia 10% (Varas, 1985).

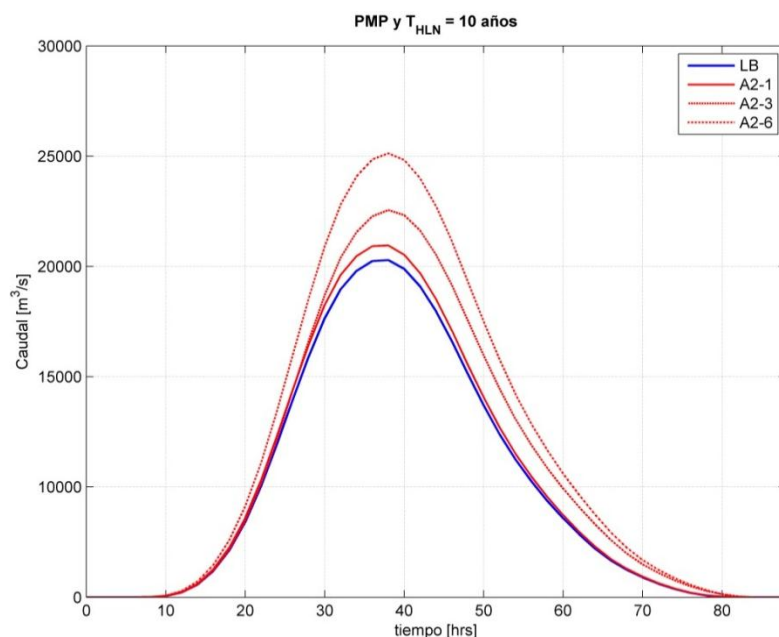


Figura 8.- CMP para PMP y $H_{LN}=3400$ [msnm]. Grupo II probabilidad de excedencia 10% (Varas, 1985).

Tabla 7.- Comparación de crecidas obtenidas por distintos criterios

Frecuencia de Crecida [años]	Diseño Puclaro MOP (1994) [m³/s]	Periodo de retorno H_{LN} [años]				Interval Variation respect design flow ΔS
		1	2	10	50	
1000	1750	785	1399	1478	1074	-56.7 % to -15.5%
10000	2500	1185	2231	2747	2720	-52.6 % to +9.9 %

Los resultados de la Tabla 7 muestran que es importante analizar de forma combinada la variación de H_{LN} así como de P_p , pues una precipitación de $T=100$ años y H_{LN} de 10 años estaría produciendo una crecida en peak casi el doble que una generada por una P_p de 1000 años y H_{LN} de 1 año. De este modo la incorporación de este tipo de análisis en la ingeniería de proyectos debe ser considerada.

Respecto al efecto del cambio climático se obtiene que los mayores cambios en volumen y máximo caudal, se producen con las proyecciones de aumento de P_p y Temperatura en conjunto, logrando un incremento más desfavorable en caudal máximo de +84%, +81% y +44.3% para las crecidas asociadas a $T=1000$ y 10000 años y la CMP mientras que en volumen se tendría un aumento máximo de +73%, +71% y +48.9 para estos eventos, respectivamente.

Si bien este es un análisis que proyecta tendencias tanto en LB como en el escenario A2, el resultado está afecto a muchas incertidumbres, la mayor de todas es sin duda el no poder conocer con exactitud las elevaciones de líneas de nieves históricas debido a la falta de monitoreo. Del mismo modo el suponer que las correcciones estadísticas en LB serán válidas a futuro, lo mismo que el supuesto del gradiente térmico son supuestos que no pueden ser verificados, pero en cierto modo acotados por rangos de variación.

CONCLUSIONES

Estudios de crecidas en cuencas nivales deben ser analizados considerando distintas frecuencias de línea de nieves del mismo modo que precipitación a modo de tener un análisis más robusto y conservador.

Las proyecciones de aumento de temperatura por su parte generan incrementos en el área pluvial aportante en promedio de un 34%, lo que se traduce en volúmenes de escorrentía mayores que en la LB para eventos de crecida.

Ambos incrementos de precipitación y temperatura, proyectan por separado (y en conjunto) un aumento en los caudales máximos de crecidas asociadas a distintos periodos de retorno y de la CMP lo que se traduce en una clara tendencia a la vulnerabilidad del embalse Puclaro respecto a la concepción de su diseño original.

Estadísticamente el concepto de CMP y crecidas de alto periodo de retorno pueden ser variables frente a condiciones de cambio climático, lo que puede condicionar muchos de los diseños hasta ahora realizados, pues consideran que las observaciones históricas como invariantes, paradigma que debe ser cambiado.

REFERENCIAS

- Garreaud, R.** (1993) Impacto de la variabilidad de la línea de nieve en crecidas invernales en cuencas pluvio-nivales de Chile Central. XI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Octubre, Concepción.
- Hall, D., and G. Riggs** (2007). Accuracy Assessment of the MODIS Snow Products. *Hydrological Processes* 21(12): , 1534-1547.
- Hershfield, D.** (1965). Method for estimating probable maximum rainfall, *J. Am. Waterworks Assoc.* 57: 965-972.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)** (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 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, and D. Joseph,** (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, No. 3, 437-470
- Kharin, V., FW. Zwiers, X. Zhang y GC. Hegerl** (2007). Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J Climate*, 20:1419–1444.
- Lagos, M. y X. Vargas** (2011). Variación de eventos extremos de precipitación diaria proyectados a mediados del siglo XXI, resultados en regiones de Coquimbo y Maule. XX Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Santiago, Chile.
- Ministerio de Obras Públicas, MOP** (1994). Proyecto embalse Puclaro. Volumen VII. República de Chile, Dirección de Riego, Elaborado por INGENDESA.
- Ministerio de Obras Públicas, MOP** (1995). Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información pluviométrica. Dirección General de Aguas.
- Maurer, E., Brekke, L., Priutt, T., and P. B. Duffy** (2007). Fine-resolution climate projections enhance regional climate change impact studies. *Eos Trans. AGU*, 88 (47) , 504.
- Rousteenoja, K., Carter, T., Jylhä, K., and H. Tuomenvirta** (2003). Future climate inc world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. *The Finnish Environment* 644, Finnish Environment Institute , Helsinki, 83 pp.
- Seguel, R. y L. Stowhas** (1985). Estimación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvionivales. VII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica .
- Vargas, X., Brown, E., y C. Andreani** (1988). Uso de Información Regional para la estimación de Crecidas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile CRH 88-53-I.
- Varas, E.** (1985). Hietogramas de Tormentas de Diseño. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Concepción, Chile.
- Water Meteorological Organization (WMO).** (2009). Manual for estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP), WMO-No. 1045.

ANEXO D

Artículo enviado a revista Ciencia y Tecnología del Agua⁴. Julio 2012.

⁴ Formato adaptado del original enviado para optimizar el espacio.

Crecidas pluviales en una cuenca nival cordillerana chilena. Proyecciones al 2045-2065

Pluvial floods at a snowy regime Chilean mountain basin. Projections for 2045-2065.

Miguel Ángel Lagos Z. y Ximena Vargas M.

Resumen

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. La hipsometría de la cuenca es también relevante debido a la sensibilidad del aumento del área pluvial aportante para pequeñas variaciones de la denominada línea de nieves presente durante las tormentas, considerada como la elevación a la que se produce el cambio de precipitación líquida a sólida. En este estudio se analizan los efectos en las crecidas de 1000 y 10000 años de período de retorno, al considerar en una cuenca cordillerana chilena de régimen nival diferentes combinaciones de elevación de línea de nieves y precipitación y se comparan los resultados obtenidos con estudios previos donde el área pluvial aportante era considerada constante. 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 eventos de baja frecuencia y un aumento promedio en la temperatura de +1.8°C y +1.3 °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% para el periodo 2045-2065 respectivamente, escapando del intervalo de confianza de crecidas extremas y quedando la cuenca analizada con una mayor vulnerabilidad frente a inundaciones.

Abstract

In the study of floods in basins with snowy regime, the temperature plays a role as important as precipitation on the determination of the magnitude of them. The hypsometry of the basin is also important due to sensitivity of the increase of pluvial area due to low variations of snow line during the storms. In this study there are analyzed the effects of different combinations of snow line elevation and precipitation, in the floods of 1,000 and 10,000 years comparing these results with previous studies where the contributor area was considered as constant. There are also examined the potential effects of climate change under the future scenarios A2 and B2 (2045-2065) on the magnitude of these floods. At the study zone an increase in the low frequency precipitations are projected and an increase in mean winter temperature of de +1.8°C and +1.3 °C at the A2 and B1 scenarios respectively. These projections would increase the maximum instantaneous flow and volume of runoff up to 72% and 84% on the 2045-2065 period, escaping from the confidence interval of extreme floods, being the analyzed basin with a higher vulnerability under flooding.

Palabras Clave: Crecidas, área contribuyente, régimen mixto, cambio climático. Floods, climate change

1. 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 rol tan importante como la precipitación. La frecuencia de eventos de crecida no está necesariamente ligada con la frecuencia de ocurrencia de tormentas solamente, pues la temperatura determina a qué elevación se diferencia la precipitación sólida de la líquida, y por ende el área pluvial aportante de la tormenta.

La frecuencia de ocurrencia de una crecida en cuencas de régimen hidrológico mixto, está relacionada más bien con la frecuencia de eventos de precipitación y la temperatura a la que estos ocurren como mencionan Seguel y Stowhas (1985). La mayoría de los estudios de ingeniería, simplifica el problema considerando la elevación a la que se produce el cambio de precipitación líquida a sólida (elevación de línea de nieves) constante o dentro de un rango, sin embargo estos fenómenos hidrometeorológicos son en realidad mucho más complejos. La elaboración de Hidrogramas unitarios además considera un área pluvial constante para su construcción dada una tormenta, y son usados para evaluar condiciones severas de precipitación, pero implícitamente considerando una elevación de línea de nieves constante, lo cual cobra mayor sentido en cuencas de régimen pluvial.

Estudios de cobertura de nieve en Chile así como su monitoreo, aún no alcanzan estándares de buena calidad debido a la compleja topografía de las zonas cordilleranas, muchos de estos se centran en determinar la máxima acumulación de nieve y se llevan a cabo de forma ocasional entre junio y diciembre a través de rutas de nieve. Carrasco et al. (2008) concluyen que observaciones de temperatura están bien correlacionadas con la cobertura nival, del mismo modo gradientes termales así como técnicas de percepción remota, son las más utilizadas en zonas de similares características de poco monitoreo y compleja topografía como los Andes Chilenos.

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 lluvias sólidas y líquidas (U.S. Army Corp of Engineers, 1956). Estas metodologías en Chile pueden considerar una temperatura índice de ocurrencia de precipitación sólida (Seguel y Stowhas, 1985 y Vargas et al. 1988), así como relaciones lineales con la isoterma cero (Garreaud, 1993).

Técnicas de percepción remota se han utilizado ampliamente para determinar la cobertura del manto nival después de un evento de crecida o para determinar la disponibilidad hídrica; 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.

La climatología histórica chilena ha sido estudiada con amplios registros a diferentes latitudes del territorio central por Carrasco et al. (2005) quienes muestran una disminución en precipitación anual y un aumento en las temperaturas máximas y mínimas, que se condicen con el estudio de Rosenbluth et al. (1997) quienes encontraron evidencia de tasas de calentamiento en 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 proyecciones (IPCC, 2007) existe gran dispersión para eventos de precipitación pero 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). Para eventos de precipitación, estudios recientes (Kharin et al. 2007 y

Sugiyama et al. 2010) muestran que existe un posible incremento de la magnitud en tormentas de baja frecuencia, como también afirma el IPCC (2007) existe la posibilidad de un incremento en la intensidad de precipitaciones aún en zonas en donde la lluvia anual 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 GCM (General Circulation Models). Muchas de estas técnicas se aplican a Modelos Climáticos Regionales (en inglés RCM) estadísticamente y dinámicamente (Wood et al. 2004). En Chile, al momento de la realización de estudio, solo se ha utilizado el modelo PRECIS-DGF (DGF, 2006) el cual representa de forma adecuada la variabilidad estacional del clima, sin embargo al no contar con proyecciones para mediados del siglo XXI y su tendencia a sobre estimar las precipitaciones máximas en la cordillera (DGF, 2006) imposibilita la realización de un escalamiento dinámico, forzando un proceso de downscaling estadístico de forma puntual para las distintas estaciones meteorológicas a analizar.

El objetivo principal de este estudio es mostrar la importancia de la consideración del periodo de retorno tanto de línea de nieve como de precipitación en estudios de crecida en cuencas de régimen mixto y los posibles efectos del cambio climático para los escenarios A2 y B1 (2045 – 2065) en las crecidas de 1000 y 10000 años de periodo de retorno.

El presente artículo analiza las crecidas afluentes al embalse Puclaro en Chile (30.6°S, 70.7°W), en adelante cuenca Puclaro, considerando los efectos de diferentes combinaciones de magnitudes de precipitación máxima diaria anual, así como de elevación de la línea de nieves y se investigan los posibles efectos del cambio climático proyectados para mediados del siglo XXI en la magnitud de las crecidas.

2. Metodología

2.1. 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 – 6200 [msnm]. Su clima es semi-árido o de estepa con una lluvia promedio anual en la estación Rivadavia 820 [msnm] de 100 [mm] y un rango de temperaturas 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.

El río principal de la cuenca Puclaro es el río Elqui (Figura 1, derecha) 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 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 millones de m³ y La Laguna Embalse con 15 millones de m³. La capacidad evacuadora de cada embalse es 2500 m³/s y 50 m³/s respectivamente.

2.2. Evaluación de crecidas en cuencas de régimen mixto

La ocurrencia de crecidas en periodo invernal en cuencas de régimen hidrológico mixto, como el caso de Puclaro, tiene componentes de precipitación sólida y líquida en las partes altas y bajas respectivamente, de modo que la determinación de la línea de nieves es un factor muy importante a ser considerado en el análisis.

Seguel y Stowhas (1985) plantearon que la frecuencia de una crecida en una cuenca de régimen mixto no está necesariamente relacionada la misma probabilidad de excedencia de una tormenta, pero si está relacionada con la probabilidad de excedencia agregada de la elevación de línea de nieves y precipitación. En tal caso, considerando que dichas variables son independientes e integrando en estas el efecto de otro tipo de variables hidrometeorológicas, el periodo de retorno de un evento de crecida 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 elevación de línea de nieve y precipitaciones.

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

En este artículo se analizan los efectos de distintas combinaciones de elevación de línea de nieves (H_{LN}) con precipitaciones invernales (P_p) en las crecidas de 1000 y 10000 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 determinados en estudios anteriores en la misma cuenca (MOP, 1994) a base de crecidas observadas.

Todas las crecidas generadas con las combinaciones listadas en el Cuadro 2, son calculadas para el periodo Línea Base (LB: 1961-1999) y 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.

2.3. 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, los distintos GCM del IPCC fueron comparados con el NCEP/NCAR reanálisis (Kalnay et al, 1996), considerando el grado de correlación de cada modelo con el reanálisis en la zona de estudio. Otro criterio utilizado fue comparar gráficos de ΔT vs ΔP para proyecciones de mediados del siglo XXI por Maurer et al. (2007) para 15 GCM escogiendo aquellos que convergen más al promedio de las variaciones de temperatura y precipitación en el periodo invernal. De estos procedimientos 10 GCM fueron seleccionados y se listan en el Cuadro 3.

El proceso de escalamiento o *downscaling* 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 método adaptado se realiza en dos pasos principales: downscaling espacial y downscaling temporal.

Downscaling espacial (DE)

Este procedimiento consiste en ajustar un modelo GCM a escala de estación local ponderando por el inverso de la distancia a cada uno de los cuatro nodos del GCM envolventes del sector de interés.

Downscaling Temporal (DT)

Una vez escalado el modelo espacialmente, esta serie se ajusta a observaciones locales mediante correlaciones estadísticas en orden de hacerlas coincidir para una misma probabilidad de excedencia, de modo que la serie escalada presente un ajuste de pendiente unitario y un error inferior a 1 [mm] en orden 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 GCM con buena precisión a las observaciones pero aún persisten errores considerables para eventos extremos (Perkins, 2011). Debido a que en este estudio, son los valores extremos de precipitación los que importa que estén correctamente representados, debido a sus implicancias en las crecidas, es necesario realizar múltiples ajustes estadísticos a la serie resultante del downscaling espacial.

Bajo el supuesto de independencia entre LB y escenarios A2 y B1, se realiza un análisis de frecuencia particular a cada estación para las series de precipitación máxima diaria anual para 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 GCM, estos valores se distribuyen temporalmente según las distribuciones de Varas (1985), estudio similar al de Huff (1967), que consideran cuatro distribuciones temporales según sea el intervalo en el que se concentra la mayor intensidad de las mismas. Estudios anteriores (Varas, 1985) indican que la mayoría de las tormentas en la región en estudio ocurren en el segundo cuarto de duración de la tormenta, de modo que se selecciona esta misma distribución (Grupo II) para todas las estaciones en las tormentas analizadas en este estudio.

Precipitación media sobre la cuenca

Dada una HLN, 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 técnicas más modernas como las empleadas por Teegavarapu et al. (2006). 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.

2.4. 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 a las ecuaciones (2) y (3) respectivamente.

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

$$H_{LNV} = H_{Estación} - (T_{índice} - T_{umbral}) * 1000/G \quad (3)$$

Donde:

H_{LNG}, H_{LNV} : Elevación de la línea de nieves [msnm]

$H_{T=0}$: Elevación de la isoterma cero [msnm]

$H_{Estación}$: Elevación de la estación meteorológica de referencia [msnm]

T_{umbral} : Temperatura umbral de precipitación líquida a sólida 1°C.

G : Gradiente térmico observado [$^{\circ}C/km$]

T_{indice} : Temperatura índice (Seguel y Stowhas, 1985) calculada con las temperaturas extremas diarias según (4)

$$T_{indice} = (T_{m\acute{a}x} + (k - 1)T_{m\acute{i}n})/k \quad (4)$$

Donde k es un número entre 4 y 7. $T_{m\acute{a}x}$ y $T_{m\acute{i}n}$ corresponden a las temperaturas máximas y mínimas diarias. Seguel y Stowhas (1985) mostraron que existe una buena correlación entre una T_{indice} 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 esta depende de solo 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. La formulación H_{LNG} fue realizada en base a 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 (U.S. Army Corp of Engineers, 1956).

Con el fin de validar estas metodologías se utilizaron imágenes MOD10A obtenidas del satélite Terra, de 8 días de resolución temporal (Hall et al. 2000), suponiendo que existe un ~93% de precisión en las medidas cuando existe poca cobertura de nubes (Hall y Riggs, 2007). Este producto se acopló con un DEM ASTER de 30 metros de resolución espacial para estimar la menor elevación de un pixel 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 $H_{T=0}$ de la LB se tendrá una temperatura positiva, igual a las variaciones proyectadas, considerando que los gradientes térmicos futuros serán equivalentes al promedio obtenido en el periodo LB.

Todas las proyecciones futuras de H_{LN} generan nuevos parámetros geomorfológicos de la cuenca pluvial, y con ello nuevos tiempos de concentración e Hidrogramas unitarios sintéticos para cada escenario A2 y B1.

2.5. Sub escenarios de evaluación de crecidas

Para evaluar las condiciones futuras de inundaciones, se consideran las proyecciones promedio de precipitación de los modelos GCM que más se asemejan a la mediana de las proyecciones del total analizado para los escenarios A2 y B1, mientras que las variaciones de temperatura consideran el incremento promedio de temperatura proyectado por Maurer et al. (2007) y el error estándar de los 15 GCM utilizados en su análisis. Las crecidas estimadas suponen ocurrencia de las proyecciones de temperatura y precipitación de forma separada y en su conjunto dadas las combinaciones listadas en el Cuadro 4.

3. Resultados

3.1. 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 H_{LNV} , utilizando la estación La Ortiga como base, y H_{LNG} se muestran en el Cuadro 5. En términos generales, se observa que esta última es más conservadora ya que resulta una elevación de 13% superior a H_{LNV} .

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

Si se compara el criterio de eficiencia propuesto por Krause et al. (2005) de la ponderación de r^2 por la pendiente del ajuste entre las variables, se tiene que H_{LNG} y H_{LNV} toman valores de correlación ponderados de 0.345 y 0.340 respectivamente. Este criterio muestra que ambas metodologías no representan apropiadamente el fenómeno en estudio y que subestiman las observaciones remotas.

Por otra parte, teniendo en cuenta que los rangos de variación de H_{LN} estimados por MOP (2008), que indican valores mínimos inferiores a 2000 [msnm] en el periodo 2000-2007 y que los rangos de la isoterma cero estimados por Carrasco et al. (2005) oscilan en invierno para Chile central entre los 3000 [msnm] en el periodo 1975 -2001, se puede inferir que los valores de H_{LNG} resultan más similares a estas estimaciones con técnicas de Percepción remota y observaciones de radiosonda. En consecuencia se adopta como el método más adecuado para estimar las futuras H_{LN} en los escenarios A2 y B1.

3.2. Resultados de escalamiento de Precipitación y sus proyecciones

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

Las precipitaciones de 1000 y 10000 años de precipitación máxima diaria anual y sus variaciones respecto al periodo LB de los 10 GCM listados en el Cuadro 3, se muestran en la Figuras 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 (~ 1 año de periodo de retorno), pudiéndose observar una gran dispersión en estas.

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 $T=1000$ y 10000 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 $T=10000$ años. Los estadísticos de mediana, primer, tercer cuartil y rango de variación entre estos para el promedio en la cuenca se muestran en el Cuadro 6.

3.3. Proyecciones de temperatura y elevación de línea de nieves

Para la cuenca Puclaro, las proyecciones invernales de temperatura para mediados del siglo XXI de acuerdo al método de *downscaling* de Maurer et al. (2007) se muestran en el Cuadro 7 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 variaciones estándar máximas proyectadas de hasta 300 [m].

Pequeñas variaciones en H_{LN} podrían significar importantes incrementos en el área pluvial aportante dependiendo de la hipsometría 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 8, 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. Esta sensibilidad es especialmente importante para altitudes medias del orden de $\sim 3,000$ [msnm].

3.4. Estudio de crecidas

Con el fin de verificar el supuesto de independencia entre eventos de precipitación y temperatura, 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%. 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 1000 y 10000 años se calcularon mediante HUS generados según los sub escenarios en estudio listados en el Cuadro 4. Las Figura 8 muestra los hidrogramas más críticos para las crecidas de $T=1000$ y 10000 años, respectivamente, en escenarios LB (azul), A2 (rojo) y B1 (verde), considerando los incrementos mayores de temperatura proyectados por Maurer et al. (2007) listados en el Cuadro 7.

Las Figura 8 muestra que los incrementos más severos en caudales máximos instantáneos se dan en general en el escenario A2 de hasta un 61% para crecidas de $T=10000$ años, mientras que en el escenario B1 se alcanzan incrementos de hasta 56% en los eventos de igual frecuencia. Si solo 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 (hasta $\sim 2\%$). Los efectos de incremento de temperatura son más importantes, pues producen crecidas de hasta un 29% mayores respecto al escenario LB. Solo 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 1000 y 10000 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 9, se muestran las estimaciones obtenidas en dicho periodo y las del estudio MOP (1994) que consideró una H_{LN} de aproximadamente 2 años y la precipitación diaria de $T=1000$ y 10000 años. Se aprecia que una precipitación de $T=1000$ años combinado con una H_{LN} de periodo de retorno 10 años, puede producir un caudal máximo de $T=10000$ años superior en un 10% al del estudio MOP, asociado a un periodo de retorno del orden de 20000 años. Además, la precipitación de $T=10000$ 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 $T=1000$ años y H_{LN} de 10 años de periodo de retorno.

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 área pluvial aportante para las crecidas de 1000 y 10000 años en los escenarios LB, A2 y B1. 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 P_p , de la distribución temporal de la precipitación como de cada sub escenario de cambio climático analizado. Para los escenarios A2 y B1 entre los percentiles 25 y 75% se observan incrementos de +32% y +27% en caudal máximo instantáneo respectivamente.

4. Discusión

La consideración de diversos periodos de retorno para H_{LN} y P_p resulta ser un tópico de suma importancia en cualquier estudio de crecidas, pues como se mostró en el Cuadro 9, una precipitación de 100 años de periodo de retorno 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 ($H_{LN} \sim 1$ año). Actualmente, en general, se usa un único hidrograma unitario, lo que significa un área pluvial aportante constante; en consecuencia, en cuencas de régimen mixto, la incorporación de análisis como el planteado en este estudio debería realizarse con miras a reducir la incertidumbre de las estimaciones.

La estimación de la línea de nieves 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 herramienta seguras y 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 que otros estudios (MOP (2008), MOP (2005) y Carrasco et al. (2005)) entregan rangos de valores más similares a esta metodología para observaciones realizadas en el periodo LB.

La estimación de la elevación de la línea de nieve 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 (-4.3 °C/km) 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 similares a las proyecciones de Kharin et al (2007) y Rousteenoja et al. (2003), del mismo modo las tendencias de Maurer et al. (2007) aquí utilizadas se condicen con las proyecciones de Rösenbluth et al. (1997). El incremento de precipitación diaria tiende a ser mayor en el escenario B1 que en el A2, y aún mayor en el evento de P_p de 10000 años, donde puede tomar incrementos de +80% , versus el +39% de las proyecciones A2, sin embargo la dispersión de las proyecciones entre los 10 GCM seleccionados es demasiado alta.

El reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) puede ser aplicado como una herramienta de discriminación entre GCM 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 variación de precipitación y temperatura.

El proceso de downscaling utilizado está especialmente diseñado para disminuir la 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 downscaling dinámicos, pues se consideran los fenómenos físicos involucrados en éstos, este tipo de metodologías sin embargo, dado el estado actual de modelos

regionales chilenos no cuenta con proyecciones para el periodo de tiempo analizado y además cuenta con poca precisión en altura producto de la baja densidad de estaciones en los sectores cordilleranos de mayor altura.

Las proyecciones de cambio climático en términos de precipitación máxima diaria y temperatura, proyectan de forma separada incrementos en caudal máximo y volumen de escorrentía directa, siendo la temperatura la variable que predomina estos aumentos, debido a la hipsometría de la cuenca, que es especialmente abrupta para altitudes medias, donde pequeñas variaciones de H_{LN} pueden determinar altos incrementos en área pluvial. Éste resultado puede ser generalizado a otras cuencas de régimen mixto y topografía abrupta (cuencas cordilleranas), tanto en el escenario LB histórico, como para proyecciones futuras.

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 +85% y 81% respecto al periodo LB para las crecidas de 1000 y 10000 años de periodo de retorno, respectivamente. En términos de variaciones volumétricas, las máximas alcanzadas para estas mismas crecidas son de +73% y +70%, respectivamente, considerando el mismo sub escenario.

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 solo deben mirarse como algo referencial. Por otra parte 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 sub escenarios 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 el futuro.

5. 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 a 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 muestra incrementos mayores de Precipitación que el escenario A2, sin embargo, es el incremento de temperatura de este último escenario que predomina en la formación de crecidas más severas en términos de caudal máximo y volumen de escorrentía.

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.

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 Ph.D. James McPhee por sus valiosos comentarios que sin duda mejoraron la calidad de este artículo.

Referencias

CARRASCO, J., OSORIO, R. Y 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*, 2008. Vol 54 , 186.

CARRASCO, J., CASSASA, G. Y 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*, 2005. 50(6) , 933-948.

CASSASA, G. Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier variations. *Ann. Glaciol.* 1995. 21 , 317-322.

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA (DGF) UNIVERSIDAD DE CHILE. Estudio de Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI. 2006. CONAMA .

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE (DMC). Climatología Regional. Departamento de Climatología y Meteorología. 2001. Disponible para World Wide Web: <http://164.77.222.61/climatologia/>

FALVEY, M., Y GARREAUD, R. Wintertime precipitation episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic influences. *Journal of Hydrometeorology* 2001. 8 , 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 1993 .

HALL, D., Y RIGGS, G. Accuracy Assessment of the MODIS Snow Products. *Hydrological Processes* 2007. 21(12): , 1534-1547.

HALL, D., RIGGS, G., Y SALOMONSON, V. Updated weekly MODIS/Terra Snow Cover 8-Day L3 Global 500m Grid V004, April 2000 to August 2010. *Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.* 2000.

HUFF, F. A. Time Distribution of Rainfall in Heavy Storms. *Water Resources Research* 1967. vol. 3, n°4 , 1007-1019.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 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 D. JOSEPH. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996. 77, No. 3, 437-470

KHARIN, V. V., ZWIERS, F., ZHANG, X., Y HEGERL, G. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC. *J. Climate* 2007., 20:1419-1444.

KRAUSE, P., BOYLE, D., Y BÄSE, F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 2005. 5 , 89-97.

LEIVA, J. Recent fluctuations of Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change* 1999. 22:1 , 69-77.

LI, H., SHEFFIELD, J., Y 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.* 2010. 115, D10101.

MAURER, E., BREKKE, L., PRIUTT, T., Y DUFFY, P. B. Fine-resolution climate projections enhance regional climate change impact studies. *Eos Trans. AGU*, 2007. 88 (47) , 504.

MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP), REPÚBLICA DE CHILE. Dinámica de la cobertura nival entre las cuencas de los ríos Copiapó y Petrohe utilizando imágenes satelitales. *Geografía UC-Proyectos, Instituto de Geografía PUC.* 2008.

- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, (MOP), REPÚBLICA DE CHILE. Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. Dirección General de Aguas. Ayala, Cabrera y asociados ingenieros consultores Ltda. 1995.
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS (MOP), REPÚBLICA DE CHILE. Proyecto Embalse Puclaro. Consorcio de Ingeniería INGENDESA-EDIC Ltda. 1994.Vol. VII.
- PERKINS, S. A Simple bias correction method for climate extremes estimated by the generalized extreme value distribution. Oral presentation at IUGG 2011 General Assembly, Melbourne, Australia.
- RÖSENBLUTH, B., FUENZALIDA, H., Y ACEITUNO, P. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology* 1997. 17 , 67-85.
- ROUSTEENOJA, K., CARTER, T., JYLHÄ, K., Y TUOMENVIRTA, H. Future climate inc world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. *The Finnish Environment* 644, Finnish Environment Institute, Helsinki, 2003. 83 pp.
- SEGUEL, R., Y STOWHAS, L. Estimación de crecidas de diseño en cuencas mixtas pluvionivales. VII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. 1985.
- SUGIYAMA, M., SHIOGAMA, S., Y S. EMORI. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. *PNAS* 2010. Vol. 107 no 2, p. 571-575.
- TERNIK, W., HURJMANS, R., TORFS, P., Y UIJLENHOET, R. Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrol. Earth Syst. 2009. Sci. Discuss.,6, 5377-5413.*
- TEEGAVARAPU, RAMESH; TUFFAIL, MOHAMMED Y LINDELL ORMSBEE. Optimal function forms for spatial interpolation of precipitation data. *Environmental Informatics Archives* 2006. Vol. 4, pp. 343-353.
- U.S. ARMY CORP OF ENGINEERS. Snow Hydrology. Summary report of the snow investigations. N. Pac. Div., US Army Corps of Eng. Portland. Oregon. U.S.A. 1956.
- VARAS, E. Hietogramas de Tormentas de Diseño. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Concepción, Chile. 1985.
- VARGAS, X., BROWN, E., Y C. ANDREANI. Uso de Información Regional para la estimación de Crecidas. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile 1988. CRH 88-53-I.
- VIALE, M., NAUMANN, G., Y F. NORTE. Extreme orographic precipitation events over the central Andes of Argentina and Chile. *Proceedings of 13th Conference on Mountain Meteorology*, 2008. (pág. AMS P1.22). Whistler, Canada.
- WOOD, A., LEUNG, L., SRIDHAR, V., Y D. LETTENMAIER. Hydrologic implications od Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *J. Climatic Change. Springer Netherlands* , 2004. p. 189-216.
- WOOD, A., MAURER, E. P., KUMAR, A., Y D. LETTENMAIER. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 2002, 107,4429,doi:10.1029/2001JD00065.

Cuadro 1: Estaciones Meteorológicas en zona en estudio.

Código	Nombre	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitud [msnm]	Años de registro	Variable
P1	Vicuña INIA	6673645	334506	730	40	Pp
P2	Rivadavia	6682825	349469	820	57	Pp and T
P3	Monte Grande	6670313	356032	1120	50	Pp
P4	Pisco Elqui DMC	6666743	356133	1250	32	Pp
P5	Los Nichos	6663904	355688	1330	32	Pp
P6	La Ortiga	6657957	356723	1560	32	Pp and T
P7	Laguna Embalse	6658116	399735	3160	47	Pp and T

Nota: Pp: precipitación y T: temperatura. Datum WGS 84 H19S.

Cuadro 2: Combinaciones de periodos de retorno de HLN y Pp para crecidas de 1000 y 10000 años

Crecida de T=1000 años		Crecida de T=10000 años	
T Pp [años]	T HLN [años]	T Pp [años]	T HLN [años]
1000	1	10000	1
500	2	5000	2
100	10	1000	10
20	50	200	50

Cuadro 3: GCM 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	CSIRO	Mk3.0	
Australia		Mk3.5	1.9°x1.9°
Canadian Center for Climate Modeling and Analysis	CCCma	CGCM3	1.9°x1.9°
Canada			
Centre National de Recherches Meteorologiques	CNRM	CM3	1.9°x1.9°
France			
Max-Planck-Institut for Meteorology	MPI-M	ECHAM5_OM	1.9°x1.9°
Germany			
Meteorological Institute, University of Bonn, Germany	MIUB	ECHO-G	3.9°x3.9°
Meteorological Research Institute of KMA, Korea	METRI		
Model and Data Groupe at MPI-M, Germany	M&D		
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL	CM2.0	2.0°x2.5°
USA		CM2.1	2.0°x2.5°
National Institute for Environmental Studies	NIES	MIROC3.2 medres	2.8°x2.8°
Japan			
Meteorological Research Institute	MRI	CGCM2.3.2	2.8°x2.8°
Japan			

Elaborado del centro de distribución de datos del IPCC

Cuadro 4: Sub escenarios considerados para evaluar las variaciones de crecidas invernales de origen pluvial en la cuenca Puclaro

Sub-escenario	Proyecciones consideradas para los escenarios A2 y B1
1	Variación promedio de precipitación considerando HLN 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.

Cuadro 5: Principales estadísticas en estimaciones de elevación de línea de nieve en periodo LB.

Todas las estimaciones de H_{LN} en msnm son redondeadas a la centésima más cercana, dadas las diferencias de elevación entre el DEM utilizado que está referido al geoide WGS 84, versus la elevación de las estaciones meteorológicas en estudio que está referida al nivel del mar.

Estadístico	H_{LNV} [msnm]	H_{LNG} [msnm]
Promedio	2400	2700
Mediana	2400	2600
Desviación Estándar	500	600
Máximo	3300	4000
Mínimo	1400	1800

Cuadro 6: Proyecciones de precipitación media en la cuenca Puclaro para los escenarios A2 y B1.

Cuartil	% ΔPp de T= 1000 años		% ΔPp de T= 10000 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

Cuadro 7: 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

Cuadro 8: 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+1.3 °C	A2+1.8 °C	B1 + 1.3 °C	A2 + 1.8 °C
~1	1700	1900	2000	20.2%	31.0%
2	2600	2900	3000	23.5%	33.1%
10	3400	3700	3800	20.7%	29.1%
50	4000	4300	4300	16.4%	16.4%

Cuadro 9: Caudales máximos instantáneos obtenido 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	2	10		
1000	1750	785	1399	1478	1074	-56.7 % to -15.5%
10000	2500	1185	2231	2747	2720	-52.6 % to +9.9 %

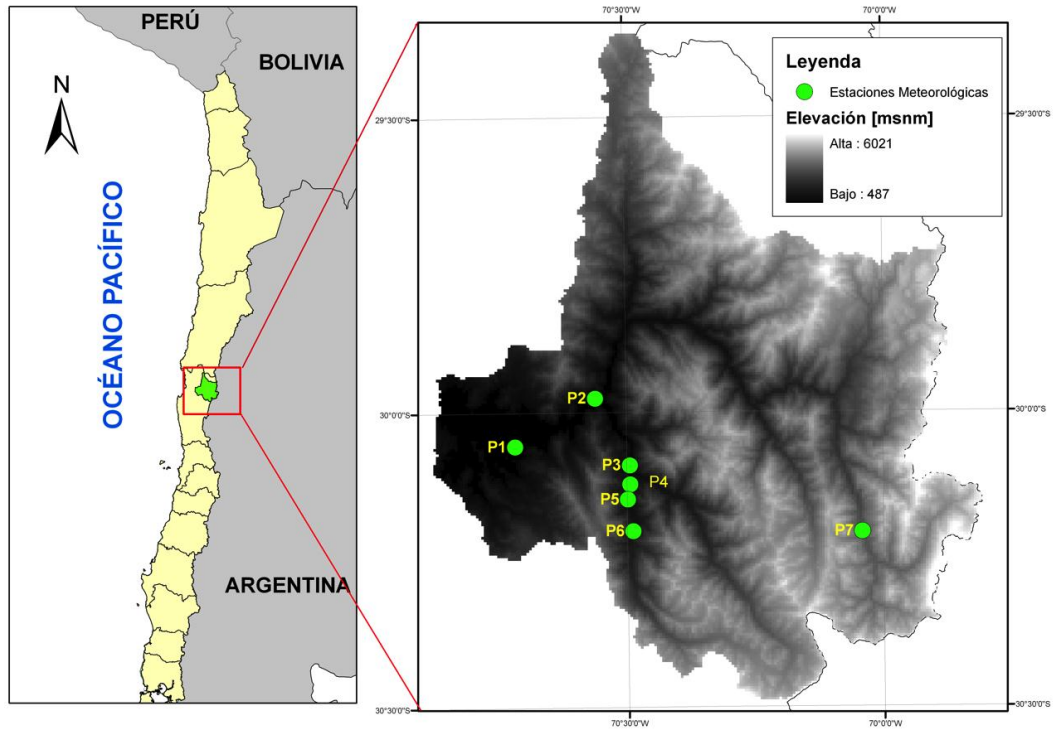


Figura 1: Ubicación general cuenca Puclaro (izquierda) y principales características geomorfológicas (derecha)

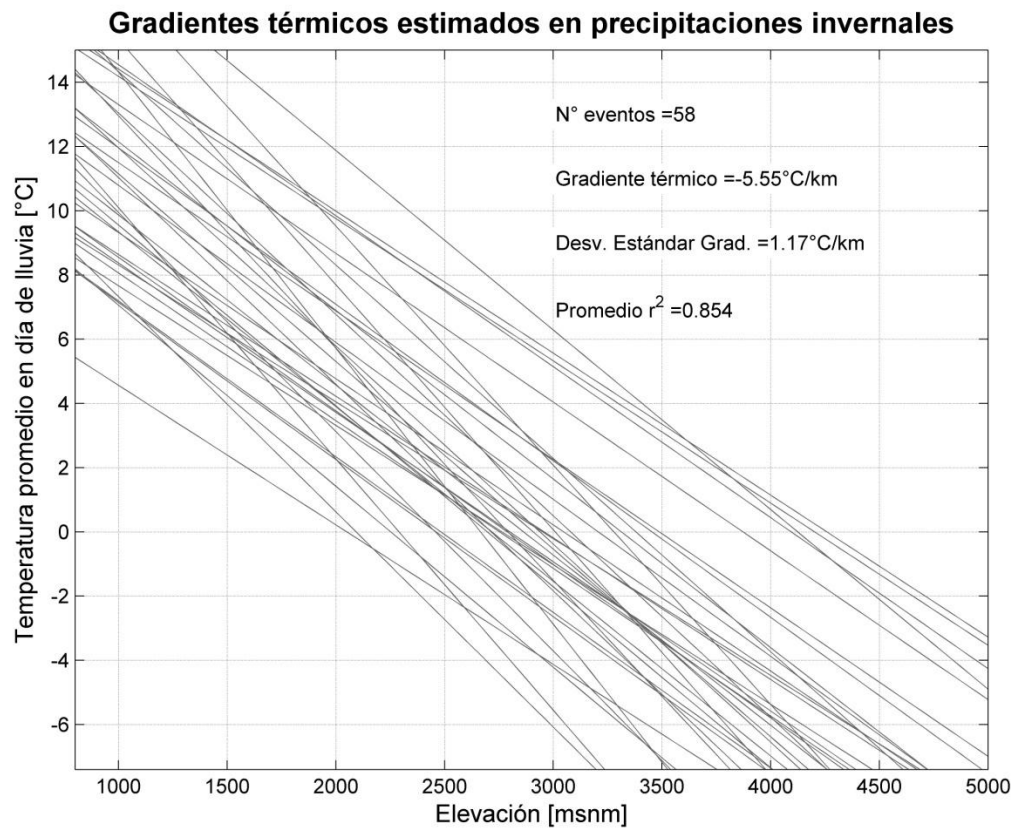


Figura 2: Gradientes térmicos estimados en 58 eventos de precipitación mayor a 10 [mm].

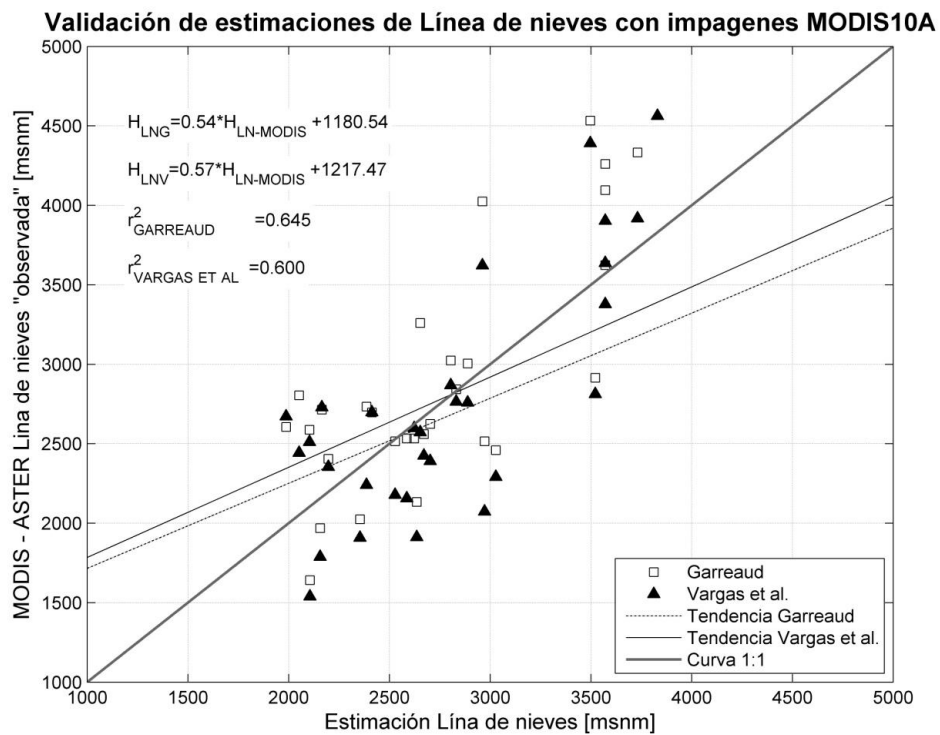


Figura 3: Validación de estimaciones de HLN con metodologías propuestas versus producto MOD10A

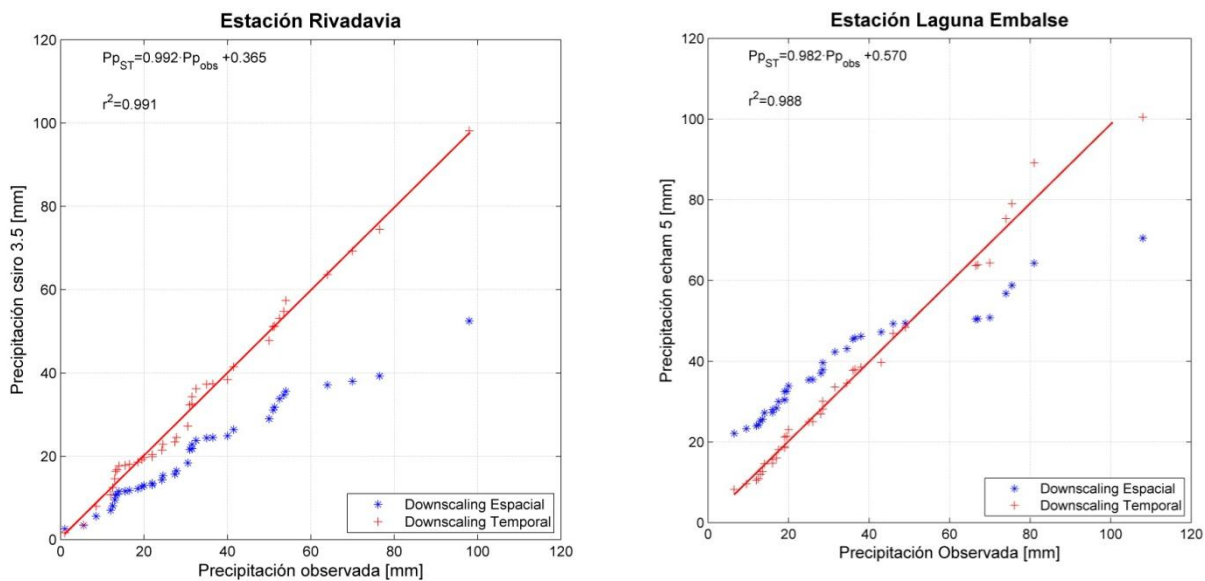


Figura 4: Resultado del ajuste logrado con el procedimiento de downscaling propuesto en la estación Rivadavia con el modelo csiro 3.5 (izquierda) y la estación La Laguna Embalse con el modelo echam5 (derecha).

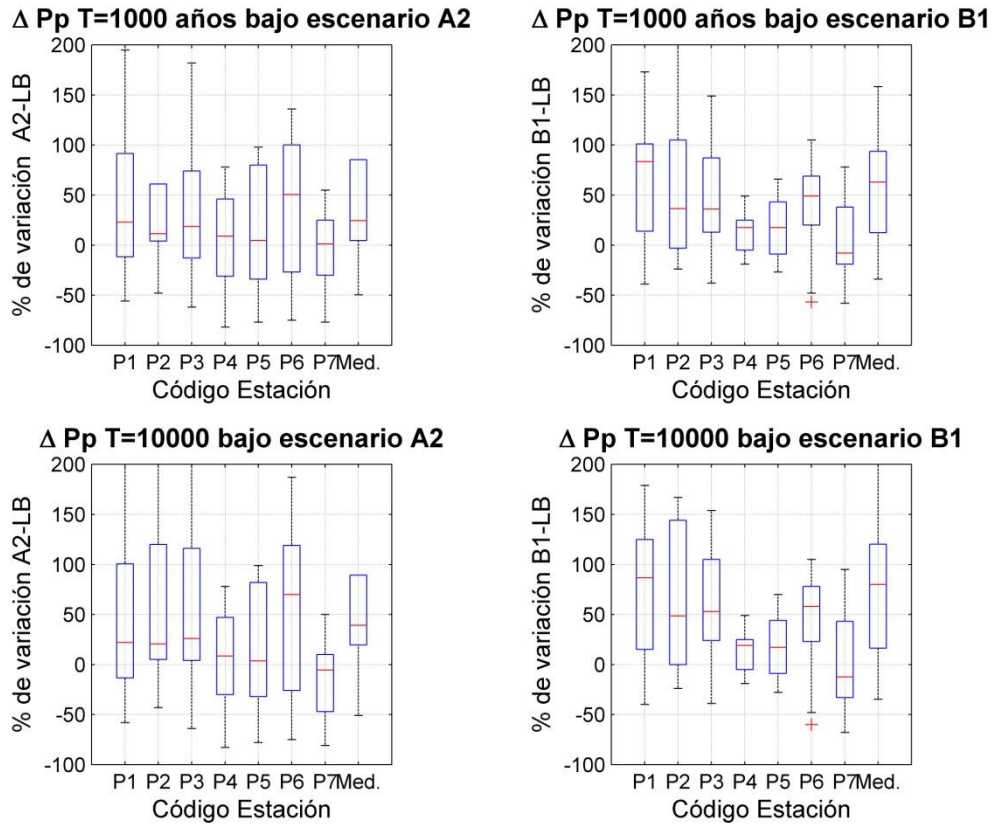


Figura 5: ΔPp de T=1000 y 10000 años bajo escenario A2 (izquierda) B1 (derecha) en estaciones cuenca Puclaro y promedio (Med.) sobre la cuenca para una H_{LN} de alta frecuencia (~1 año de periodo de retorno).

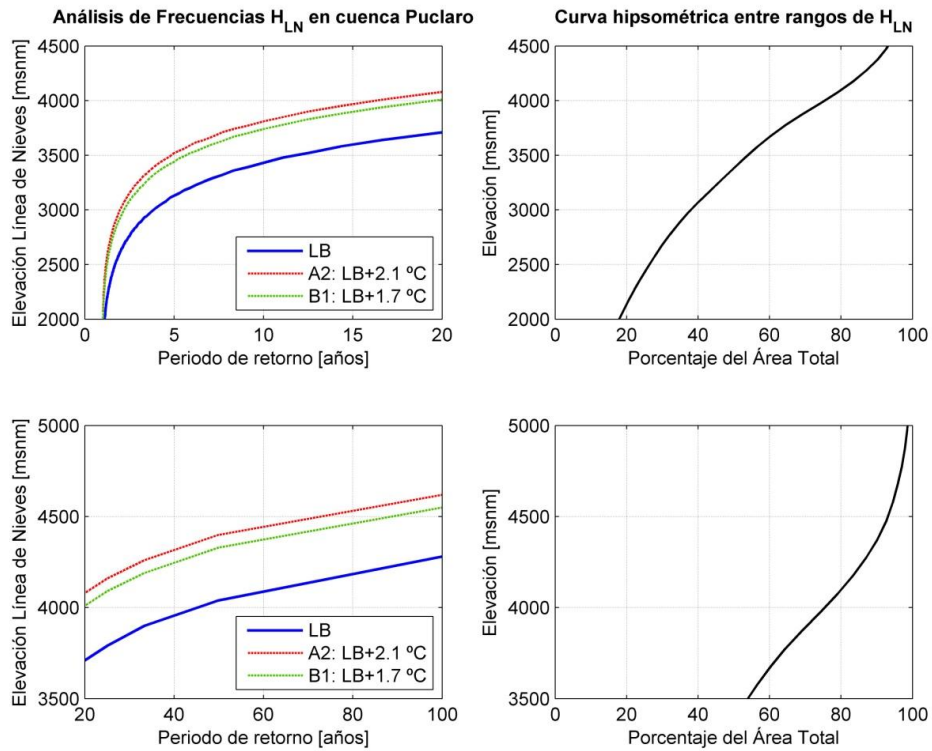


Figura 6: Análisis de frecuencia de HLN para diferentes escenarios (izquierda), curva hipsométrica entre rangos de HLN (derecha)

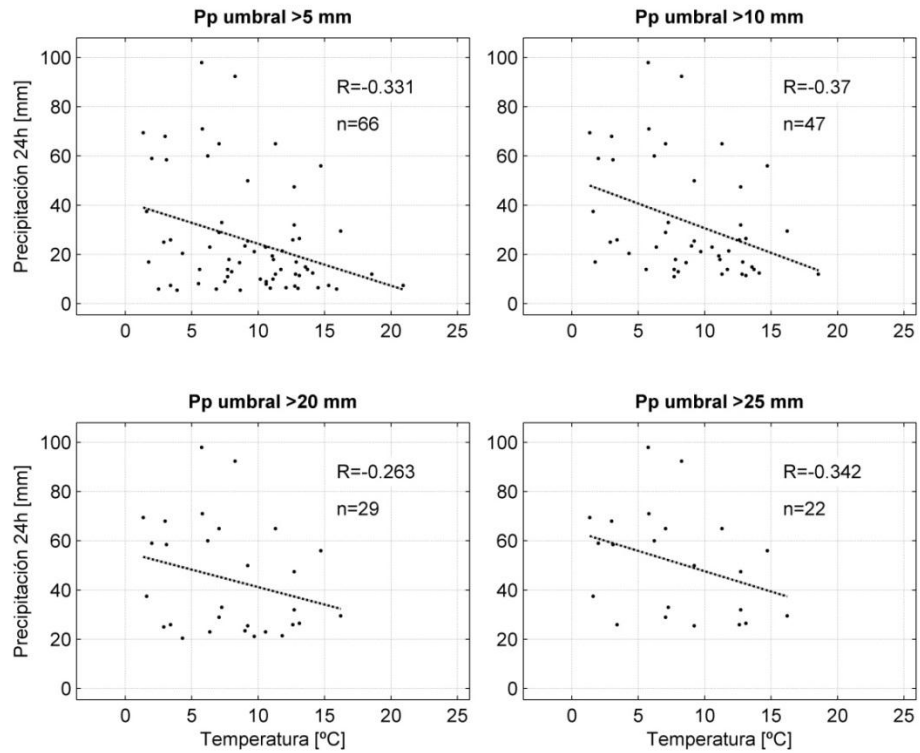


Figura 7: Correlación (R) entre temperatura media diaria y precipitación registrada en la estación La Ortiga y número (n) de eventos sobre el umbral de precipitación (Pp).

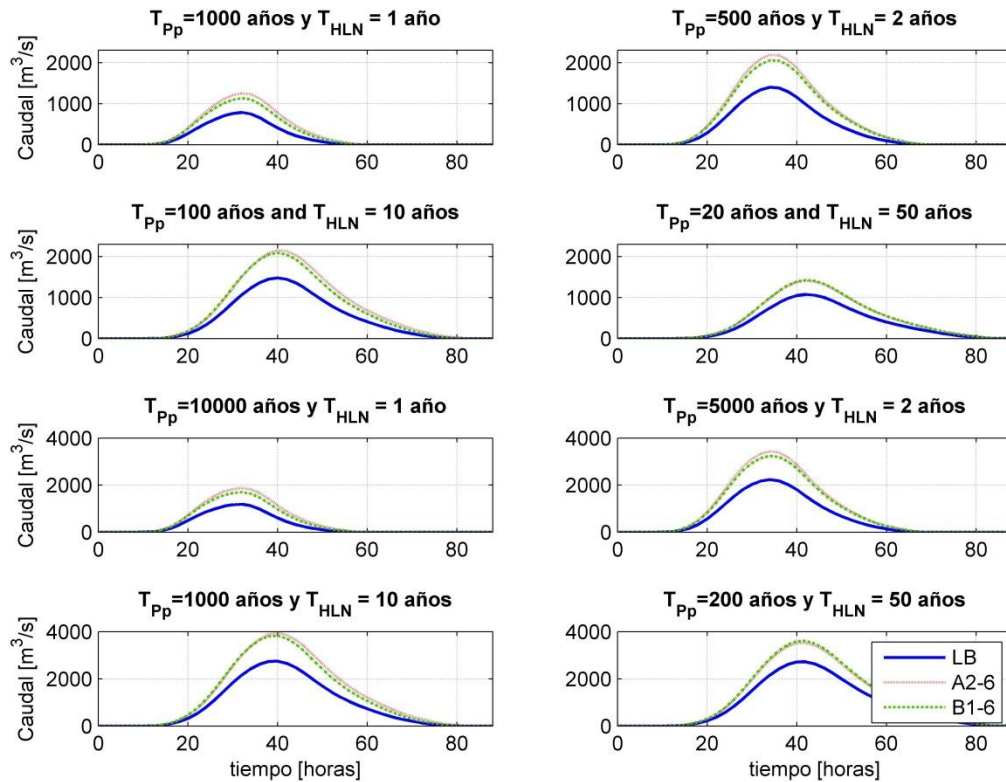


Figura 8: Crecidas de T=1000 y 10000 años dadas diferentes combinaciones de escenarios y H_{LN}, para distribución 10% de Varas (1985) Grupo II. Línea gruesa: LB, Línea segmentada: sub escenario A2-6, Línea punteada: sub escenario B1-6.

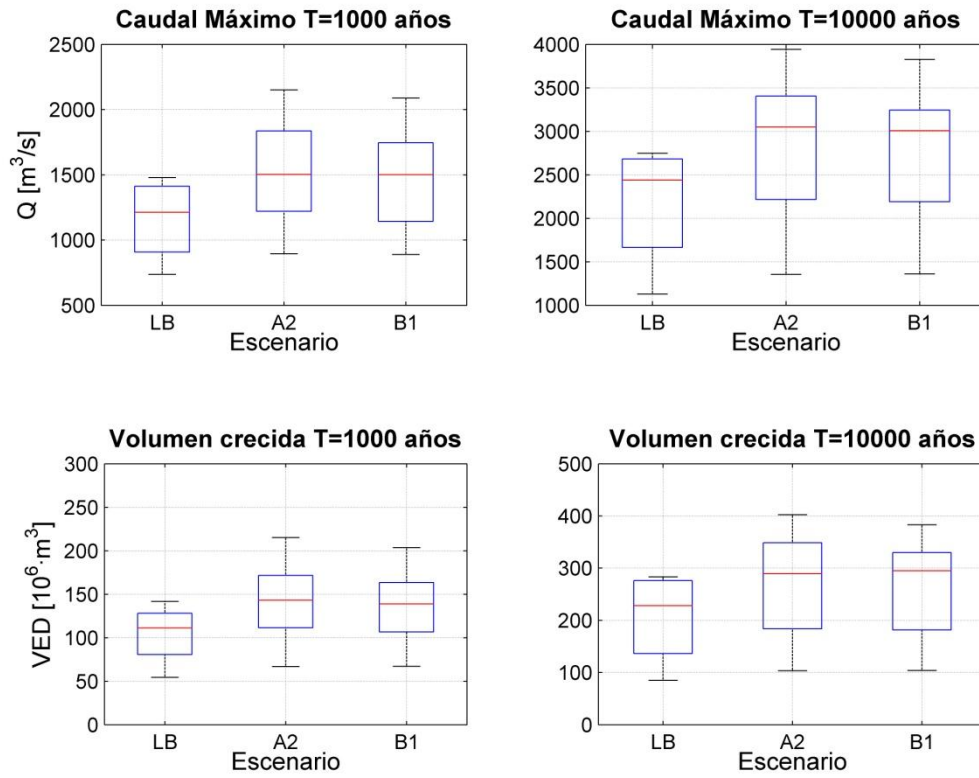


Figura 9: Crecidas de T= 1000 y 10000 años en caudal máximo (Q) y volumen de escorrentía directa (VED) para cada escenario analizado

ANEXO E

Artículo enviado a Journal of Hydrological Sciences. Octubre 2012.



PMP and PMF estimations at sparsely controlled Andinian basins and climate change projections

Journal:	<i>Hydrological Sciences Journal</i>
Manuscript ID:	HSJ-2012-0365
Manuscript Type:	Original Article
Date Submitted by the Author:	16-Oct-2012
Complete List of Authors:	Laqos Zúñiga, Miquel; Universidad de Chile, Civil Engineering; Advanced Mining Technology Center , Group Water, Environment and Sustainability Varqas, Ximena; Universidad de Chile, Civil Engineering
Keywords:	PMP, PMF, orographic effect, climate change, floods

SCHOLARONE™
Manuscripts

URL: <http://mc.manuscriptcentral.com/hsj>

PMP and PMF estimations at sparsely controlled Andinian basins and climate change projections

Miguel A. Lagos Z. & Ximena Vargas M.

Civil Engineering Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile

mlagos@ing.uchile.cl

Abstract Mixed regime Andean basins present a complex scenario for flood analysis. In this study, a methodology to consider orographic effects of the Andes in the Probable Maximum Flood (PMF) estimation in sparsely controlled basins is proposed and applied to the Puclaro reservoir in Chile. Probable Maximum Precipitation (PMP) based on statistical and hydrometeorological methods are estimated for base line period and climate change scenario projections determined with ECHAM5 GCM for 2045-2065 and uncertainty analysis is done.

ECHAM5 GCM temperature projections, for 2040-2065 period, show that there would be a rise in the catchment contributing area that would lead to an increase of the average liquid precipitation over the basin. Temperature projections would also affect the maximization factors in the calculation of the PMP, increasing it up to 126.6% and 62.5% in scenarios A2 and B1, respectively. The PMF would increase up to a +175.5% in the A2 scenario. We propose that the methodology presented in this study could be also used in basins of similar characteristics.

Key words PMP; PMF; orographic effect, climate change, floods.

1. INTRODUCTION

The Probable Maximum Precipitation (PMP), is defined by WMO (2009) as the maximum theoretical limit of precipitation with a determined duration by meteorological conditions and which could cause the Probable Maximum Flood (PMF) that usually determines the design flood of great hydraulic works as dams. The concept itself of PMF is supposed to be the more conservative way of design; nevertheless there have been some failure in existing dams due the occurrence of rainfall events greater than PMP (Graham, 2000).

Graham (2000) tried to answer the question if should be existing dams modified by PMF due these failures. Inspired in this issue we wanted to response the question if great dams are vulnerable to climate change projections in PMP/PMF, due to reports of theoretical (Sugiyama et al., 2010) and statistical (Kharin et al. 2007; Prudhomme et al., 2002) increase in low frequency precipitation events magnitude, making an approach similar to that given by Dörte et al. (2009).

Under climate change the systems expected to be more sensitive, are the ones strongly influenced by snow and glaciers, due to the effects in temperature trends that in Chile has been calculated during the last century in +2.8°C/century (Rösenbluth et al. 1997). The observed trends have affected glaciers surface and 0° isotherm elevation in central Chile (Carrasco et al. 2008; Cassasa, 1995).

The climatic projections could affect hydrologic seasonality (Vanrheenen et al., 2004) or volume and magnitude augmentation in floods due to early snowmelt and precipitation changes (Casale et al., 1999). Maurer (2007) predict that some basins in Sierra Nevada would experience basin run-offs during winter due to a possible precipitation rise and a decrease in the snow water equivalent (SWE), which is caused by a temperature increase.

The PMP can be estimated by means of statistical (Hershfield, 1965) or hydrometeorological criteria (WMO, 2009), where is required a significant amount of spatially distributed meteorological variables. The statistical approach of Hershfield (1961, 1965) for the PMP is rather a shorter-term preliminary analysis, studying series of maximum observed storms, for a wide register of precipitations (> 20 years). This approach has been questioned by Koutsoyiannis (1999), who mathematically proved that it is very similar to a precipitation with a return period of 60 000 years for the Generalized Extreme Value distribution, a frequency determined by the use of the same data that Hershfield used in his analysis.

The hydrometeorological estimation of the PMP can be done from a generalized point of view for extensive regions or rather in the observation of local precipitation systems to a basin scale. The conventional approach of this methodology, applied to areas not affected by the orography, is based fundamentally on the analysis of specific storms and relations of Depth-Area-Duration (DAD) maximized in function of winds and historically extreme moisture conditions.

When approaching the PMP concept in a statistical way, studies show that this value can reach return periods in the USA of 10^5 to 10^9 years (National Research Council, 1994), while Wang (1999, cited by WMO, 2009) proposes that, if the methodology is properly applied, an estimation similar to a return period of 1 000 years could be reasonable.

The concept itself of the maximum theoretical upper limit of precipitation has been questioned by Papalexioiu and Koutsoyiannis (2006), who consider arbitrary the selection of the return period of dew point temperatures, because strictly this could be as big as the designer could want and should not depend on the length of the registers.

Despite the subjectivity of the return period of the maximizing factors, WMO (2009) states that we must highlight the reasonability criteria of the estimations, as the local climatology will always tend to the same meteorological characteristics and the atmospheric moisture of the area will always be limited by saturation conditions, which could only be affected by climate changes. So forecasting much more adverse conditions would contradict the reasonability of the PMP/PMF estimation.

For complex terrain as mountainous basins, mainly three approaches could be used: 1) maximization of DAD curves, 2) theoretical model of orographic precipitation with laminar wind flow assumptions, and 3) assessment of the historical efficiency of storms and its

maximization. All these approaches should incorporate the orographic effect and are properly explained by WMO (2009).

The mean areal precipitation will imply great uncertainties in the magnitude of floods, due the strong influence of this fact on its estimations (Noguchi et al. 1994). The way of averaging precipitation, should include the orographic effect as exist in the Andes (Falvey and Garreaud, 2007) and deal with the problem of lack of monitoring.

Currently, significant research about spatial representation of precipitation, using deterministic and geo-statistic techniques (e.g. Cheng and Liu, 2012; Teegavarapu et al., 2006; Rajeevan et al., 2005; and Sen and Habib, 2001; Daly et al., 1993, among others) has been carried out. Nevertheless, all these methodologies require a relatively heavy monitoring network in order to validate the estimations, presenting a real challenge to apply them in poorly controlled basins.

Another way to distribute precipitation patterns is the use of regional climate models (RCM) and re-analyses. In Chile the regional model PRECIS-DGF is the one with the finest spatial resolution, although, according to DGF (2006), it tends to overestimate the maximum amount of precipitation. Viale (2010) used the CFRS re-analysis (Saha et al., 2010) to quantify this effect in the Andes, obtaining results with a better spatial resolution and reproducing more properly the precipitation events and the orographic effect.

At the Andes here has been little work done to calculate an estimation of the spatial representation of precipitations, usually assuming a precipitation gradient in function of altitude (Cortés et al., 2010; Ministerio de Energía, 2011) or developing more sophisticated models as Buytaert et al. (2006) who distributed geo-statistically precipitation data in Ecuadorian Andes but they don't count with the appropriate validation of their findings due to a lack in monitoring sites.

The main challenge of this study is to determine the potential effects on climate change in the PMP/PMF determination, and the vulnerability of the Puclaro basin in Chile (30.6° S, 70.0° W) to climate change projections in the determination of PMF. For that, we estimated the PMP statistically and hydro meteorologically.

To achieve these objective, the orographic effect and the spatial distribution of the precipitation on the basin are estimated through different approaches, as PRECIS-DGF RCM pattern (DGF, 2006), and an approach of mean annual isohyets (DGA, 1987). Finally, the findings and methods proposed are first compared with observations and later to quantify the possible effects of climate change in the estimation of the PMP/PMF at scenarios A2 and B1, for the period of 2045-2065. Calculations made in this study, involve analyses of statistical uncertainty, temporal distribution of storms, and previous moisture conditions in the basin.

2. METHODOLOGY

2.1. Characteristics of the studied area

The Puclaro basin is an Andinian basin located in the Coquimbo region of Chile (Fig. 1) and has an extension of 6 582 [km²] and an elevation range of 487 to 6 021 [m asl]. It has a semi-arid or steppe-type climate, with an annual average rainfall in Rivadavia at 820 [m asl] of 100 [mm] concentrated between May and August (Khalthoff et al. 2002). The average monthly temperature ranges from 14.5 °C in winter to 20.1 °C in summer. Precipitation events occur mainly due to frontal systems brought by West and Northwest predominant winds (Khalthoff et al. 2002). Fig. 1 shows the network of meteorological stations with registers of more than 30 years and occasional registers of snow routes. The Rivadavia station is used as the base station of this study due its extention and quality of the data. Of all 13 stations shown in Fig. 1, nine are pluviometric with daily records and the other registers: precipitation, temperature and relative humidity, each 6 hours.

The main river in the Puclaro basin is the Elqui River, which has mainly a snowy hydrological regime and an annual medium flow to the reservoir of 9.5 [m³/s], this river reaches an average of 31.2 [m³/s] during the snowmelt period. The maximum instantaneous flow to the Puclaro reservoir is of 108 [m³/s] in winter, with a return period (T) of 10 years. The Puclaro basin has two reservoirs: the *Embalse Puclaro*, which demarcates the studied basin with a 200 [hm³] capacity and *La Laguna Embalse* of 15 [hm³], located in the upper-east area. The spillway design capacity of both reservoirs is of 2 500 [m³/s] and 50 [m³/s] respectively.

Historically the most important floods have been caused by snowmelt, however, local studies (Ministerio de Energía, 2011 and CONAMA, 2008) show that rain-caused floods will increase under A2 projections due to temperature rises projected by the different GCM models, at the basin demarcated by the Elqui station in Algarrobal (29.3 [km] upstream the Puclaro reservoir).

2.2. Precipitation's spatial distribution

In this study particularly, we tried to correlate specific storms and total seasonal rainfalls in rough winters including snow routes through geostatistic method as IDW, kriging and co-kriging with elevation, orientation, and slope, finding regular adjustments (not shown). Due to: 1) the rain gauge density of 933 km²/station, 3.7 times the recommended density of WMO (1994); 2) the majority of them are located in the valleys, not representing the precipitation register in higher elevations and 3) the lack of snow stations, it was not possible to properly validate this kind of spatial interpolation representations.

In order to obtain a better representation of the existing orographic effects in the region (Falvey and Garreaud, 2007), WMO (2009) suggests to analyze a pattern of events associated to a specific return period, leaving apart summer events that could affect such pattern.

The only one existing pattern in the study region corresponds to DGA (1995) that analyzes spatially maximum observed precipitations in 1, 2, and 3 days of T=10 years, but given the common presence of snow in winter time this pattern and the lack of snow gauges at higher altitudes, the study was limited to low altitudes.

To solve the problem of representing appropriately the spatial distribution of precipitation, the behavior of two patterns is assessed:

- Case 1: the orographic pattern defined by DGA (1987) based on annual average floods and annual average precipitations between 1938 and 1987.
- Case 2: a pattern given by the regional model PRECIS-DGF (DGF, 2006), with a 25 km resolution for wintertime rainfalls, and a co-kriging interpolation method, with a DEM spatially aggregated to a 250x250 m² resolution.

For both cases, the pattern was validated in function of precipitation's gradients and wintertime SWE observations in punctual snow routes for specific events, in the preferred wind direction. These patterns were done according to the Rivadavia station located in the low part of the Puclaro basin, downstream the system's main rivers, as shown in Fig. 1.

2.3. Temporal distribution of precipitation

We temporally distributed precipitation at pluviometer stations by an adjustment according to the distance-power method (WMO, 1969), at a time interval of 6 hours; the temporal disaggregation was made for the most severe storms registered in the zone, corresponding to events occurred during July, 1984 and 1987, and August, 1997, where the ENSO phenomenon was present (Schulz et al., 2001).

The temporal distribution of available registers was analyzed and we find that there is a good correlation (not shown) with the theoretical Varas's distribution, Group II (1985), a study comparable to that taken by Huff (1967) where the higher intensities of the storms occur between the 25% and 50% of the total duration time of the events.

2.4. Estimation of the catchment contributing area

Because one of the aims of this study is to determine the PMF, it is necessary to define the most physically favorable scenario for the occurrence of it, which corresponds when the contributing area is equal to the total area of the basin. However, given the topographic diversity of the basin with a wide elevation range of 5 790 [m] and an elevated average soil slope of 45%, the problem can be aborded with both a topographic and a hydrometeorological approach.

- Topographic approach: aims to choose an elevation in which a small altitude variation would not mean a considerable increase in the contributing rain area. In the case of Puclaro Basin the chosen elevation corresponds to 4 300 [m asl], elevation under which the 80% of the contributing area is located.
- Hydrometeorological approach: based on temperature registers of the biggest daily storms of the last 33 years and according to the WMO's (2009) considerations for moisture maximization and given the less than 50 years of temperature data, an elevation of 3 700 [m asl] for the zero isotherm associated to a return period of 100 years was determined.

2.5. PMP determination

There are several approaches for the estimation of the PMP, which vary according to data availability, the climate type, and the existence of orographic effect. This study compares the PMP values obtained by statistical methods and hydrometeorological approaches (WMO, 2009).

2.5.1. Statistical estimation

The statistical methodology of the PMP formulated by Hershfield (1961, 1965), together with the WMO (2009)'s considerations, is used at a station scale. Mainly 7 gauging stations were considered in this estimation, all located inside the basin (Fig. 1) and with a data length larger than 30 years described in Table 1.

2.5.2. Hydrometeorological estimation based on the basin

The hydrometeorological approach of PMP based on the studied basin (from now on HM1), maximizes observed storms through dynamic and moisture maximization factors, this formulation is shown in equation (1).

$$PMP = \frac{\eta_m}{\eta_{obs}} \cdot \frac{W_{in-m}}{W_{in}} \cdot P \quad (1)$$

The dynamic factor η is calculated according to equation (2) and indicates the storm's efficiency where W_{in} is the precipitable water over 1 000 [hPa] inflowing to the basin. These values are obtained in function of the estimated dew point temperature at the same pressure; P is the precipitation over the basin at a duration t . The subscript m indicates a return period of 100 years for the dynamic factor (η_m) and the precipitable water associated to the dew point temperature with the same return period (W_{in-m}).

$$\eta = \frac{P}{W_{in} \cdot t} \quad (2)$$

The daily dew point temperature T_d was estimated through extreme registers of relative humidity and daily temperatures (T_{max} , T_{min} , RH_{max} , RH_{min}) at Rivadavia station, and real vapor pressure (e_d), according to Allen et al. (1998) formulation. It must be said that, because of the lack of relative moisture hourly data, we used the maximum daily dew point temperature in the storms instead of the persistent value in 12 hours, as indicated in WMO (2009).

Assuming the existence of a saturated semi-adiabatic atmosphere and through traditional thermodynamic diagrams, it is possible to estimate the sea-level dew point temperature and, through WMO (2009)'s tables, the content of the precipitable water inflowing to the Puclaro dam.

By replacing equation (2) in (1), we can note that this formulation maximizes the precipitable water of a return period of 100 years by the dynamic factor of the same frequency, which turns the HM1 methodology to the equation (3), being it independent from the most severe precipitations but dependent on the series of calculated historical dynamic factor.

$$PMP = \eta_m \cdot t \cdot W_{in-m} \quad (3)$$

The average precipitation over the basin included in the dynamic factor, in mixed regime basins is influenced by the temperature which is different for each precipitation event. In this study

particularly, the liquid precipitation is considered to be falling over the contributing area that varies depending of the cases aforementioned in 2.4.

2.5.3. Traditional hydrometeorological method

The traditional approach for the estimation of the PMP through hydrometeorological methods (from now on HM2) corresponds to the determination of DAD curves according to WMO (1969) by amplifying the enveloping curve of the observed strongest storms by the moisture maximization factor, and, in some cases, by a wind maximization factor. Since there are no extensive registers of the wind speed in the Puclaro basin, and given the complexity of the wind dynamic through the basin it is very complex to do an assumption of its spatial distribution, this factor is not taken into consideration, which reduces the methodology to equation (4), where the maximization is done only by the moisture factor as explained in 2.5.2.

Because the spatial distribution of the precipitation already includes the orographic effect, this method is applicable according to WMO (2009) recommendations.

$$PMP = \frac{W_{in-m}}{W_{in}} \cdot DAD \quad (4)$$

It is important to highlight that the boundaries of the liquid storms are always given by the catchment contributing areas so as the center of the maximum precipitation will be always located in the highest elevation it was necessary to construct DAD curves for each isotherm zero elevation described in 2.4.

2.5.4. Results assessment

In order to distinguish which method brings the more realistic PMP estimation, the obtained results of each one of the formulations listed above, they were compared with the precipitations associated to return periods of 1 000 and 10 000 years estimated in the gauging stations, and with the enveloping curve determined for the specific strongest global storms registered (Wang et al., 2005) described by equation (5), where P is measured in [mm] and the duration D, in hours. In a similar way, the spatial PMP estimations are compared with the maximum registered precipitations on a given similar area for India, China, USA, and Australia (Rakhecha and Singh, 2009).

$$P = 491 \cdot D^{0.452} \quad (5)$$

2.6. PMF determination

The inflowing PMF to the Puclaro reservoir was determined through the Snyder's Synthetic Unit Hydrograph (SUH), with the calibrated parameters for the study region according to MOP (1995) while the effective precipitation was determined using the Curve Number method (CN) according to MOP (1994) considerations.

For discerning the reliability of PMF estimations, they are compared with frequency analysis and confidence interval estimations of the floods caused by rainfalls and snowmelt, as well as with the enveloping flood of the severest instantaneous flows globally registered in history, given by equation (6) (Wang et al., 2005), where Q_m is the maximum instantaneous flow in [m³/s] and A is the total area of the basin in [km²]. Such relation is valid for basins with an area of 300 to 3 000 000 [km²].

$$Q_m = 1830 \cdot A^{0.316} \quad (6)$$

2.7. Evaluation of potential effects of climate change

The possible effects of climate change are evaluated both for the PMP- 24 hours and for the PMF estimation. In the first case, the effects in the projections of maximum precipitations and in the hydrometeorological factors that determine the PMP are analyzed. Regarding the PMF, we also analyzed the variation in temperature in storm days, its effect in the basin contributing area, and in the SUH parameters, having in this way, projections of PMF variability due to changes in the PMP and modifications in the SUH.

In the case of Hershfield's PMP, a selection among the GCM of the IPCC was made considering the most similar ones to the NCEP/NCAR re-analysis (Kalnay et al., 1996), in terms of annual daily maximum precipitation, trying to reduce the uncertainty that raises from the great dispersion that exists between the precipitation tendencies projected (Rousteenoja et al., 2003; IPCC, 2007).

For the HM1 and HM2 methods of estimation of PMP, there is analyzed only the ECHAM5 model because it reproduces best the historical climatology in the central area of Chile in terms of seasonality and magnitude (not shown). These projections are the ones considered for the evaluation of the variations of the inflowing SUH of the Puclaro reservoir and in the factors and meteorological variables that determines the PMP estimated by hydrometeorological criteria.

Quantifications for possible PMP variations were made according to a statistical downscaling process adapted from the bias correction - spatial disaggregation method (Wood et al., 2004). The downscaling was applied on the series of annual daily maximum precipitation, dew point temperatures, and daily average temperatures interpolated from the GCM to each gauging station in the base line period (BL: 1960-1999), A2 and B1 (2045-2065) scenarios. The projected climate changes at 2045-2065 period (A2 and B1 scenarios) were quantified and compared with the historical scenario BL.

We worked with specific moisture projections of ECHAM5 GCM model in order to assess possible changes in the PMP determined by methods HM1 and HM2, indirectly obtaining the dew point temperature and therefore the precipitable water over an atmospheric column using the same methodology explained in 2.5.2.

2.8. Uncertainty analysis

Since every factor of maximization is calculated in a statistical way, a confidence interval of 95% is determined for each factor. Then we estimate their implications in the hydrometeorological PMP's estimations.

Possible PMF values are also presented, considering the different Varas's probabilistic distributions (1985, Group II), the previous soil moisture conditions according to the CN method and the uncertainty of the PMP estimations according to a 95% confidence interval in the maximization factors when it applies.

3. RESULTS

3.1. Spatial representation of the precipitation

Figures 2 and 3 show the orographic pattern obtained according to PRECIS-DGF model (DGF, 2006) and the annual isohyets (DGA, 1987), respectively. It can be noticed in both cases a rise in the precipitation pattern in the north-west direction that correspond to the preferential direction of the wind during wintertime (Khalhoff et al., 2002), which represents the orographic tendencies of precipitation described by Falvey and Garreaud (2007).

The aforementioned patterns were compared and corrected according the SWE (not shown) and precipitation records following 2.2 considerations. We found that the pattern obtained according to the DGA (1987) study correlates itself better with the observations and seems very similar to the maximum amounts of precipitation in the basin; because of that the future projections of precipitation were done with this criterion.

3.2. PMP estimations in BL

Table 2 shows the average spatial precipitation for PMP and events of 1 000 and 10 000 years of return period together with the average precipitation on the contributing areas described in 2.4 (topographic and hydrometeorological criterions) corrected through the orographic patterns.

The enveloping precipitation according to Wang et al (2005) for a duration of 24 hours is 2 065 [mm], while the most severe storms registered in India, China, USA, and Australia, for an area equal to the total Puclaro basin, are 1 132, 590, 490 and 528 [mm], respectively (Rakhecha and Singh, 2009).

Comparing Table 2 results and the several storms listed above, given the predominant semi-arid climatology in the studied area, the method chosen for the determination of the catchment contributing area is the hydrometeorological approach instead of the topographic method.

At the same manner, the HM1 and HM2 methods were chosen as the most realistic estimation of PMP instead of a statistical approach due the studied area climatic characteristics.

3.3. PMP estimations in scenarios A2 and B1 (2045-2065)

Considering 10 GCMs previously selected through the NCEP/NCAR criterion described in 2.7, Fig. 4 shows the percentages of the statistical PMP variations for each gauging station listed in Table 1 for scenarios A2 and B1.

The statistical PMP variations projected for each scenario present a great dispersion, which reflects itself in an increase of the median of +11.9% and +4.9% for scenarios A2 and B1, respectively. First and third quartiles projections show variations of -9.0% and +58.9% for scenario A2, and of -21.4% and +68.9% for scenario B1, respectively.

Figure 5 shows the projections of the ECHAM5 model of the series of the annual maximum daily precipitation and the corresponding daily average temperature. It can be observed a clear rise in the average temperature in rainy days in a median of +2.6 and +1.7 °C for scenarios A2 and B1, respectively. Having B1 projections a smaller dispersion.

In the case of annual series of maximum daily precipitation, it is projected for both scenarios a smaller variability being slightly higher scenario A2 than B1. Furthermore, a rise in the median of precipitations of a 25% is expected for scenario A2, while the variation for the scenario B1 is only of 7% in relation to the BL median.

When considering a wet adiabatic gradient of -5.55 °C /km equal to the average estimated in the BL period, the rise in temperature in rainy days would generate an elevation of the zero isotherm to 4 260 and 4 080 [m asl] for scenarios A2 and B1, respectively with a return period of 100 years.

In terms of the average precipitation level on the basin, although the ECHAM5 model projects negative variations in the annual maximum daily precipitations, despite this, due to the catchment contributing area increase, the average liquid precipitation would be expected to rise in the basin due the strong influence of the orography.

The factors that determine the PMP according to the HM1 method and equation (3) project an increase of +48.1% and +59.5% for the dynamic factor and variations of +10% and -7.1% for the atmospheric moisture maximization factor in scenarios A2 and B1 respectively, due mainly to the projected increase on temperature for precipitation events.

Figure 6 shows the variations of the DAD curves of the 24-h PMP HM2, where a generalized increase for both scenarios can be observed, although it is smaller in scenario B1, due to the rise in temperature and its effects previously described.

Table 3 summarizes the PMP estimations according to the Hershfield method and the HM1 and HM2 methods in the Puclaro's basin, for conditions of climate change in scenarios A2 and B1, as well as its relative rises regarding the BL period.

3.4. PMF estimations

Figure 7 shows the PMF estimated by different methods, at the historical BL period in comparison to frequency analysis floods in wintertime and snowmelt periods with their respective confidence interval (95%). It is also shown the flood according to the obtained value of Wang et al. (2005)'s enveloping curve of equation (6), which corresponds to 29 448 [m³/s].

In Fig. 7 we can see that the events with a return period of 10 000 years, caused both by rainfall and snowmelt, are not bigger than the PMF's values. However, the PMF projected by the HM2 method is included in the confidence interval associated to snowmelt-caused floods of T=2 500 years, while the PMF projected by the HM1 method is included in the confidence level of snowmelt-caused floods with a 5 500-year return period.

Since the Hershfield methodology produces bigger floods than the historical floods' enveloping curve (Wang et al. 2005), which were registered in much wetter climate basins, it is considered to be a not very realistic approach.

With both, statistical and hydrometeorological approach, the PMF would mean significant rises in the maximum instantaneous floods and the direct runoff volume that are shown in Table 4, where variations for the PMF obtained according Hershfield's PMP are also included.

3.5. Analysis of the statistical uncertainty of the results

Figure 8 shows the range of the possible PMP values that could be obtained in each scenario when 95% confidence intervals of the factors of maximization in the hydrometeorological methods used are incorporated. The variation range is 127, 429, and 333 [mm] for the HM1 method in scenarios BL, A2, and B1, respectively. These uncertainties increase in future scenarios due to the decrease in the number of statistical data and the climate change projections, being especially greater in scenario A2.

The PMP obtained with the HM2 method presents variation intervals of 49, 242, and 120 [mm] in scenarios BL, A2, and B1, respectively. These ranges are smaller than HM1 method because this method only includes the (same) moisture maximization factor.

Regarding the PMF, Fig. 9 shows the variation range of the maximum instantaneous flows of the PMF that includes the previous moisture conditions' variations, probability of exceedance of the temporal distribution of rainfall according to Varas (1985, Group II)'s distributions, and the variation ranges of the PMP estimations according to methods HM1 and HM2 (95%).

Figure 9 also indicates that, the higher variability can be found in scenario A2 for both methods and an even higher variability is obtained with the HM1 method in each scenario given the statistical uncertainty induced by the double maximization factors used. This variation range reaches a maximum of 20 710 [m³/s] in scenario A2, causing maximum instantaneous flows similar to the threshold value given by Wang et al. (2005) much higher than in the BL where this range is 9 949 [m³/s].

4. RESULTS DISCUSSION

The spatial representation of the meteorological variables in sparsely-controlled basins brings a strong limitation in this kind of studies. The lack of stations located in higher areas and distributed around the streams does not properly represent the spatial behavior of the storms, and, in many cases, those located in higher altitudes could have their registers altered because of the snow. In consequence, the use of regional climate models would be a really powerful tool for obtaining these patterns, however, when comparing the current estimations with those obtained from observations (DGA, 1987) in Fig. 2, it is possible to appreciate a great overestimation in higher areas, as concluded in DGF (2006).

When comparing the PRECIS patterns and those obtained by observations (DGA, 1987) with wintertime gradients generated in North-West frontal systems' directions, including snow routes measurements for particular events, it can be concluded that the orographic pattern obtained by observed data (DGA, 1987) represents more faithfully the spatial variability of the precipitation, at least in the better-controlled sub-basin in the preferential wind direction (NW).

In the determination of the catchment contributing area, we can conclude from results of Table 2 that a meteorological point of view is more appropriate than a topographic criteria, because little realistic areal PMP values were obtained with the latter when compared with precipitations of return periods of 1 000 and 10 000 years and with precipitations over equal areas registered in India, USA, China, and Australia (Rakhecha and Singh, 2009).

Respect the hydrometeorological methods, we can imply:

- HM1 method corresponds to a statistical method that multiplies the duration of the storm, the atmospheric moisture over a basin and the dynamic factor, both associated to a return period of 100 years (equation 3). This method seems to have smaller subjectivity than others, and only varies its calculation according to the extension of the meteorological records.
- HM2 method focuses on the study of specific storms, using a DAD behavior pattern that presents major subjectivity in their selection.

Taking in consideration the work involved in determining the catchment contributing area in mixed regime basins (that will lead to construct new DAD relations for each event), we

propose the use of a contributing area given by the zero isotherm elevation with a return period of 100 years resulting in safer designs.

Table 2 indicates that HM2 method gives PMP values 35% smaller than HM1 method at BL period, which could change if, we also would have included the amplification by a wind factor in order to evaluate more possibilities, as proposed by Fernando and Wickramasuriya (2010). These authors conclude that the double-maximized HM2 method is similar to the Hershfield's PMP estimation. The lack of distributed and extensive wind speed measures, as well as the complexity of its flow in the basin intercepted by several mountains barriers, makes it difficult to calculate proper estimations for this factor in the studied area; a fact that also don't allow to apply theoretical models of laminar flow for mountain barriers (WMO, 2009), only applicable to the sub-basin located in the South-West part of the Puclaro's basin.

To the Papalexiou and Koutsoyiannis (2006) questioning of the theoretical upper limit of precipitation, we also declare that climate change projections will change this limit. More than questioning about the existence of PMP we suggest quantifying climate change projections in its determination.

PMF estimations in the BL are significantly higher than rain-caused floods and are included in the confidence interval of snowmelt-caused floods for return periods from 2 500 years on, owed to its great variation (Fig. 7). We can conclude from Fig. 7 that, as the Hershfield's PMP estimation generates greater floods than the historical punctual precipitation enveloping (Wang et al., 2005), it is better to leave this methodology aside for the studied area.

Future projections in scenarios A2 and B1 present great dispersion in the Hershfield's PMP analysis in Fig. 4. This dispersion matches up with Rousteenoja et al. (2003)'s projections, and, in the same way, we can notice a statistical rise of the average precipitation that matches up with the regional results obtained by Kharin et al. (2007) for precipitations with a return period of 20 years. This increase is theoretically possible because of the rises in temperature that make the precipitable water content go bigger (Sugiyama et al. 2010), according to the ECHAM5 model analyzed.

Future rises of temperature for scenarios A2 and B1, projected by ECHAM5 model for rainy days, are very similar to monthly projections made according to the global downscaling of 15 GCM by Maurer et al. (2007)'s GCMs. In the same way, when comparing the historical analysis of temperatures made by Rösenbluth et al. (1997), who found a heating of +2.8 °C/century in the annual average temperature, the studied projections are still reasonable.

Statistically speaking, the downscaling process used should be observed with caution, as the relations used in scenario BL don't have to be necessarily the same for future time periods, however the projected variations should not be looked like observations. Instead,

we should look at them focusing on the projected changes as Prudhomme et al. (2002) suggested, due to the quality of the current state of art for the GCM models.

Regarding the PMF, a rise in the maximum instantaneous flow for the HM1 method is projected to be of +72.7% and +75.9%, while in the HM2 method variations of +174.5% and +84.8% can be projected for scenarios A2 and B1, respectively. In both methods and scenarios, we can also see the effect of the temperature rise through runoff volume, as observed in Table 4.

The analysis presented here enabled the assessment of the effects of potential projected floods and conceptually resemble with local studies results for the Elqui River basin at *Algarrobal* (Ministerio de Energía, 2011 and CONAMA, 2008) that exhibited a change in the hydrological regime.

The use of the SUH allowed us to evaluate climate change projections, however, the use of other hydrological models that include the physics involved in the hydrological cycle, as well as the spatial distribution of meteorological data and the snowmelt processes would greatly improve the more relevant and sensitive variables that determines rainfall causes floods in snowy regime basins.

In order to apply more sophisticated distributed models in the evaluation of water resources due climate change (e.g. Maurer, 2007), the spatial representation of meteorological variables must be enhanced by the improvement of gauging stations that include snow stations, radars and the validation and testing of other RCM and re-analyses.

PMP estimations' uncertainties, can conduct to results that introduce large ranges in the BL up to 127 [mm] and 42 [mm] in scenario A2, which represents a great variation for areas where the annual precipitation level reaches the 100 [mm]. Regarding the PMF, the variation ranges of the maximum instantaneous flow of 9 950 and 20 710 [m³/s] in scenarios BL and A2, respectively, results equally important reaching Wang et al. (2005)'s limit threshold.

These potential variations in the estimations of the maximum of potential events and possible climate projections must be considered by the decision-makers in order to ensure an appropriate hydrological design, given the long-term period considered in the conception of huge hydraulic works as well as potential climate change's effects in studied areas, as concluded by Dörte et al. (2009).

5. CONCLUSIONS

The existence of a pattern of spatial precipitation, allows the application of different hydrometeorological approaches for estimating PMP in sparsely-controlled basins (WMO, 2009), with a previous validation with observations of precipitation and snow routes (if applies), at least in the preferential wind direction in the rainfall period.

In mixed hydrological regime basins with rough topography, as the studied zone, the catchment contributing area for the probable maximum flood determination should be done through a hydrometeorological criterion that considers the statistics of temperatures or the snow data (regarding the situation), rather than a topographic or an average snow line elevation, in order to avoid over or underestimation in its estimation. It is proposed, in case of existence of temperature data, the use of an isotherm zero elevation with a return period of 100 years.

Climate change projections in the study area, show an average increase in probable maximum precipitation and probable maximum flood. This rise would be caused mainly due to the increase in temperature during rainy days and its effects in the precipitable atmospheric water content and in the augmentation of the catchment contributing area. Such effects mostly depend on the particular topography of each basin and can be extended to other regions of similar hydrological regimes and geomorphologic characteristics.

The sources of uncertainty quantification, as well as the potential effects of climate change will deliver a large range of possible probable maximum floods, and low frequency floods, which should be considered by decision-makers in the design of major hydraulic works given their long lifetime.

Acknowledgements The authors acknowledge the water and climatological Chilean authorities: *Dirección General de Aguas* and *Dirección Meteorológica de Chile* by providing the meteorological data used in this paper.

References

- Allen**, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. And M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage paper **56**. FAO, Rome 300, 6541
- Buytaert** W., Celleri, R., Willems, P., De Bièvre B. and G. Wyseure. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the South Ecuatorian Andes. *Journal of Hydrology*. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.031
- Carrasco**, J., Osorio, R. and Cassasa, G. 2008. 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**, 186.
- Casale**, R., Bronstert, A. and Samuels, P. 1999. Impact of Climate Change on Flooding and Sustainable River Management. Proceedings of the 2. International RIBAMOD Workshop, Wallingford, 26 - 27 February 1998. European Commission, DG XII, Environment and Climate Programme; Office for Official Publications of the European Communities, Luxemburg.
- Cassasa**, G. 1995. Glacier inventory in Chile: current status and recent glacier variations. *Ann. Glaciol.* Vol. **21**, 317-322.
- Cortés**, G., Quezada, M., Raggetli, S., Pellicciotti, F. and J.P. McPhee. 2010. Comparison of modelling approaches in assessing hydrologic processes in a high elevation, semi-arid Andean watershed. American Geophysical Union, Fall Meeting, 2010, abstract #H41F-1145.
- Cheng** Feng-Wen and Chen-Wuing Liu. 2012. Estimation of spatial rainfall distribution using inverse distance weighting (IDW) in the middle of Taiwan. *Paddy and Water Environmental*. Springer. DOI 10.1007/s10333-012-0319-1

- Comisión Nacional del Medio Ambiente (CONAMA).** 2008. Análisis de la vulnerabilidad del sector silvoagropecuario, recursos hídricos y edáficos de Chile frente a escenarios de cambio climático. AGRIMED Universidad de Chile.
- Daly** Christopher, Neilson Ronald P. and Donald Phillips. 1993. A statistical-topographic model of mapping climatological precipitation over Mountainous Terrain. *Journal of Applied Meteorology*. Vol **33** pp 140-158.
- Departamento de Geofísica (DGF)** Universidad de Chile. (2006). Estudio de Variabilidad Climática en Chile para el Siglo XXI. *CONAMA*.
- Dirección General de Aguas (DGA).** 1995. Precipitaciones Máximas en 1, 2 y 3 días. Ministerio de Obras Públicas. República de Chile
- Dirección General de Aguas (DGA),** 1987. Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile.
- Dörte** Jakob, Robert Smalley, Jeanette Meighen, Karin Xuereb and Brian Taylor. 2009. Climate change and Probable Maximum Precipitation. HRS No. 12. Australian Government Bureau of Meteorology. Hydrometeorological Advisory Service, Water Division, Melbourne.
- Falvey**, M., and Garreaud, R. 2007. Wintertime precipitation episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic influences. *Journal of Hydrometeorology* **8**, 171-193.
- Fernando**, W.C.D.K. and Wickramasuriya, S. 2010. The hydrometeorological estimation of probable maximum precipitation under varying scenarios in Sri Lanka. *International Journal of Climatology*.
- Hershfield**, D. M. 1961. Estimating the probable maximum precipitation, *Proc. ASCE, J. Hydraul. Div.*, **87**(HY5), 99-106.
- Hershfield**, D.M. 1965. Method for estimating probable maximum rainfall, *J. Am. Waterworks Assoc.* **57**: 965-972.
- Huff**, F. A. 1967. Time Distribution of Rainfall in Heavy Storms. *Water Resources Research*. vol. **3**, nº4, 1007-1019.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).** 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor y H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 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, and D. Joseph. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, No. 3, 437-470
- Khalthoff**, N.; Bischoff-Gauß, I.; Fiebig-Wittmaack, M.; Fiedler, F.; Thürauf, J.; Novoa, E.; Pizarro, C.; Castillo, R.; Gallardo, L.; Rondanelli, R. and M. Kohler. 2002. Mesoscale Wind Regimes in Chile at 30°S. *American Meteorological Society*. Vol **41** pp 953-970.
- Kharin**, V. V., Zwiers, F., Zhang, X., and Hegerl, G. 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC. *J. Climate*, **20**:1419-1444.
- Koutsoyiannis**, Demetris. 1999. A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation. *Water Resources Research*, **35**(4), 1313-1322.
- Maurer**, E. 2007. Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California, under two emissions scenarios. *Climatic Change*. **82**:309-325. DOI 10.1007/s10584-006-9180-9
- Maurer**, E., Brekke, L., Priutt, T., and Duffy, P. B. 2007. Fine-resolution climate projections enhance regional climate change impact studies. *Eos Trans. AGU*, **88** (47), 504.
- Ministerio de Energía.** 2011. Selección y aplicación de un modelo hidrológico para estimar los impactos del cambio climático en la generación de energía del sistema interconectado central. Departamento de Ingeniería Civil, División Recursos Hídricos y Medio Ambiente, Universidad de Chile.
- Ministerio de Obras Públicas (MOP)**, República de Chile (1995). Manual de cálculo de crecidas y caudales mínimos en cuencas sin información fluviométrica. Dirección General de Aguas.

- Ministerio de Obras Públicas (MOP)**, República de Chile. (1994). Proyecto Embalse Puclaro. Consorcio de Ingeniería INGENDESA-EDIC Ltda. Vol. VII
- National Research Council**. 1994. Estimating Bounds on Extreme Precipitation Events, National Academy Press, Washington, 1994)
- Noguchi**, M; Tahat, H and H. Hanada. 1994. The effects of space averaging on rainfall-runoff analysis. Reports of the Faculty of Engineering, Nagasaki University, Vol. **24**, No. 43. <http://hdl.handle.net/10069/24451>
- Papalexiou**, S. M. and Koutsoyiannis, D. 2006 A probabilistic approach to the concept of Probable Maximum Precipitation, *Adv. Geosci.*, **7**, 51-54.
- Prudhomme** Christel, Nick Reynard and Sue Crooks. 2002. Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now?. *Hydrol. Process.* **16**, 1137–1150. DOI: 10.1002/hyp.1054
- Rajeevan**, M; J. Bhate; J.D. Kale and B. Lal. 2005. Development of a high resolution daily gridded rainfall data for the Indian region. Government of India. Met. Monograph Climatology No. **22**.
- Rakhecha**, Pukh Raj and Vijay P. Singh 2009. Applied Hydrometeorology. Springer. ISBN: 978-1-4020-9843-7 (Print) 978-1-4020-9844-4 (Online)
- Rousteenoja**, K., Carter, T., Jylhä, K., and Tuomenvirta, H. 2003. Future climate in world regions: an intercomparison of model-based projections for the new IPCC emissions scenarios. The Finnish Environment 644, Finnish Environment Institute, Helsinki, 83 pp.
- Saha**, Suranjana and Coauthors. 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bull. American Meteorological Society **91**, 1012.1057. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1. <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Sen** Zekai and Zeyad Habib. 2001. Monthly spatial rainfall correlation functions and interpretations for Turkey. *Journal of Hydrological Sciences*, **46** (4).
- Schulz**, N., J. P. Boisierb and P. Aceituno. 2011. Climate change along the arid coast of northern Chile. *Int. J. Climatol.* Published online in Wiley Online Library. (wileyonlinelibrary.com) DOI: 10.1002/joc.2395
- Sugiyama**, M., Shiogama, S., and S. Emori. 2010. Precipitation extreme changes exceeding moisture content increases in MIROC and IPCC climate models. PNAS vol **107** no 2, pp. 571-575.
- Teegavarapu**, Ramesh; Tuffail, Mohammed and Lindell Ormsbee. 2006. Optimal function forms for spatial interpolation of precipitation data. Environmental Informatics Archives, Vol. **4**, pp. 343-353.
- Varas**, E. 1985. Hietogramas de Tormentas de Diseño. VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica, SOCHID, Concepción, Chile.
- Vanrheenen**, N., Wood, A., Palmer, R. N. And D. Lettenmaier. 2004. Potential implications of PCM climate change scenarios for Sacramento-San Joaquin river basin hydrology and water resources. *Climatic Change* **62**: 257-281. Kluwer Academic Publishers.
- Viale**, Maximiliano. 2010. Características de las precipitaciones orográficas de invierno sobre los Andes subtropicales centrales. Tesis para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos.
- Wang**, G. 1999 Principles and Methods of PMP/PMF Calculations. Beijing, China Water Power Press and Yellow River Water Resources Publishing House.
- Wang** G, B. Li and J. Wang J. 2005 World's greatest known point rainfalls and their enveloping curve formula. Also published 2006: *Advances in Water Science*, **17**(6): 831-836.
- World Meteorological Organization (WMO)**. 2009. Manual for estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP), WMO-No. **1045**.
- World Meteorological Organization (WMO)**. 1994. Guide to Hydrological practices WMO-No. **168**. Geneva, Switzerland.
- World Meteorological Organization (WMO)**. 1969 Manual for Depth-Area-Duration analysis of storm precipitation . WMO-No. **237**. TP 129, Geneva.
- Wood**, A., Leung, L., Sridhar, V., and D. Lettenmaier (2004). Hydrologic implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *J. Climatic Change*. Springer Netherlands , p. 189-216.

Table 1 Weather Stations near the Puclaro reservoir. WGS 84 H19S.

Code	Name	UTM N [m]	UTM E [m]	Altitude [m asl]	Years of register
P1	Vicuña INIA	6 673 645	334 506	730	40
P2	Rivadavia	6 682 825	349 469	820	57
P3	Monte Grande	6 670 313	356 032	1 120	50
P4	Pisco Elqui DMC	6 666 743	356 133	1 250	32
P5	Los Nichos	6 663 904	355 688	1 330	32
P6	La Ortiga	6 657 957	356 723	1 560	32
P7	Laguna Embalse	6 658 116	399 735	3 160	47

Table 2 Daily PMP and maximum precipitation associated to T= 1 000 and 10 000 years in the Puclaro basin.

Daily Precipitation [mm]	Isotherm Zero Elevation	
	Topographic criterion	Hydrometeorological criterion
	4 300 [m asl]	3 700 [m asl]
Hershfield PMP	1 238	1 004
HM1 PMP	469	410
HM2 PMP	430	267
Precipitation of T=1 000 years	313	259
Precipitation of T=10 000 years	391	323

Table 3 PMP estimations at A2 and B1 scenarios (2045 – 2065) at Puclaro basin.

Estimation method	Isotherm zero elevation		Percentage variation	
	A2	B1	A2	B1
	4 260 [m asl]	4 080 [m asl]		
Hershfield PMP [mm]	1 309	1 207	+30.4%	+20.2%
HM1 PMP [mm]	670	608	+63.4%	+48.3%
HM2 PMP [mm]	605	434	+126.6%	+62.5%

Table 4 Differences regarding the BL period in the PMF estimation in normal previous moisture conditions in the Puclaro reservoir's basin.

PMP method to estimate the PMF	Maximum instantaneous flood variation		Direct runoff volume's variation	
	A2	B1	A2	B1
	Hershfield	+27.2%	+17.3%	+34.7
HM1	+72.7%	+55.9%	+85.8%	+65.7%
HM2	+175.5%	+84.8%	+200.0%	+96.5%

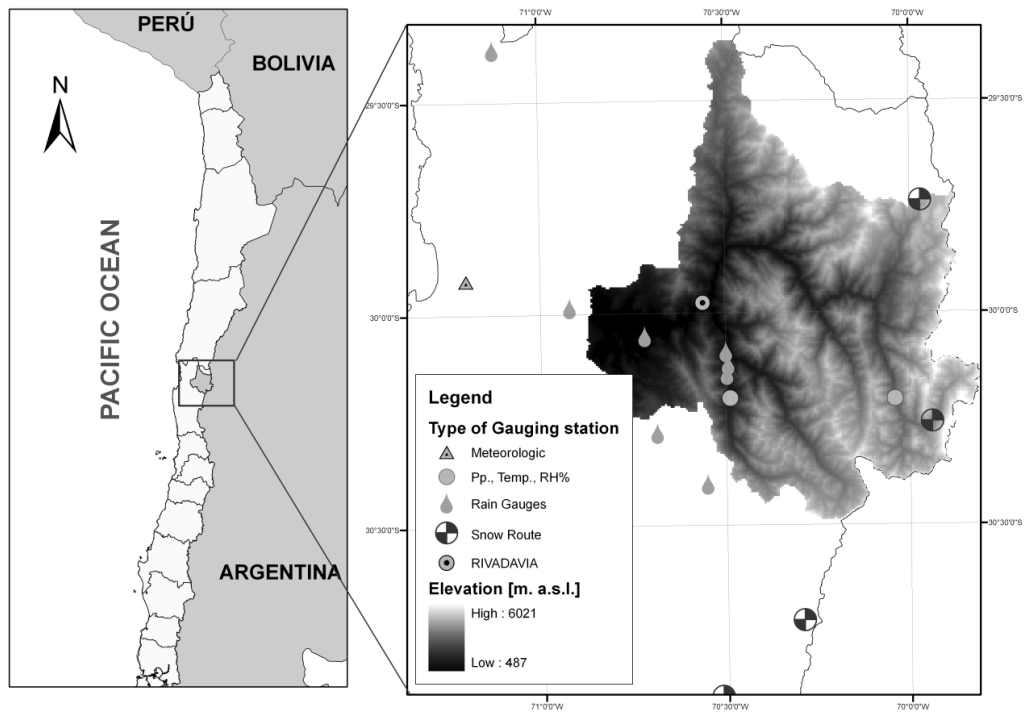


Fig. 1 General location of the Puclaro basin (left) and gauging stations with registers of more than 30 years (right) used in this study.

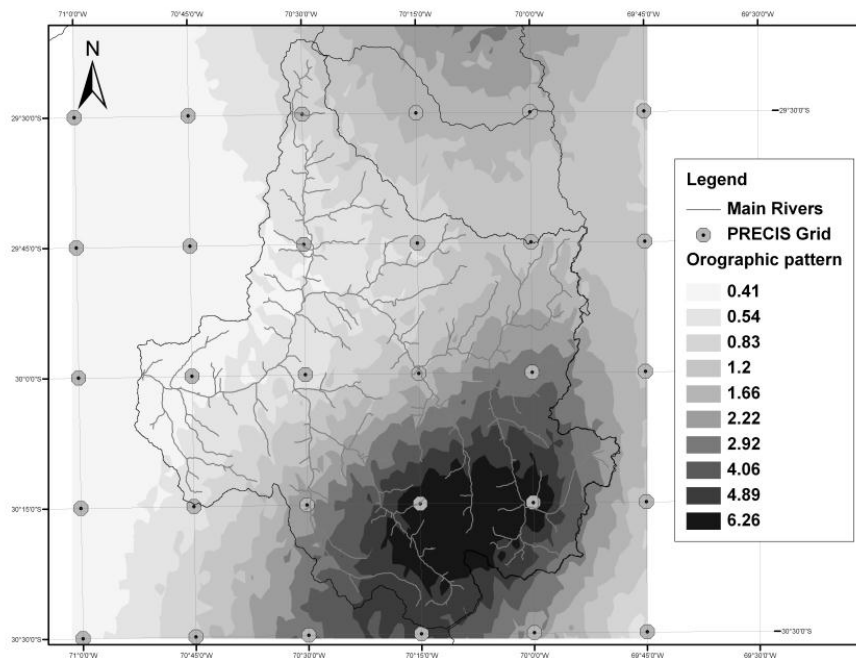


Fig. 2 Annual maximum daily precipitation pattern. Ratio between the average wintertime precipitation level given by the PRECIS-DGF model and the one registered in the Rivadavia station.

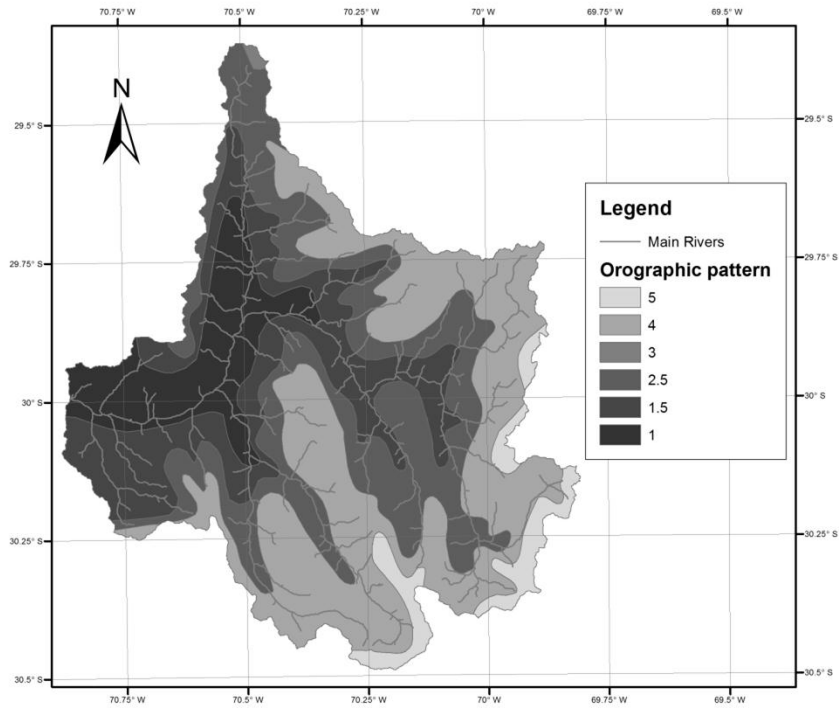


Fig. 3 Annual maximum daily precipitation. Ratio between the average annual precipitation given by DGA (1987) and the one registered in the Rivadavia station.

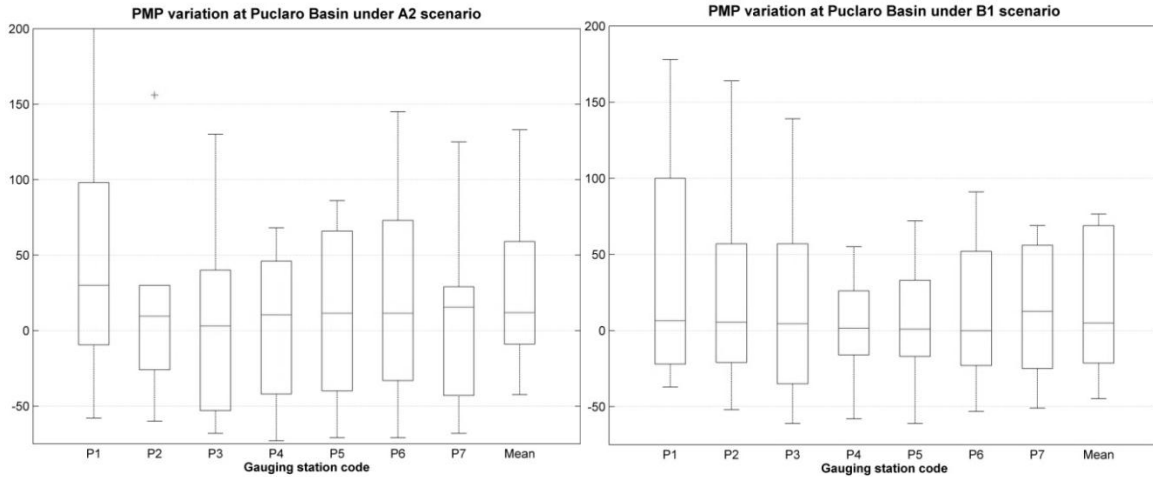


Fig. 4 Percentages of variation regarding the BL scenario for the PMP according to the Hershfield method for scenarios A2 (right) and B1 (left)

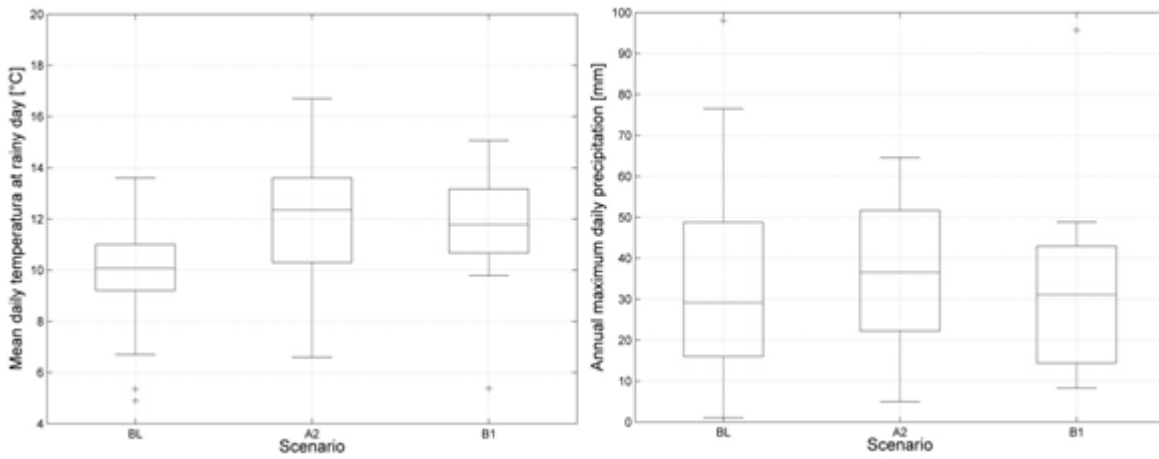


Fig. 5 ECHAM5 model's projections for the temperature's median in rainfall events (left) and annual maximum daily precipitation level (right) in scenarios BL, A2, and B1. Puclaro reservoir's basin

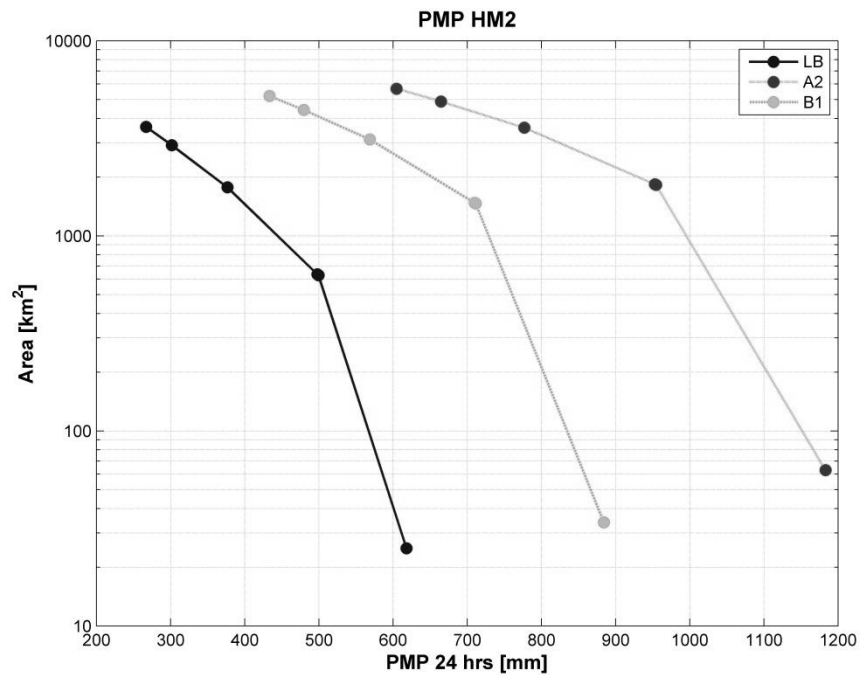


Fig. 6 PMP curves of 24 hours of duration for maximization according to the atmospheric moisture factor in scenarios BL, A2, and B1. Puclaro reservoir's basin.

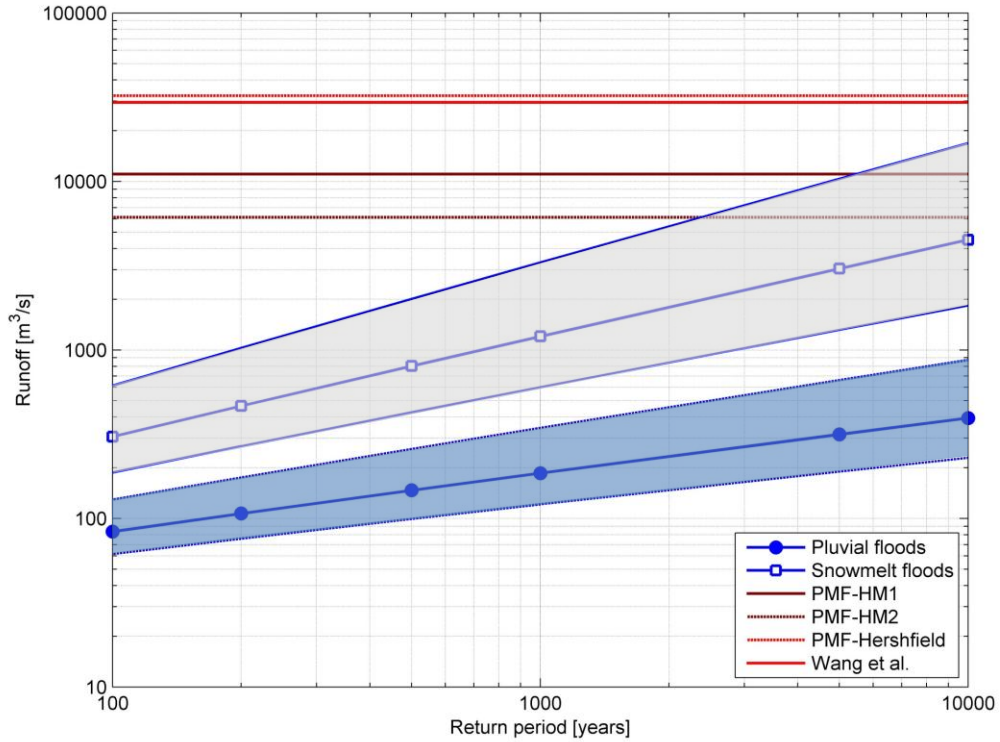


Fig. 7 PMF estimations and frequency analysis of the historical floods due to rainfall in the basin of Puclaro reservoir

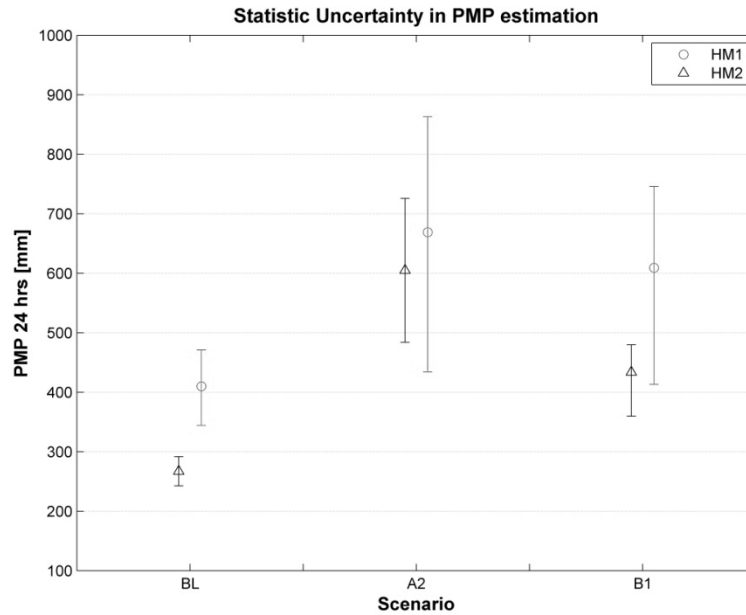


Fig. 8 Range of variation of the 24-hour PMP values' median over the catchment contributing area of the Puclaro reservoir for an isotherm elevation of 0 °C with a return period of 100 years in scenarios BL, A2, and B1.

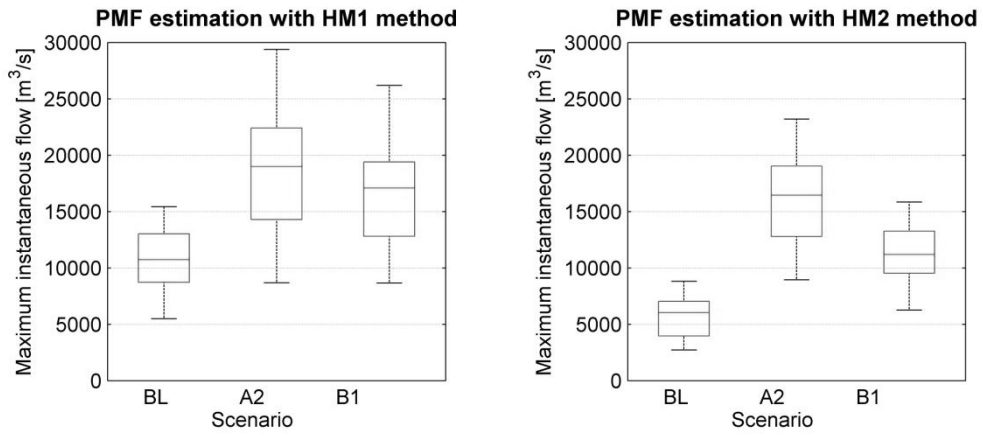


Fig. 9 PMF maximum instantaneous flow's variation according to HM1 (left) and HM2 (right) methods in Puclaro reservoir's basin