



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

**USO DE UN MODELO LLUVIA  
ESCORRENTÍA PARA LA  
CARACTERIZACIÓN DE CRECIDAS  
RÁPIDAS EN LA PRECORDILLERA  
ANDINA  
EL CASO DE LA QUEBRADA RAMÓN**

**VERÓNICA PILAR RÍOS BRIONES**

Tesis para optar al grado de  
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:  
**JORGE ALFREDO GIRONÁS LEÓN**

Santiago de Chile, (Enero, 2015)

© 2015, Verónica Ríos



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

**USO DE UN MODELO LLUVIA  
ESCORRENTÍA PARA LA  
CARACTERIZACIÓN DE CRECIDAS  
RÁPIDAS EN LA PRECORDILLERA  
ANDINA  
EL CASO DE LA QUEBRADA RAMÓN**

**VERÓNICA PILAR RÍOS BRIONES**

Tesis presentada la Comisión integrada por los profesores:

**JORGE GIRONÁS**

**CRISTIAN ESCAURIAZA**

**GUSTAVO CALLE**

**SEBASTIÁN RÍOS**

Para completar las exigencias del grado de  
Magister en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, (Enero, 2015)

A mi madre, por su apoyo incondicional, con todo el amor le dedico el trabajo puesto en la realización de esta tesis.

## AGRADECIMIENTOS

A Dios por ser mi guía, mi protector y mi sustento. Porque puedo vivir confiada sabiendo que sus planes para mi vida son de bien.

A mi mamá, por ser mi apoyo constante, más aún en estos dos años lejos del hogar. Gracias en especial por alentarme a seguir adelante frente a las adversidades de la vida.

A mis hermanas Karina y Silvana, que con sus llamadas y mensajes, lograron hacerme sentir cerca de casa a pesar de la distancia.

Al Gobierno Ecuatoriano, que a través del SENESCYT, financió mis estudios en el extranjero.

A mi profesor guía Jorge Gironás, por el tiempo dedicado a la elaboración de este proyecto, por compartir desinteresadamente su saber y experiencia.

A la Dirección General de Aguas (DGA) y a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) por la información suministrada para la elaboración de este trabajo.

A mis amigos y compañeros del Magister, en especial a Camila, Tamara, Juan Carlos y Paulina, con quienes he compartido hermosos momentos y también he aprendido nuevas formas de ver el mundo. Siempre tendrán un lugar en mi corazón. Un especial agradecimiento a Juan Carlos por su ayuda en la programación de rutinas para este trabajo.

A Sandra, por ser más que una amiga, mi hermana chilena. Gracias por estar conmigo en los buenos y malos momentos.

A los nuevos amigos, pero no por eso menos importantes, a Diana por ser el vínculo usado por Dios para retomar mi camino, y a mis compañeras de cicleada Gaby y Carlita por su linda y sincera amistad.

A todas las personas que conocí y compartí durante esta etapa de mi vida. Por las experiencias vividas, con todos los aciertos y desaciertos, que me dejaron grandes lecciones de vida, y que contribuyeron a acercarme cada vez más a cumplir el propósito para el cual Dios me creó.

## INDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA .....	ii
AGRADECIMIENTOS .....	iii
INDICE DE TABLAS .....	vi
INDICE DE FIGURAS.....	viii
<b>RESUMEN</b> .....	x
ABSTRACT .....	xi
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	6
2.1 Área de estudio .....	6
2.2 Modelo Hidrológico.....	7
2.2.1 Transformación lluvia - escorrentía .....	8
2.2.2 Evapotranspiración.....	17
2.2.3 Derretimiento y acumulación de nieve .....	18
2.3 Información meteorológica y desagregación espacial y temporal.....	21
2.3.1 Precipitación.....	22
2.3.2 Temperatura .....	30
2.3.3 Radiación Solar .....	31
3. CALIBRACIÓN y validación DEL MODELO .....	32
3.1 Calibración.....	33
3.2 Efecto del método de desagregación horaria de precipitación en la simulación de crecidas máximas.....	37
3.3 Validación por eventos .....	39
4. ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN DE LAS CRECIDAS MÁXIMAS .....	40
4.1 Mapas de caracterización de crecidas.....	40
4.2 Efecto de la precipitación y temperatura mínima diarias .....	44

4.3 Efecto de la precipitación antecedente .....	46
4.4 Ocurrencia de caudales extremos .....	47
5. CONCLUSIONES .....	52
BIBLIOGRAFIA .....	55

## INDICE DE TABLAS

Pág.

Tabla 2-1: Almacenamiento máximo en la vegetación según el tipo de cobertura del suelo de Quebrada Ramón. Adaptación de Bennett (1998) .....	10
Tabla 2-2: Parámetros adoptados en la modelación para cada subcuenca. I: intercepción, $S_R$ : almacenamiento superficial.....	11
Tabla 2-3: Parámetros adoptados en la modelación para cada subcuenca. S: pendiente, $t_c$ : tiempo de concentración, R: coeficiente de almacenamiento R, $Q_0$ : caudal inicial de recesión, k: constante de recesión .....	16
Tabla 2-4: Tiempo de concentración $t_c$ y tiempo de retardo $t_{lag}$ de los cauces de la cuenca .....	17
Tabla 2-5: Valores de los parámetros para el cálculo del almacenamiento y derretimiento nival según el método del índice de temperatura. (Fuente: Mazal, 2012) .....	20
Tabla 2-6: Función de tasa de derretimiento ATI definida en función del rango de temperatura presente en la simulación. (Fuente: Mazal 2012) .....	20
Tabla 2-7: Relación de precipitaciones entre Quinta Normal y Quebrada Ramón.....	22
Tabla 2-8: Estaciones meteorológicas. Institución encargada DGA.....	23
Tabla 2-9: Radiación solar mensual promedio. MEC (2015) .....	31
Tabla 3-1: Parámetros de calibración del modelo SMA de infiltración. Bibliografía de referencia: Bruce 2010, Fleming y Neary 2004, Bennett 1998 y CMAGC 2004.....	33
Tabla 3-2: Test de bondad de ajuste para distintas funciones de probabilidad.....	36
Tabla 3-3: Resultados del Test de Tukey para comparar las distribuciones de probabilidad de caudales máximos obtenidas con diferentes desagregaciones de precipitación horaria.....	38
Tabla 3-4: Caudales máximos observados y rango de valores simulados para tres eventos de crecidas.....	39

Tabla 4-1: Coeficientes de correlación entre el caudal máximo  $Q$  promedio y el de cada evento, y las distintas variables explicativas consideradas (i.e.  $T_{\min}$  del día, precipitación del día  $P_{\text{día}}$ , precipitación de los 3 días anteriores  $P_{3\text{días}}$  y precipitación de los 7 días anteriores  $P_{7\text{días}}$ ).....46

## INDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2-1: La cuenca de la Quebrada de Ramón. (a) Ubicación y estaciones hidrometeorológicas utilizadas, (b) red de drenaje, (c) configuración del modelo Hec-HMS de la cuenca. ....	7
Figura 2-2: Uso del suelo en la cuenca de la Quebrada de Ramón. GRRM (2012) .....	10
Figura 2-3: Esquema del proceso de simulación de transformación lluvia – escorrentía usado en Hec-HMS. (USACE 2000) .....	13
Figura 2-4: Ejemplo de ajuste a la curva de recesión de caudales en abril 2014.....	16
Figura 2-5: Curva doble masa para el análisis de los datos de (a) temperatura, y (b) precipitación de la estación meteorológica Quinta Normal. ....	21
Figura 2-6: Gradiente de precipitación para la región Metropolitana de Santiago, y ecuación para el cálculo de la precipitación anual P (mm), donde h es la elevación (m)	24
Figura 2-7: Diagrama de la metodología desagregación de precipitación (modificado de Socolofsky et al., 2001).....	27
Figura 2-8: Valor mensual calibrado del umbral $\varepsilon$ .....	28
Figura 2-9: Calibración (primera columna) y validación (segunda columna) del modelo de desagregación de precipitación, (a) y (b) varianza, (c) y (d) coeficiente de autocorrelación de orden 1, (e) y (f) probabilidad de lluvia igual a cero. Los valores observados y simulados corresponden a la media del promedio de los estadísticos de cada año. La incertidumbre de los datos observados (diagrama de barras), se representa a través de la desviación estándar de la media de los estadísticos del total de años.....	29
Figura 2-10: Comparación entre temperaturas horarias observadas y simuladas en estación Quinta Normal. Período (junio 2014 a mayo 2015).....	31
Figura 3-1: (a) Comparación entre la curva de frecuencia de caudales máximos simulada con Hec-HMS y otras previamente obtenidas reportadas por DGA (2015), (b) ajuste de distribución log normal a curva de frecuencia de caudales máximos .....	35

Figura 3-2: Curva de frecuencia obtenida para los 5 escenarios de desagregación de precipitación generados.....37

Figura 4-1: Mapa de caracterización de crecidas para distintos rangos de  $T_{\min}$  diaria observada en el día de la crecida. Se relaciona el caudal máximo simulado con la precipitación diaria observada el día en que ocurre la crecida (1ª columna), con la precipitación de los 3 días antecedentes (2ª columna) y con la precipitación de los 7 días antecedentes (3ª columna). Los diagramas de caja muestran los percentiles 0,25, 0,50 y 0,75, y los valores mínimos y máximos de las crecidas. Los números sobre los diagramas de caja representan la cantidad de crecidas asociada a cada intervalo de precipitación y temperatura. ....43

Figura 4-2: Caracterización de las crecidas mayores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  en función de los percentiles de precipitación y  $T_{\min}$  del día definidos según el mes en que ocurre el evento. En el análisis se agrupan las crecidas en rangos de  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ . (a) Percentil precipitación 1 día, (b) Percentil precipitación 3 días, (c) Percentil precipitación 7 días. ....51

## RESUMEN

La gestión del riesgo de crecidas requiere una efectiva caracterización y predicción. Este es un tema importante en cuencas no aforadas con tiempos de respuesta cortos, en donde es necesaria una rápida caracterización basada en pronósticos meteorológicos fáciles de obtener. Típicamente, esta caracterización considera métodos que adoptan umbrales de precipitación, que requieren registros con resoluciones temporales finas. Además estos métodos se han desarrollado para cuencas pluviales, en donde la temperatura del aire es un factor irrelevante. Este estudio propone una caracterización simple, basada en datos meteorológicos diarios de crecidas en cuencas de precordillera, en donde la ocurrencia y distribución de la lluvia y la nieve es controlada por la topografía y la temperatura. La metodología combina desagregación horaria y extrapolación espacial de los registros de temperatura y precipitación diaria con un modelo hidrológico continuo calibrado para replicar eventos de crecidas extremas. El caso de estudio usado es la cuenca de la Quebrada de Ramón localizada en la precordillera de Santiago, Chile. Se desarrolló mapas de caracterización que relacionan las magnitudes de las crecidas con las precipitaciones y las temperaturas mínimas diarias. Los resultados muestran que las crecidas extremas son explicadas principalmente por las altas precipitaciones, y en menor medida por las temperaturas altas que elevan la isoterma cero y permiten el incremento del área contribuyente de escorrentía directa. Estas crecidas son producidas por eventos de precipitación diaria mayores a 70 mm o iguales a 60 mm, dependiendo si la temperatura mínima del día oscila entre 5 a 10 °C o excede los 10 °C, respectivamente. Por otra parte la mayoría de estas crecidas tiene lugar si la lluvia ha ocurrido durante los últimos 2 días. Los resultados de este estudio pueden servir como base de un sistema de alerta temprana simple para cuenca nivo-pluviales no aforadas, en donde es relevante la localización de la isoterma cero.

Palabras Claves: inundación, precordillera Andina, simulación continua, isoterma cero, evento extremo

## ABSTRACT

Flash flood risk management requires an effective flood characterization and prediction. This is a major issue in ungauged, short time response front range watersheds, for which a quick characterization based on easy to obtain and forecast meteorological information is needed. Typically such characterization considers methods that adopt rainfall thresholds, which require rainfall records at fine temporal resolutions. Moreover these methods are developed for pluvial watersheds where air temperature is an irrelevant factor. This paper proposes a simple characterization based on daily meteorological data of floods in front range basins, in which the occurrence and distribution of rain and snow is controlled by the relief and air temperature. The methodology combines hourly disaggregation and spatial extrapolation of daily temperature and rainfall records with a continuous hydrologic model calibrated to replicate extreme flood events. As case study we used the Quebrada de Ramón watershed located in the front range of Santiago, Chile. We developed characterization maps relating flood magnitudes and precipitation and minimum daily temperatures. Results show that extreme floods are explained mainly by extreme precipitation and, to a less extent, a high minimum temperature that raises the zero isotherm and allows an increase of direct runoff contributing areas. Such floods are produced by daily rainfall events larger than 70 or 60 mm, depending on whether the day minimum temperature ranges between 5 - 10°C, or exceeds 10 °C. Furthermore, most of these floods take place if rainfall has occurred the previous 2 days. The outcomes of this study can become the basis for simple early warning systems for ungauged nivo-pluvial watersheds in which the location of the zero isotherm is relevant.

**Keywords:** flood, Andean front range, continuous simulation, zero isotherm, extreme event

## 1. INTRODUCCIÓN

Los desastres hidrometeorológicos son el tipo de desastre natural más común y perjudicial en el mundo (Guha-Sapir *et al.* 2014). En la década de 1980, a nivel mundial se reportó un promedio de pérdidas por inundaciones de US \$ 7000 millones / año, valor que se incrementó a US \$ 24 mil millones / año para el período 2001 - 2011 (Kundzewicz *et al.* 2014). Este incremento se debe en gran parte al aumento de la población y la urbanización, que contribuyen a acrecentar la vulnerabilidad frente a la inundación (Bouwer 2010). Esta situación se torna más crítica a causa del cambio climático, en especial en regiones semiáridas, en donde se prevé que la probabilidad de ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos aumentará significativamente durante los próximos años (IPCC 2014). En este contexto toma importancia la caracterización de eventos de crecidas extremas, así como la implementación de un adecuado sistema de gestión de éstas.

Dos de los elementos fundamentales en la caracterización y gestión de crecidas son (1) la existencia de una red de medición hidrometeorológica que proporciona información histórica para desarrollar los métodos de predicción, y entrega periódicamente datos para el pronóstico y toma de acción en tiempo real, y (2) una relación entre las variables hidrometeorológicas y los niveles de agua o daños potenciales. Los métodos que se usan para establecer la relación mencionada incluyen desde el uso de simplificaciones gráficas, tablas o algoritmos, hasta la implementación de complejos modelos de simulación hidrológica e hidráulica (e.g. Amadio *et al.* 2003,

Martina *et al.* 2006, Norviato *et al.* 2008, Montesarchio *et al.* 2009, Turkington *et al.* 2014,). La condición básica que cumplen los sistemas de pronósticos de crecidas es que el tiempo que toma la recolección y procesamiento de datos, más el tiempo requerido para adoptar las medidas previstas, es menor al tiempo de respuesta de la cuenca (Martina *et al.* 2006). En los grandes sistemas hidrológicos esta condición es más fácil de cumplir, ya que los caudales en un cierto instante y lugar están determinados por condiciones que se presentan con mucha anterioridad. En particular, un monitoreo en línea de caudales en distintos puntos, puede ser suficiente para caracterizar y gestionar una crecida aguas abajo. Sin embargo, en cuencas pequeñas de fuerte pendiente, caracterizadas por la rápida transformación lluvia - escorrentía, tal condición es difícil de lograr, volviéndose impráctica la aplicación de los sistemas de alerta tradicionales.

Comúnmente las ciudades y asentamientos poblacionales de las regiones mediterráneas se sitúan en las estribaciones de las cordilleras, sobre valles estrechos y abanicos aluviales, con cuencas aportantes pequeñas y topografía compleja con fuertes pendientes (Amadio *et al.* 2003, Norviato *et al.* 2008). Esta topografía hace que la ubicación de la isoterma cero (i.e. cota que aproximadamente limita las áreas que reciben precipitación nival y pluvial) sea relevante, puesto que impacta los volúmenes y caudales directamente escurridos. Este contexto constituye el escenario ideal para la generación de posibles desastres hidrometeorológicos que a menudo ocasionan la pérdida de vidas humanas y daños a la propiedad (Norviato *et al.* 2008, Cannon *et al.* 2008). Esta situación se agrava ya que los tiempos de respuesta son cortos, lo que dificulta la implementación de sistemas de alerta tradicionales. Se hace necesario

entonces desarrollar e implementar sistemas de alerta temprana no tradicionales que con poca información permitan estimar las magnitudes de las crecidas frente a eventos meteorológicos.

La literatura reporta diversos estudios para caracterizar eventos hidrometeorológicos en cuencas de montaña con tiempos de respuesta cortos. A partir de registros horarios de precipitación, el método desarrollado por el Servicio Meteorológico Nacional de Estados Unidos, Flash Flood Guidance (*FFG*), utiliza un modelo lluvia-escorrentía para determinar un umbral de precipitación efectiva uniforme espacial y temporalmente distribuida que genera inundaciones con períodos de retorno de hasta 2 años (Mogil *et al.* 1983). De Vita y Reichenbach (1998) establecieron un umbral de precipitación acumulada para identificar la ocurrencia de deslizamientos de tierra. Similarmente, Mancini *et al.* (2002) utilizan un modelo lluvia-escorrentía iterativo, junto con hietogramas sintéticos con diferentes formas y duraciones, para estimar un umbral de precipitación asociado a una descarga crítica. Martina *et.al* (2006) estiman un umbral de alerta de precipitaciones, el que depende de las condiciones de humedad antecedente y la percepción de los interesados en lo referido a la conveniencia de declarar una alerta.

Los anteriores estudios identifican una crecida a partir de la ocurrencia de precipitaciones mayores a un valor umbral definido para distintas duraciones, a la vez que implementan modelos hidrológicos e hidráulicos para la cuantificación de ésta. Luego, estos métodos requieren de registros representativos de precipitación a escala temporal fina (i.e. horario o más fino) no siempre disponibles, particularmente en zonas precordilleranas en países en vías de desarrollo. Además, muchos de estos estudios

desprecian la influencia de la topografía en la distribución y ocurrencia de precipitación, al no considerar la variabilidad espacial de ésta. Finalmente estos estudios son aplicables a cuencas pluviales ya que no consideran los efectos de la temperatura concurrente en la generación de caudales máximos, despreciando el control que ejerce ésta sobre la ocurrencia de precipitación líquida vs nival. Es entonces necesario desarrollar metodologías simples de caracterización de crecidas que utilicen datos meteorológicos de mayor disponibilidad (i.e. diario), y consideren tanto la precipitación como la temperatura. Estas metodologías servirían de base para desarrollar sistemas de alerta temprana de crecidas en cuencas precordilleranas.

El objetivo de este estudio es modelar, caracterizar y analizar crecidas máximas que se producen en cuencas de precordillera con tiempos de respuesta cortos, donde además de la precipitación, la temperatura y topografía controlan la generación de estas crecidas. En particular, se busca identificar las relaciones entre las crecidas máximas y las condiciones de precipitación y temperatura diaria durante el evento y los días previos. Como caso de estudio se eligió la cuenca de la Quebrada Ramón, una cuenca de precordillera, pequeña y de fuerte pendiente (i.e. 25% de pendiente promedio), ubicada en Chile central. Para esta identificación y caracterización se construyó un modelo hidrológico continuo a escala horaria, el que utiliza registros diarios de precipitación y temperatura desagregados temporalmente con un método estocástico y determinístico respectivamente, y espacialmente extrapolados. Las múltiples ejecuciones del modelo permiten representar distintos hietogramas de precipitación concurrentes con temperaturas observadas, de manera de originar distintas crecidas. El análisis de estas

simulaciones, permite obtener conclusiones relevantes para el pronóstico de crecidas en esta y otras cuencas similares, a partir del registro y pronóstico de precipitaciones y temperaturas diarias.

El documento se organiza de la siguiente forma: La sección 2 presenta los métodos y materiales empleados, y describe el área de estudio y el modelo hidrológico desarrollado. En la sección 3 se calibra el modelo usando la curva de frecuencia de caudales anuales máximos. En la sección 4 se muestran los resultados, los que se focalizan en la caracterización de caudales máximos en función de la precipitación y temperatura mínima diaria. Finalmente, la sección 5 presenta las conclusiones y recomendaciones finales.

## **2. MATERIALES Y MÉTODOS**

### **2.1 Área de estudio**

La cuenca de la Quebrada de Ramón (Figura 2-1a) es una cuenca de 36 km<sup>2</sup> ubicada en Chile central, provincia de Santiago, en el sector occidental de la Cordillera de Los Andes. Su altura máxima es de 3253 m (cima del cerro Ramón) y su salida al curso receptor está a una elevación de ~830 m. Los principales tributarios del cauce principal son la Quebrada la Pichanga, la Quebrada de Los Maquis y la Quebrada de los Quillayes (Figura 2-1b). La parte alta de la cuenca presenta pendientes mayores al 20% y baja cobertura vegetal, mientras que bajo los 1250 m el cauce principal escurre en forma encajonada con una pendiente del 10% (EMOS 1996). El suelo en la cuenca es mayoritariamente franco y franco-limoso, de granulometría muy heterogénea con proporciones altas de finos (DICTUC 1998). El clima en la zona es templado mediterráneo, siendo la precipitación anual promedio 500 mm (DICTUC 1994). Hay 5 meses lluviosos en invierno (mayo – septiembre) y los meses de verano son secos. La cuenca es de régimen nivo-pluvial, presentándose las crecidas más importantes en el invierno producto de precipitaciones principalmente frontales.

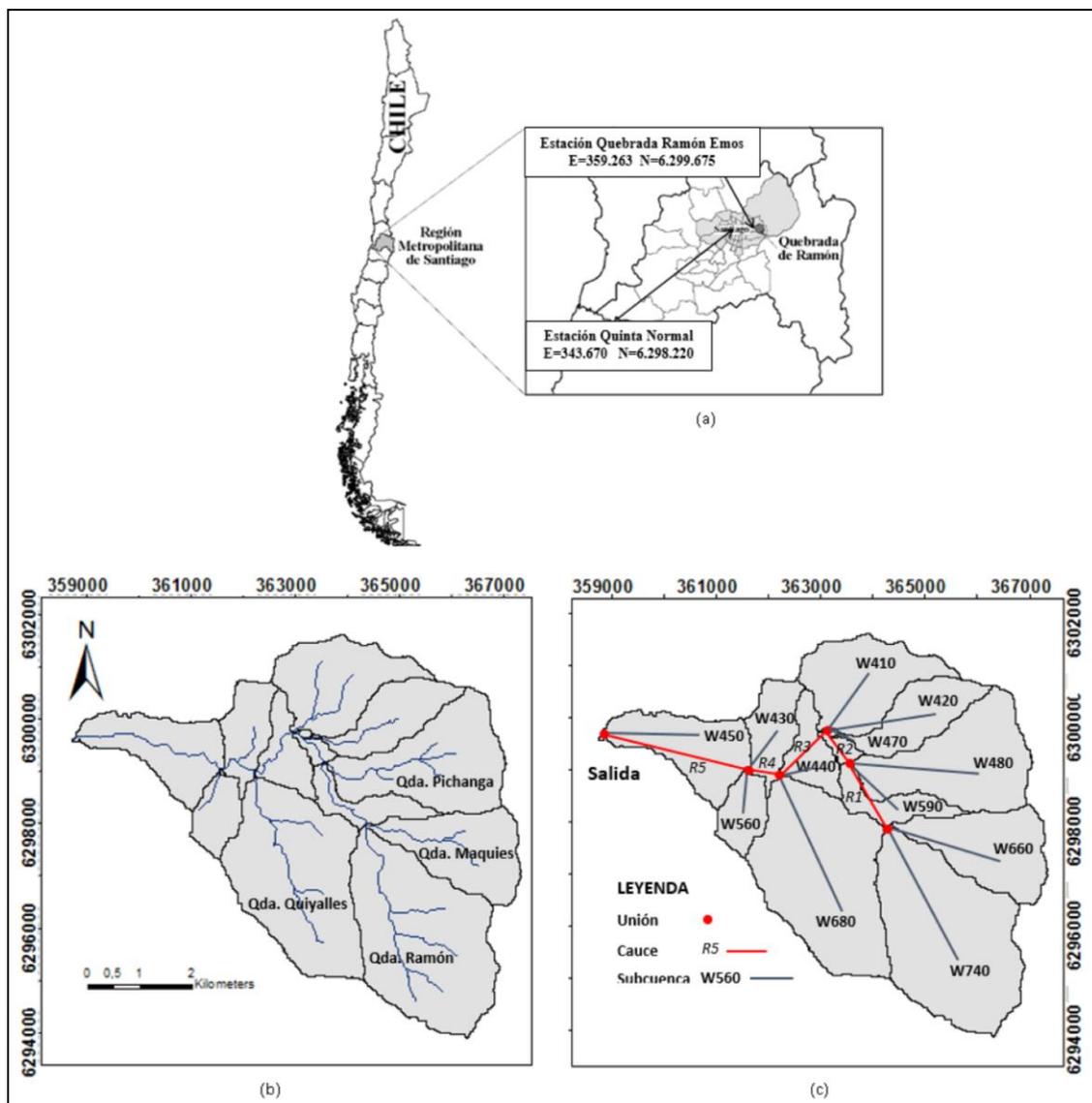


Figura 2-1: La cuenca de la Quebrada de Ramón. (a) Ubicación y estaciones hidrometeorológicas utilizadas, (b) red de drenaje, (c) configuración del modelo Hec-HMS de la cuenca.

## 2.2 Modelo Hidrológico

Se construyó un modelo lluvia-escorrentía continuo en Hec-HMS (USACE 2010) para el periodo 1971 - 2010. Los datos de entrada son precipitaciones y temperaturas

diarias medidas en la estación Quinta Normal ubicada a una elevación de 527 m, aproximadamente a 10 km al poniente de la salida de la cuenca. Estas series fueron desagregadas a escala horaria y además espacialmente extrapoladas hacia la cuenca, hasta llegar a la subcuenca más alta dentro de ésta (i.e. con un centroide ubicado a 2349 m de elevación). Para la modelación en Hec-HMS se dividió a la cuenca en 12 subcuencas definidas según las contribuciones al cauce principal (Figura 2-1c). En cada subcuenca se calculan las abstracciones (i.e. intercepción de la vegetación, almacenamiento superficial, e infiltración), para luego determinarse la escorrentía directa y el flujo base. Finalmente se propaga los hidrogramas generados en las subcuencas hasta la salida de la cuenca, donde se obtiene el hidrograma total resultante. A continuación se describe brevemente los principales componentes del modelo hidrológico, su modelamiento y la selección de los parámetros. Para información detallada sobre Hec-HMS se recomienda su documentación original de referencia (USACE 2000, USACE 2010 y USACE 2013), así como sus múltiples aplicaciones (e.g. Fleming y Neary 2004, Cunderlik y Simonovic 2005, Bruce 2010, Yilmaz y Imteaz 2011, Roy *et al.* 2013, Caruso *et al.* 2013, Robles-Morua *et al.* 2015).

### **2.2.1 Transformación lluvia - escorrentía**

Hec-HMS permite usar diferentes metodologías para simular los procesos involucrados en la transformación lluvia- escorrentía, los que difieren en su complejidad e información requerida (USACE 2010). En este estudio se escogieron metodologías de fácil implementación, en función de la cantidad de información requerida y de su

aplicabilidad a una modelación continua que abarca tanto períodos húmedos como secos. A continuación se presentan brevemente las metodologías usadas.

a) Intercepción y almacenamiento superficial

Para representar la intercepción en la vegetación se consideró un modelo de intercepción simple, según el cual para cada subcuenca hay una capacidad a llenar antes que se establezca flujo hacia la superficie. Del mismo modo, se definió una capacidad de almacenamiento superficial a llenar antes de que el agua quede disponible para infiltrar y escurrir superficialmente. Estas dos capacidades son los parámetros requeridos en Hec-HMS, y, en general, se definen en función del tipo de vegetación, el tiempo del año y el tipo de tormenta para el caso de la intercepción en la vegetación (Ponce 1989), y del tipo de superficie y de su pendiente para la retención superficial (Bennett 1998). Este estudio adoptó los valores propuestos por Bennett (1998) tanto para intercepción como almacenamiento superficial, los cuales fueron modificados en función de las pendientes de la cuenca y del tipo de vegetación identificado por el GRRM (2012), y ponderados para cada subcuenca de Quebrada Ramón (Figura 2-2 y Tabla 2-1). Estos valores son similares a los adoptados en estudios anteriores (e.g. Fleming 2002; Fleming y Neary 2004; CMAGC 2004; Nelson 2004). Por otra parte, se consideró una intercepción y almacenamiento inicial nulo ya que la simulación empieza al inicio del año hidrológico. La Tabla 2-2 presenta las capacidades máximas adoptadas en cada subcuenca.

Tabla 2-1: Almacenamiento máximo en la vegetación según el tipo de cobertura del suelo de Quebrada Ramón. Adaptación de Bennett (1998)

Cobertura del Suelo	Máximo almacenamiento (mm)
Áreas preferentemente residenciales	0,20
Bosques	2,54
Matorrales (esclerófilos y con suculentas)	2,03
Espacios abiertos con escasa a nula vegetación	0,00
Vegetación andina	4,00

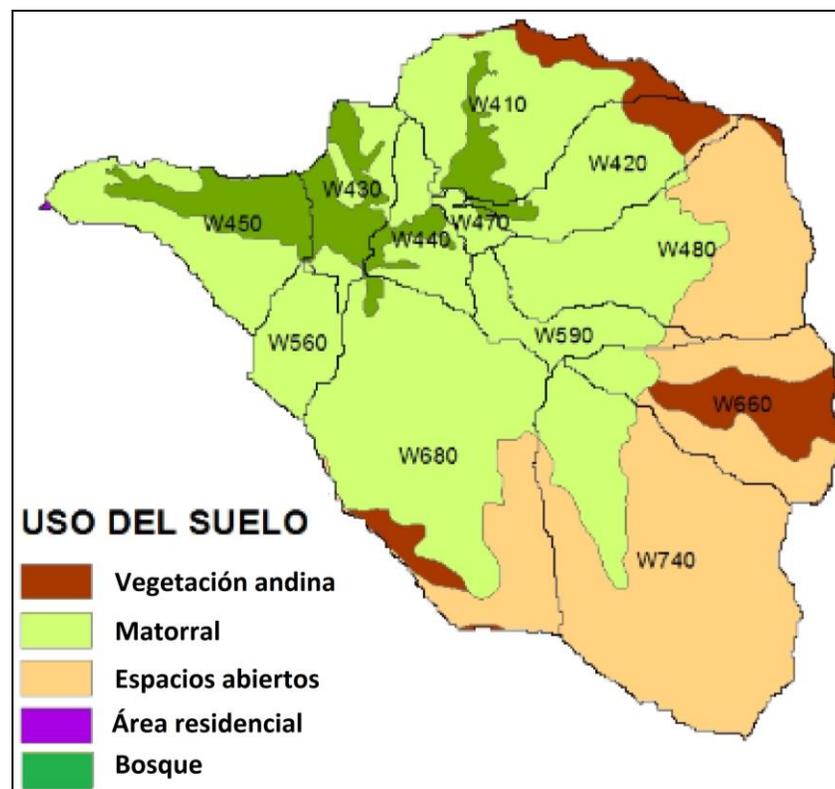


Figura 2-2: Uso del suelo en la cuenca de la Quebrada de Ramón. GRRM (2012)

Tabla 2-2: Parámetros adoptados en la modelación para cada subcuenca. *I*: intercepción, *S<sub>R</sub>*: almacenamiento superficial

Subcuenca	Intercepción Vegetación (mm)	Almacenamiento Superficial (mm)
w740	2,37	7,49
w450	2,36	6,39
w660	2,32	7,54
w480	2,13	7,94
w590	2,21	7,82
w410	2,08	9,47
w420	0,96	6,97
w470	2,03	7,44
w680	1,92	8,99
w440	1,63	6,37
w430	1,70	7,04
w560	0,39	6,51

#### b) Infiltración

La precipitación no interceptada o retenida puede luego ser infiltrada, siendo la escorrentía superficial el remanente de esta abstracción. Para la infiltración se seleccionó el método Soil Moisture Accounting (SMA) (USACE 2010), según el cual la cuenca se representa como una serie de estratos de almacenamiento subsuperficial. La infiltración, percolación entre estratos, dinámica de la humedad del suelo y evapotranspiración se simula continuamente en los periodos húmedos y secos. La Figura 2-3 muestra la simulación de estos estratos junto con los procesos de intercepción por vegetación y almacenamiento superficial previamente descritos. Bajo la superficie se considera un depósito que representa el almacenamiento en la capa superior del suelo, dividido a su vez en (1) la zona superior (i.e. parte de suelo que pierde agua por evapotranspiración

y/o percolación), y (2) la zona de tensión (i.e. parte del suelo que pierde agua exclusivamente por evapotranspiración). Posteriormente se tienen dos depósitos subterráneos que representan el origen del flujo hiporreico y el flujo base.

SMA requiere de 14 parámetros dependientes del tipo de suelo en la cuenca, los que incluyen el contenido inicial de agua (%) y la capacidad de almacenamiento (mm) de los tres estanques, la capacidad máxima de infiltración en el suelo (mm/h), el porcentaje impermeable del suelo (%), la capacidad de percolación del suelo (mm/h), y los coeficiente de almacenamiento de los depósitos subterráneos (h). Se asumió un contenido inicial de agua nulo en el suelo y en los dos depósitos subterráneos dado que la simulación empieza al inicio del año hidrológico. La máxima infiltración se asume igual a la conductividad hidráulica saturada del suelo (Fleming y Neary 2004), por lo que se adoptan valores de 1,32 y 0,68 cm/h para los suelos franco y franco limoso respectivamente (Rawls *et al.*, 1992). Bruce (2010) propone obtener la capacidad de almacenamiento del suelo como la diferencia entre su porosidad y el contenido de agua en el punto de marchitez. Para esto se utilizan los valores propuestos por Rawls *et al.* (1992) (i.e. 0.436 y 0.501 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> para la porosidad de suelo franco y franco limoso, respectivamente; y 0,117 y 0,133 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>, para el punto de marchitez). Luego, las capacidades de almacenamiento del suelo franco y franco limoso son de 0,319 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> y 0,388 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>, respectivamente. La capacidad de almacenamiento en la zona de tensión del suelo se asume igual al 40% de la capacidad de almacenamiento del suelo (Bruce, 2010). Los valores del resto de los parámetros se definen inicialmente a partir de otros estudios que utilizaron el método SMA en Hec-HMS (Bennett 1998, Fleming y Neary

2004, CMAGC 2004, y Bruce 2010). Los valores finales de estos parámetros fueron obtenidos en el proceso de calibración del modelo hidrológico reportado en el capítulo 3.

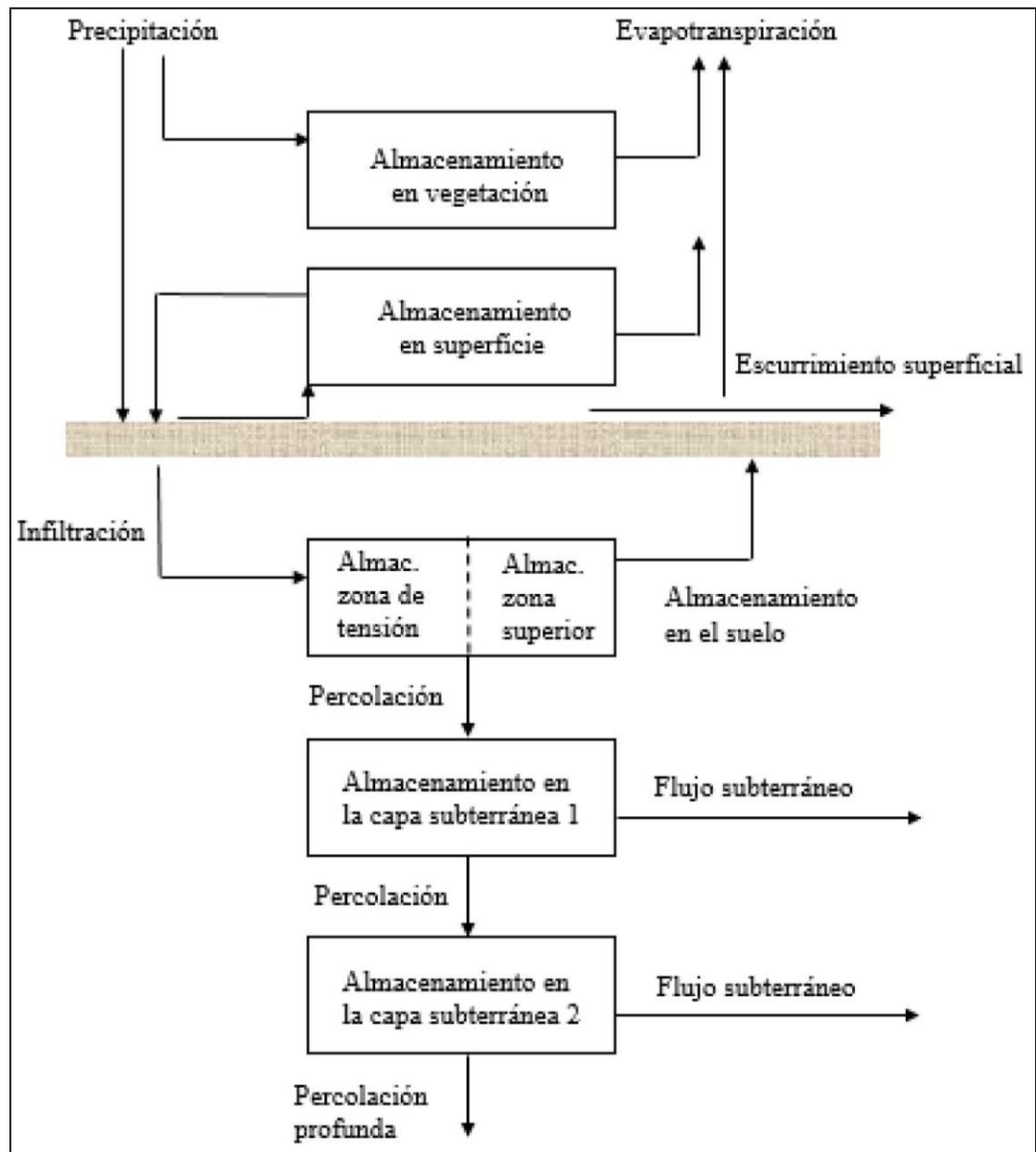


Figura 2-3: Esquema del proceso de simulación de transformación lluvia – escorrentía usado en Hec-HMS. (USACE 2000)

## c) Escorrentía

Para representar la generación de los hidrogramas de escorrentía se utilizó el Hidrograma Unitario de Clark, el cual supone que la respuesta de la cuenca se produce por el tránsito de las curvas de tiempo-área a través de un embalse lineal (Viessman y Lewis, 2003). Los correspondientes parámetros son el tiempo de concentración  $t_c$  y el coeficiente de almacenamiento de cada subcuenca  $R$ . De las múltiples expresiones para el cálculo del  $t_c$  se utilizó la propuesta por Clark (Ecuación 2.1). Por otra parte el  $R$  se asume como un 75% de  $t_c$  (Viessman y Lewis, 2003). La Tabla 2-3 muestra los valores escogidos de estos parámetros.

$$t_c = 0,335 \left( \frac{A}{S^{0,5}} \right)^{0,593} \quad (2.1)$$

donde  $A$  es el área de la cuenca ( $\text{km}^2$ ) y  $S$  es la pendiente media del cauce principal (m/m).

## d) Flujo base

El flujo base en las distintas subcuencas se simuló mediante un embalse lineal, lo que implica considerar una curva de recesión exponencial (Chow *et al.* 1994):

$$Q(t) = Q_o e^{-\frac{t}{K}} \quad (2.2)$$

donde  $Q(t)$  es la descarga en el tiempo  $t$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), estando  $t$  referido a  $t_o$ ,  $Q_o$  la descarga al inicio de la ocurrencia del flujo base en el tiempo  $t_o$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ), y  $K$  es la constante de recesión que representa el tiempo de retención (h). La identificación de  $Q_o$  y  $K$  requiere de información fluviométrica inexistente para cada subcuenca modelada. Por lo tanto se

propone un escalamiento espacial de los valores de estos parámetros a la salida de la cuenca ( $Q_o'$  y  $K'$ ), donde hay registros de caudales de verano entre 2005-2014 en la estación Quebrada Ramón Recinto EMOS (DGA) (Figura 2-1). En particular se propone identificar los valores de  $Q_o'$  y  $K'$ , de la curva de recesión respectiva para cada mes y año analizado, obteniendo un solo valor representativo de toda la cuenca. La constante de recesión de cada subcuenca  $i$ ,  $K_i$ , está dada entonces por:

$$K_i = A_{i,up} k \quad (2.3)$$

donde  $k = K'/A$  es la constante de recesión unidad de área,  $A_{i,up}$  es el área de la cuenca  $i$  más el área aportante desde aguas arriba. El valor del parámetro  $Q_{o,i}$  de cada subcuenca  $i$ , está dado por:

$$Q_{o,i} = A_i q \quad (2.4)$$

donde  $q = Q_o'/A$  es el caudal inicial de recesión específico.

Utilizando el ajuste gráfico de la curva de recesión según lo propuesto por Linsley *et al.* (1982) se obtuvieron los valores de los parámetros previamente descritos para varios meses (Como ejemplo de uno de los ajustes, la Figura 2-4 muestra la curva de recesión obtenida para el mes de abril del 2014). Los valores representativos de todos estos ajustes resultan ser  $K' = 20$  h y  $Q_o' = 0,030$  m<sup>3</sup>/s, los que se usan en la ecuación 2.3 y ecuación 2.4 para calcular los valores de  $K_i$  y  $Q_{o,i}$  de cada subcuenca (La Tabla 2-3).

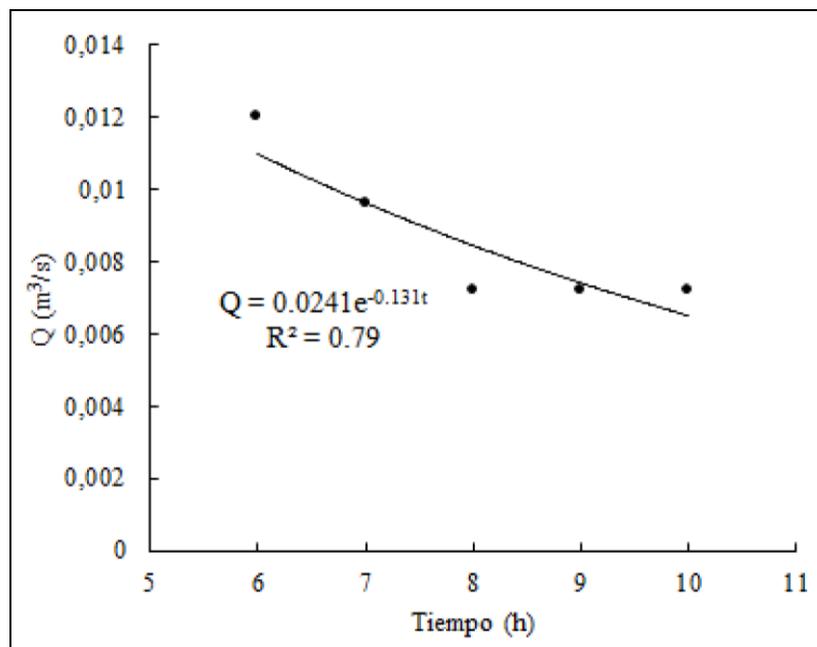


Figura 2-4: Ejemplo de ajuste a la curva de recesión de caudales en abril 2014.

Tabla 2-3: Parámetros adoptados en la modelación para cada subcuenca.  $S$ : pendiente,  $t_c$ : tiempo de concentración,  $R$ : coeficiente de almacenamiento  $R$ ,  $Q_{o,i}$ : caudal inicial de recesión,  $k$ : constante de recesión

Subcuenca	Área ( $\text{km}^2$ )	$S$ (%)	$t_c$ (h)	$R$ (h)	$Q_{o,i}$ ( $\text{m}^3/\text{h}$ )	$K_i$ (h)
W410	3,35	25,67	0,97	0,73	0,0028	12,39
W420	2,08	30,04	0,71	0,53	0,0017	12,39
W430	1,49	25,46	0,61	0,46	0,0012	18,44
W440	1,23	23,89	0,55	0,41	0,0010	18,44
W450	2,80	24,37	1,06	0,79	0,0023	20,00
W470	0,29	17,80	0,26	0,20	0,0002	12,39
W480	4,63	27,73	1,18	0,89	0,0039	9,21
W560	1,10	25,89	0,47	0,35	0,0009	18,44
W590	1,13	19,71	0,53	0,40	0,0009	5,99
W660	3,23	30,10	0,93	0,70	0,0027	5,99
W680	7,04	27,47	1,53	1,15	0,0059	17,00
W740	7,53	29,55	1,60	1,20	0,0063	10,76

e) Tránsito de hidrograma

El tránsito de caudales desde cada subcuenca hasta la salida se representó con un método simple de retraso sin atenuación. Se usó este método debido a que la morfología encajonada del cauce produce poco almacenamiento y, por ende, una baja atenuación de las crecidas. De hecho, los resultados obtenidos con otros modelos más complejos fueron muy similares a los arrojados por este método, el cual requiere tan sólo un parámetro: el tiempo de retraso  $t_{lag}$ . Este parámetro puede estimarse como el 60% del tiempo de concentración  $t_c$  a la salida del cauce (NRCS- USDA). La Tabla 2-4 muestra los valores de  $t_c$  y  $t_{lag}$  para cada cauce de la cuenca.

Tabla 2-4: Tiempo de concentración  $t_c$  y tiempo de retardo  $t_{lag}$  de los cauces de la cuenca

Cauce	$t_c$ (h)	$t_{lag}$ (h)
R1	0,95	0,57
R2	1,23	0,74
R3	0,82	0,49
R4	1,55	0,93
R5	1,71	1,03

### 2.2.2 Evapotranspiración

Para el modelamiento continuo de la evapotranspiración potencial  $ET$  se utilizó la ecuación de Priesley-Taylor (Chow *et al.* 1994), dada la simplicidad de los parámetros requeridos en comparación con otros métodos disponibles en Hec-HMS. En particular, estos métodos requieren de variables de entrada como velocidad del viento, presión de vapor, entre otros (Rosenberry *et al.* 2007), no disponibles históricamente en la cuenca. Adicionalmente, se opta por esta representación más simple dado que la  $ET$  no es un

proceso crítico que afecte significativamente la ocurrencia y magnitud de las crecidas máximas. La ecuación de Priesley-Taylor para calcular  $ET$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) está dada por:

$$ET = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (2.5)$$

Con

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = f(T) = 0,430 + 0,012T_a \quad (2.6)$$

donde  $R_n$  es la radiación neta ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $\alpha = 1,26$  es el parámetro que integra los efectos de advección regional para zonas húmedas,  $\Delta$  es la pendiente de la curva de presión de vapor de saturación ( $\text{KPa}/^\circ\text{C}$ ),  $\gamma$  es la constante psicrométrica ( $\text{KPa}/^\circ\text{C}$ ), y  $T_a$  la temperatura del aire.

### 2.2.3 Derretimiento y acumulación de nieve

Hec-HMS simula la ocurrencia, acumulación y derretimiento de nieve como una respuesta a las condiciones atmosféricas. El agua derretida pasa a estar disponible en la superficie del suelo y luego se agrega al hietograma de la cuenca (USACE 2010). Como modelo de derretimiento se utilizó el método de índice de temperatura (Bras 1990), que usa la temperatura del aire como índice de fusión:

$$M = C(T_a - T_b) \quad (2.7)$$

donde  $M$  es la nieve fundida ( $\text{mm}/\text{día}$ ),  $C$  es el factor de grados – día ( $\text{mm}/\text{grados-día}$ ) y  $T_b$  es la temperatura base ( $^\circ\text{C}$ ) (i.e. la temperatura a la que la nieve comienza a

derretirse). La diferencia entre  $T_a$  y  $T_b$  se denomina índice de temperatura. Si  $T_a$  es menor que  $T_b$ , la fusión se supone cero, y la nieve se acumula. Es importante notar que el método no requiere de las variables del balance de energía no disponibles en la zona de estudio.

Los otros parámetros requeridos para la representación de la acumulación y derretimiento nival en Hec-HMS se asumen constantes para toda la cuenca. Estos parámetros permiten representar conceptualmente la energía fría almacenada en la nieve, además de disponer de una memoria de las condiciones anteriores y otros factores para calcular la cantidad de fusión para cada grado por encima del punto de congelación. Dado que tanto las condiciones internas de la nieve como las atmosféricas cambian, el coeficiente de derretimiento también cambia. Más información sobre el cálculo de la acumulación y derretimiento de nieve puede ser obtenida de la documentación oficial de Hec-HMS (USACE 2010).

Para los parámetros se adoptaron los valores obtenidos por Marzal (2012) para la cuenca del río Elqui, ubicada en la zona centro-norte del Chile (Tabla 2-5). Adicionalmente se utiliza los mismos valores del Índice de Temperatura Antecedente (ATI) propuesta por Marzal (2012), la que se presenta en la Tabla 2-6, esta tabla relaciona la tasa de derretimiento con la temperatura del aire. El uso de estos valores implica una similitud de la tasa de derretimiento de la cuenca del Elqui y de la quebrada Ramón, las que además se encuentran en el rango de tasas propuesto por DGA (1983a) y DGA (1983b) en la cordillera de los Andes (i.e., 0,5 - 3,5 mm/°C/día).

Tabla 2-5: Valores de los parámetros para el cálculo del almacenamiento y derretimiento nival según el método del índice de temperatura. (Fuente: Mazal, 2012)

Parámetro	Valor
Px temperature (°C)	4
Base temperature (°C)	1,2
Wet melt rate (mm/°C/día)	0
Rain rate limit (mm/día)	40
ATI – Melt rate coefficient	0,43
ATI – Melt rate function	Tabla ATI
Melt rate pattern	-
Cold limit (mm/día)	50
ATI – Coldrate coefficient	0,53
ATI – Coldrate function	None
Water capacity (%)	4
Groundmelt method	Constant Value
Groundmelt (mm/día)	0

Tabla 2-6: Función de tasa de derretimiento ATI definida en función del rango de temperatura presente en la simulación. (Fuente: Mazal 2012)

ATI (°C)	0	1,2	2	10	11	12	14	15	18	19	30	50
Melt rate (mm/°C-día)	0	0,4	0,6	0,6	0,8	1	1	1,5	1,5	2	2	5

Finalmente es importante notar que Hec-HMS extrapola espacialmente la temperatura en cada subcuenca según bandas de altura usando el gradiente de temperatura. Esta extrapolación es clave pues la ocurrencia, acumulación y fusión de nieve puede variar significativamente dentro de una misma subcuenca en zonas de pendiente fuerte como la cuenca de la Quebrada Ramón.

### 2.3 Información meteorológica y desagregación espacial y temporal

Los registros de precipitación y temperatura de Quinta Normal (1971 a 2010) fueron llevados a la cuenca de Quebrada Ramón, primero desagregando los valores diarios a horarios, y luego extrapolando los datos horarios por medio de gradientes. La calidad de los registros históricos se verificó mediante el método de doble masa (Salas *et al.* 2005), según el cual se graficaron los valores acumulados de los registros de precipitación y temperatura en función de los valores acumulados de las medias de todas las series analizadas (Figura 2-5). En nuestro caso las distintas series corresponden a los datos agrupados por década. Dado que las curvas obtenidas siguen bastante bien una línea recta de pendiente única, entonces se valida la calidad del registro para su uso en el modelo hidrológico.

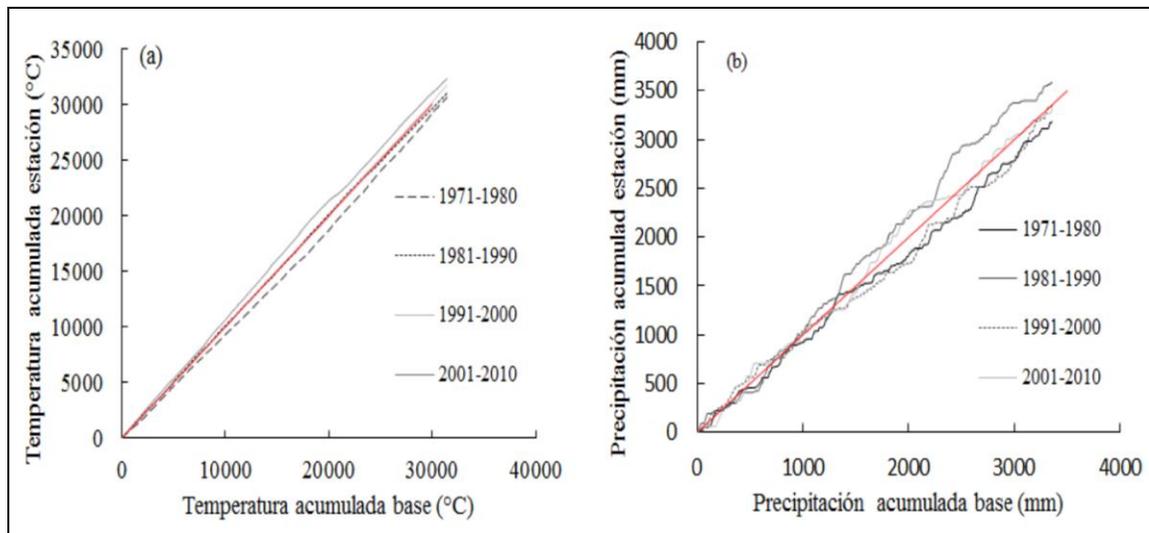


Figura 2-5: Curva doble masa para el análisis de los datos de (a) temperatura, y (b) precipitación de la estación meteorológica Quinta Normal.

### 2.3.1 Precipitación

El registro pluviométrico diario de la estación meteorológica Quinta Normal (DMC), fue extrapolado para estimar la precipitación sobre las distintas subcuencas según la elevación de sus centroides usando un gradiente de precipitaciones con la altura (Tabla 2-7). Se asume que al interior de cada subcuenca la precipitación es homogénea. Usando las precipitaciones anuales entre 1995 y 2014 de 23 estaciones cercanas a la cuenca (Tabla 2-8), ubicadas entre los 176 m y 2475 m de elevación en un área de 3000 km<sup>2</sup>, se estimó un gradiente de precipitación anual de 126 mm/1000 msnm (Figura 2-6). Durante este período la precipitación media anual en Quinta Normal fue de 308,29 mm. Con este gradiente se estimaron las razones entre la precipitación media anual en las distintas subcuencas y la observada en Quinta Normal, las que se asumieron válidas para todas las lluvias a otras escalas temporales.

Tabla 2-7: Relación de precipitaciones entre Quinta Normal y Quebrada Ramón

Subcuenca	Elevación centroide (m)	Razón (-)
W410	1719	1,44
W420	1924	1,52
W430	1377	1,32
W440	1331	1,30
W450	991	1,17
W470	1438	1,34
W480	1988	1,54
W560	1492	1,36
W590	1719	1,44
W660	2296	1,66
W680	1729	1,45
W740	2349	1,68
Quinta Normal	527	1,00

Tabla 2-8: Estaciones meteorológicas. Institución encargada DGA.

Nº	Estación Meteorológica	Altura (msnm)	Período (años)
1	Emos Ramón	845	2008 - 2013
2	Antupiren	904	1995 - 2014
3	Cerro Calan	848	1995 - 2014
4	Quebrada Ramón	730	1995 - 2007
5	Oficinas DGA	560	1995 - 2013
6	Río Maipo Manzano	850	2011 - 2014
7	Rio Mapocho en Almendros	966	1999 - 2014
8	Rio Molina antes San Francisco	1158	2010 - 2014
9	Quebrada Macul	950	2004 - 2010
10	La Obra - Recinto Emos	796	2005 - 2013
11	Río Mapocho - Rinconada Maipu	440	2002 - 2014
12	Fundo Marruecos	430	1995 - 2014
13	Los Panguiles	190	1995 - 2014
14	Mallarauco	176	1995 - 2014
15	El Vergel	340	1995 - 2014
16	Pirque	659	2005 - 2014
17	San José del Maipo - Retén	943	1995 - 2014
18	Río Maipo - San Alfonso	1092	2010 - 2014
19	San Gabriel	1266	1995 - 2014
20	El Yeso - Embalse	2475	1995 - 2014
21	Maitenes - Bocatoma	1143	1995 - 2014
22	Río San Francisco - Yerba Loca	1550	2013 - 2014
23	Central La Ermita - Bocatoma	1350	1995 - 2010

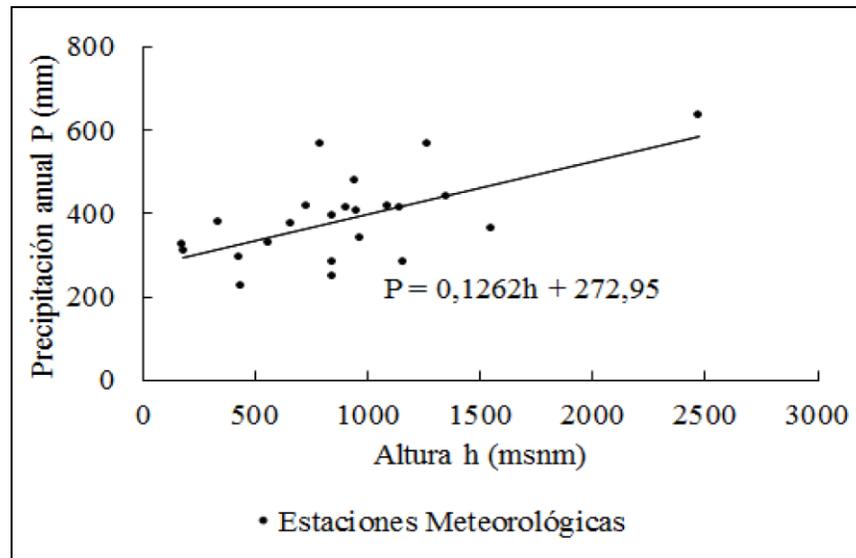


Figura 2-6: Gradiente de precipitación para la región Metropolitana de Santiago, y ecuación para el cálculo de la precipitación anual  $P$  (mm), dónde  $h$  es la elevación (m)

La precipitación diaria fue desagregada a escala horaria con una modificación del método de Socolofsky *et al.* (2001), desarrollado originalmente para mejorar el desempeño de la modelación hidrológica continua. Este método considera funciones de probabilidad acumulada mensuales  $F_{\text{mes}}(d)$  de la magnitud  $d$  de los distintos eventos de lluvia observados de cada mes. En este caso un evento se define como una secuencia continua de precipitaciones horarias separadas por al menos 1 h seca. Finalmente el método considera el parámetro  $\varepsilon$  definido para cada mes, correspondiente a la precipitación mínima de un evento en dicho mes, que debe ser calibrado. La desagregación horaria de una precipitación diaria  $Dt_{\text{dia}}$  se obtiene entonces de la siguiente manera (Figura 2-7):

1. Se define  $D = Dt_{\text{dia}}$ .

2. Se obtiene  $a = F_{\text{mes}}(D)$ , la probabilidad acumulada correspondiente a la precipitación  $D$ .
3. Se genera un número aleatorio uniforme  $u$  entre 0 y  $a$ , y se obtiene la magnitud de precipitación correspondiente  $D_u = F_{\text{mes}}^{-1}(u)$ .
4. Se calcula la precipitación remanente a ser distribuida  $D = D - D_u$ , es decir se actualiza el valor de  $D$ .
5. Si  $D \leq \varepsilon$ ,  $D$  ya no se desagrega. Si  $D > \varepsilon$ , se vuelve al paso 2.
6. Del registro horario de precipitaciones se encuentra la duración  $t$  para las distintas magnitudes desagregadas en los pasos 3-5. Si dos eventos en el registro tienen la misma magnitud pero distinta duración, se selecciona el primer evento cronológico.
7. Finalmente el inicio de cada magnitud desagregada en los pasos 3-5 se extrae aleatoriamente de una distribución uniforme entre 0 y  $24 - t$ , de manera que la lluvia no sobrepasa la media noche.
8. Se superponen todas las magnitudes según su tiempo de inicio y duración para obtener el hietograma horario.

Este método tiene la ventaja de que la magnitud de cada cantidad seleccionada se deriva de la función  $F_{\text{mes}}(x)$ , de modo que la precipitación simulada sigue la misma función de probabilidad observada (Socolofsky *et al.* 2001). Este método ha sido utilizado exitosamente en diversos estudios (e.g. Kandel 2004; Choi2008; Mirhosseini 2012). La metodología implementada difiere menormente de la original en que esta última considera que la magnitud final de lluvia en el paso 5 sigue una función de distribución exponencial con media  $D < \varepsilon$ . Nuestra simplificación se adoptó puesto que

las incertidumbres que podrían presentarse en las lecturas de precipitación, representadas originalmente a través de la función exponencial, se abordan en la calibración del modelo hidrológico.

Para la calibración Socolofsky *et al.* (2001) sugieren variar  $\varepsilon$  de tal manera que se minimice el error entre los estadísticos observados y simulados de las series de precipitaciones horarias. Se usaron registros históricos de precipitaciones horarias de la estación Quinta Normal (1917 - 1940 para la calibración y 1941 - 1960 para la validación). Los datos horarios observados, se agregaron en valores diarios y se utilizaron en el modelo. Los estadísticos seleccionados fueron la varianza y el coeficiente de autocorrelación de orden 1 de la precipitación horaria de cada mes (considerando las horas en que hubo y no precipitación), y la probabilidad de que en una hora del mes no llueva. El valor calibrado del umbral  $\varepsilon$  está en el rango 2-10 mm, y resulta en general, mayor para los meses de invierno con mayores precipitaciones, como se muestra en la Figura 2-8.

Los estadísticos simulados tienden a seguir la dinámica temporal de los valores observados (Figura 2-9), y los valores simulados de tanto la varianza (Figura 2-9a y 9b) como la probabilidad de lluvia cero (Figura 2-9e y 9f) son más similares a los observados en los meses con precipitación menos variables. Sin embargo, la varianza simulada subestima levemente la observada, por lo que las lluvias generadas por el modelo resultan un poco más homogéneas (Figura 9a y 9b). Por otra parte, el modelo sobreestima el coeficiente de correlación (Figura 9c y 9d), lo que implica lluvias simuladas más dependientes entre sí. Finalmente, los valores simulados de probabilidad

de lluvia igual a cero tienden a ser subestimados (Figura 9e y 9f), por lo que el modelo tiende a desagregar la lluvia diaria en eventos de mayor duración a los observados. Así entonces, se acepta el método de desagregación horaria de precipitaciones para la modelación hidrológica, pero se reconocen ciertas falencias que significan más incertidumbre incorporada al modelo. Esta incertidumbre puede ser en parte abordada con la calibración del modelo. Adicionalmente, a futuro, se podría considerar otros modelos de desagregación.

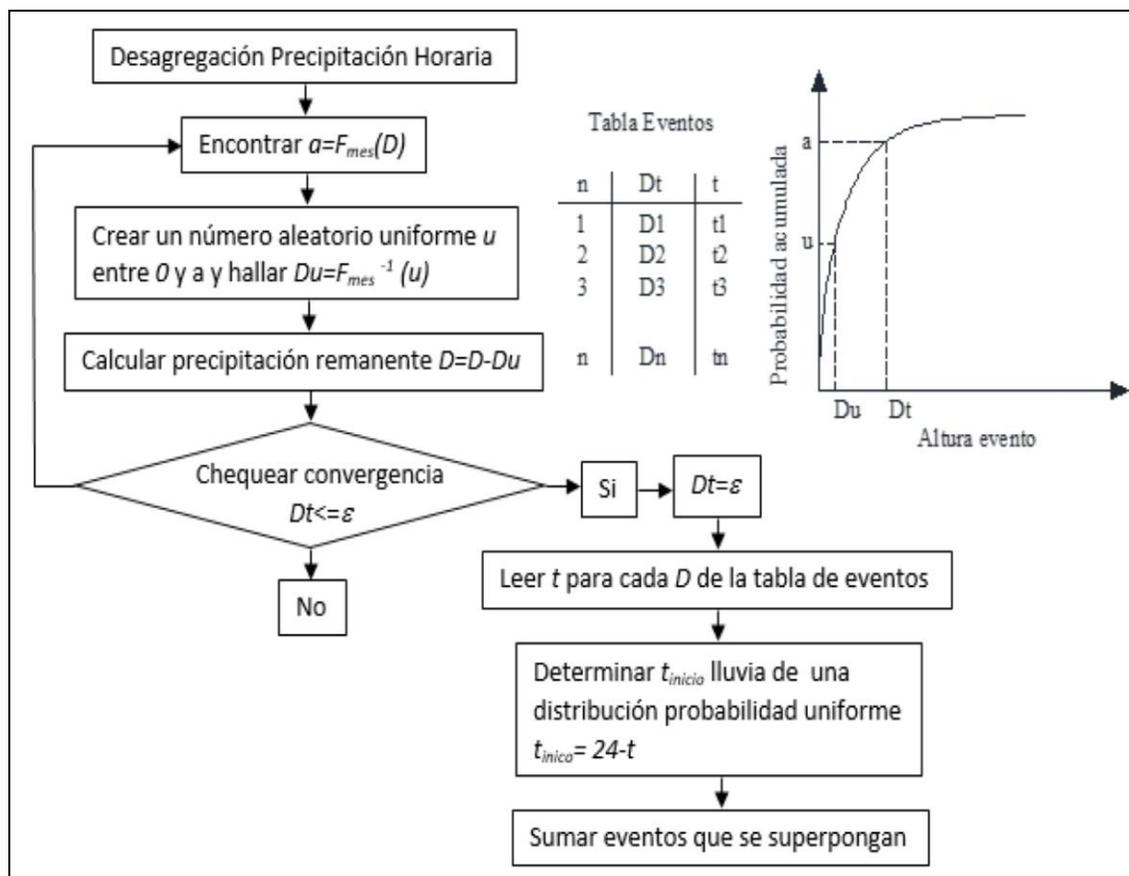


Figura 2-7: Diagrama de la metodología desagregación de precipitación (modificado de Socolofsky *et al.*, 2001)

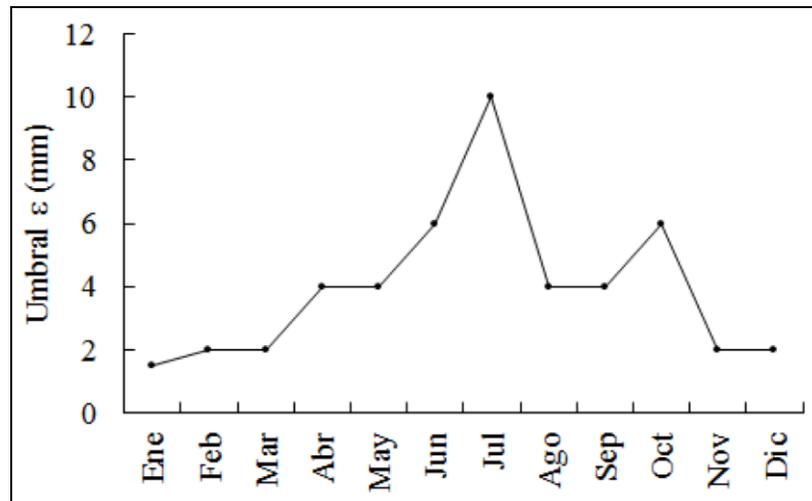


Figura 2-8: Valor mensual calibrado del umbral  $\varepsilon$

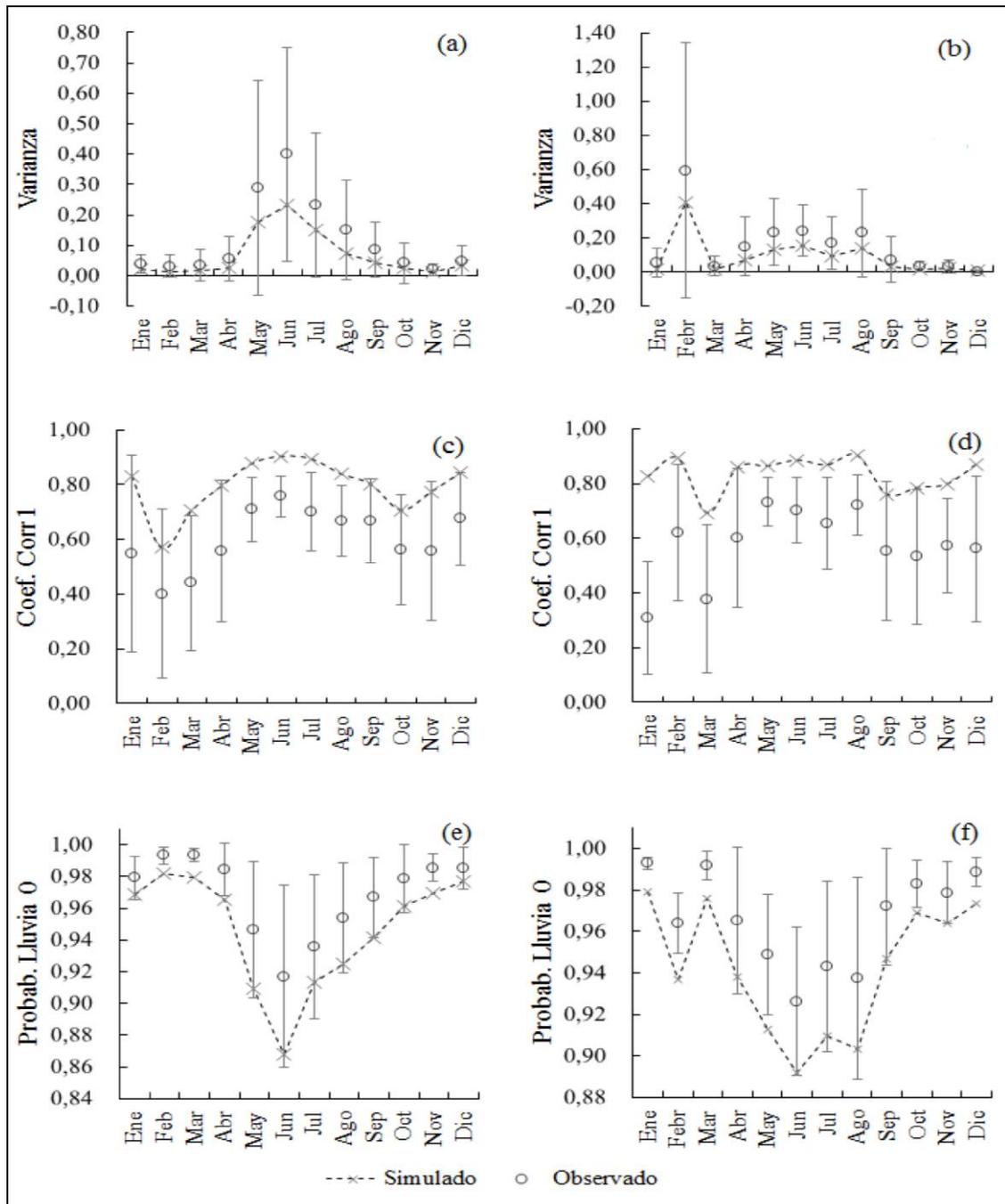


Figura 2-9: Calibración (primera columna) y validación (segunda columna) del modelo de desagregación de precipitación, (a) y (b) varianza, (c) y (d) coeficiente de autocorrelación de orden 1, (e) y (f) probabilidad de lluvia igual a cero. Los valores observados y simulados corresponden a la media del promedio de los estadísticos de cada año. La incertidumbre de los datos observados (diagrama de barras), se representa a través de la desviación estándar de la media de los estadísticos del total de años.

### 2.3.2 Temperatura

El registro de temperatura diaria máxima y mínima ( $T_{max}$  y  $T_{min}$ , respectivamente) de la estación Quinta Normal (DMC), fue extrapolado a cada subcuena según un gradiente de temperaturas con la altura. Se consideró un gradiente de  $-6,5$  °C/1000 msnm, típicamente utilizado en la zona (DGA 1983b). Las  $T_{max}$  y  $T_{min}$  diarias se utilizan para generar temperaturas horarias utilizando un procedimiento basado en descomposición de Fourier (Campbell y Norman 1998), el que asume que  $T_{min}$  ocurre justo antes del amanecer y  $T_{max}$  se da 2 h después de que el sol esté en su punto máximo. Esta metodología define la función de temperatura diurna adimensional  $\Gamma(t)$  en función de la hora del día  $t$  como:

$$\Gamma(t) = 0,44 - 0,46\sin(\omega t + 0,9) + 0,11\sin(2\omega t + 0,9) \quad (2.8)$$

donde  $\omega$  es igual a  $\pi/12$ . Luego, la temperatura para cualquier hora del día  $T(t)$  está dada por:

$$T(t) = \begin{cases} T_{\max,i-1}\Gamma(t) + T_{\min,i}[1-\Gamma(t)] & , 0 \leq t \leq 5 \\ T_{\max,i}\Gamma(t) + T_{\min,i}[1-\Gamma(t)] & , 5 < t \leq 14 \\ T_{\max,i}\Gamma(t) + T_{\min,i+1}[1-\Gamma(t)] & , 14 < t \leq 24 \end{cases} \quad (2.9)$$

El método se validó utilizando temperaturas horarias disponibles en Quinta Normal entre junio del 2014 y mayo del 2015, obteniendo un buen ajuste con un error cuadrático medio de 2.43 y  $R^2 = 0,89$ . (Figura 2-10).

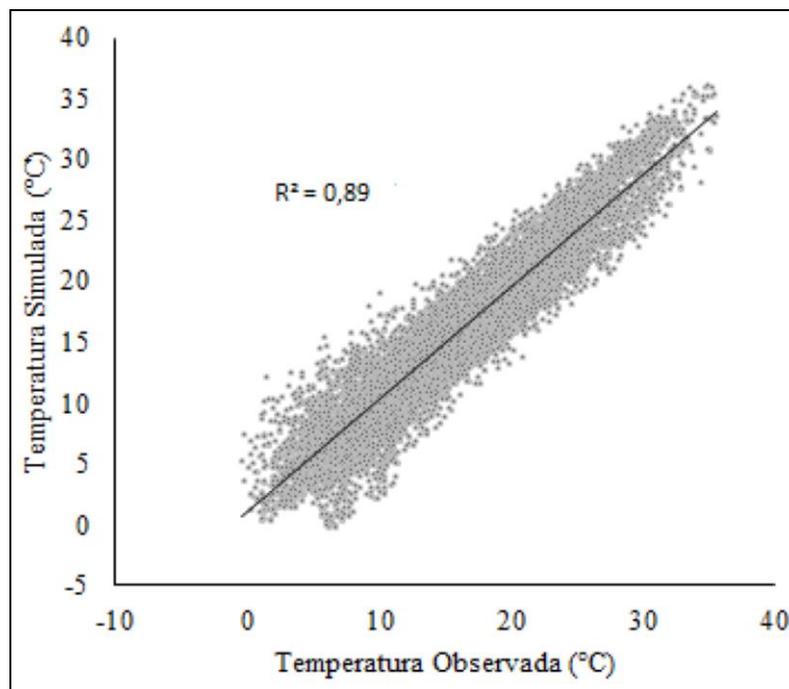


Figura 2-10: Comparación entre temperaturas horarias observadas y simuladas en estación Quinta Normal. Período (junio 2014 a mayo 2015)

### 2.3.3 Radiación Solar

Al no existir datos horarios, en el modelo se utilizaron radiaciones solares mensuales promedio reportadas por el Ministerio de Energía de Chile (2015) en la zona de estudio en grillas de 1 km de resolución (Tabla 2-9). Estos valores fueron obtenidos del promedio de los valores mensuales entre el 2003 y 2012 y fueron asumidos constantes en toda la cuenca debido a la similitud espacial en éstos en la zona de estudio según el MEC (2015).

Tabla 2-9: Radiación solar mensual promedio. MEC (2015)

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Radiación solar (w/m <sup>2</sup> )	377,8	339,3	281,3	198,2	125,2	85,9	147,7	103,1	170,8	246,1	336,3	381,3

### **3. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO**

La modelación continua con Hec-HMS consideró el periodo 1971 - 2010 para el cual se tenían registros diarios de precipitaciones y temperaturas, y de radiación solar a nivel mensual. Las precipitaciones y temperaturas fueron desagregadas con los métodos antes descritos, mientras que la radiación a esta escala se asumió constante e igual a la del mes.

Dada la inexistencia de un registro largo y confiable de caudales medidos en Quebrada Ramón, no es posible separar el registro en períodos de calibración y validación. Como una alternativa, se propone como objetivo de la calibración replicar las curvas de frecuencia de caudales anuales máximos ya desarrolladas en otros estudios. Dado el carácter estocástico del modelo de desagregación de precipitación implementado, se corrió el modelo Hec-HMS 5 veces usando la misma serie de temperaturas horarias y 5 desagregaciones horarias de lluvias diarias. Así entonces, se obtienen 200 años de simulación continua, lo que permite cubrir de mejor manera el rango posible de caudales máximos, y obtener resultados más robustos. La curva de frecuencia de caudales anuales máximos se elaboró con la serie resultante de 200 años.

A modo de validación se verificó que se simularan adecuadamente algunas crecidas puntuales medidas a la salida de la cuenca. Lo anterior se justifica por la falta de un registro largo y confiable de caudales medidos en Quebrada Ramón.

### 3.1 Calibración

Los parámetros de infiltración son los más relevantes en el proceso de calibración, dado que la mayor parte de la lluvia es afectada por este proceso. Dentro de estos parámetros, Bruce (2010) considera la máxima capacidad de infiltración (*Maximum infiltration*) y el almacenamiento en el suelo (*Soil storage*) como los más importantes y sensibles en la estimación de los caudales máximos. Así entonces, estos dos parámetros fueron centrales en la calibración del modelo. La calibración se realizó de forma manual, variando los valores de estos dos parámetros dentro del rango de valores típicos reportados en la literatura (Bruce 2010; Fleming y Neary 2004; Bennett 1998 y CMAGC 2004), (Tabla 3-1). Los demás parámetros de infiltración, intercepción en vegetación y superficie, escorrentía y flujo base, se mantuvieron constantes en cada subcuenca.

Tabla 3-1: Parámetros de calibración del modelo SMA de infiltración. Bibliografía de referencia: Bruce 2010, Fleming y Neary 2004, Bennett 1998 y CMAGC 2004

Parámetro	Unidad	Rango bibliografía	Valor adoptado
Soil	%	0 - 100	0
Groundwater 1	%	0 - 100	0
Groundwater 2	%	0 - 100	0
Maximum infiltration	mm/h	1,38 – 6,8	2,5
Impervious	%	0 - 100	0
Soil storage	mm	100 - 800	200
Tension storage	mm	40 - 160	80
Soil percolation	mm/h	0,5	0,4
Groundwater 1 storage	mm	10 -30	15
Groundwater 1 percolation	mm/h	0,25	0,15
Groundwater 1 coefficient	h	40 -200	100
Groundwater 2 storage	mm	15 - 40	20
Groundwater 2 percolation	mm/h	0,025	0,015
Groundwater 2 coefficient	h	500 -3000	1000

La calibración final permite reproducir de buena forma el conjunto de curvas de frecuencia de caudales anuales máximos modeladas en estudios previos, recopiladas por DGA (2015) (Figura 3-1a). La curva simulada (“Hec Hms” en Figura 3-1a) tiende a ocupar una posición intermedia dentro de las distintas curvas disponibles, situándose entre la curva del estudio más reciente de DGA (2015) (“MOP” en Figura 3-1a) y la curva empírica construida a partir del registro de caudales en la estación Quebrada Ramón Emos (1991 a 2010) (“Q Ramon Emos” en Figura 3-1a). Esta curva de frecuencia empírica está construida con un registro histórico corto y ha sido típicamente considerada como poco representativa del régimen de eventos extremos al largo plazo por los distintos estudios en la cuenca. Por otra parte, estos estudios utilizan modelación lluvia-escorrentía, eventos sintéticos de precipitación y supuestos simples para diferenciar precipitaciones líquidas y sólidas. En particular, la curva “MOP” se obtuvo asumiendo una elevación adversa de la línea de nieve (i.e. 2300 m), y usando el modelo semi-distribuido SWMM (Gironás *et al.* 2010) con lluvias de diseño de 24 h de duración y períodos de retorno de hasta 100 años. Cabe destacar que nuestra curva es la primera en combinar los regímenes de precipitaciones y temperaturas mediante una simulación continua.

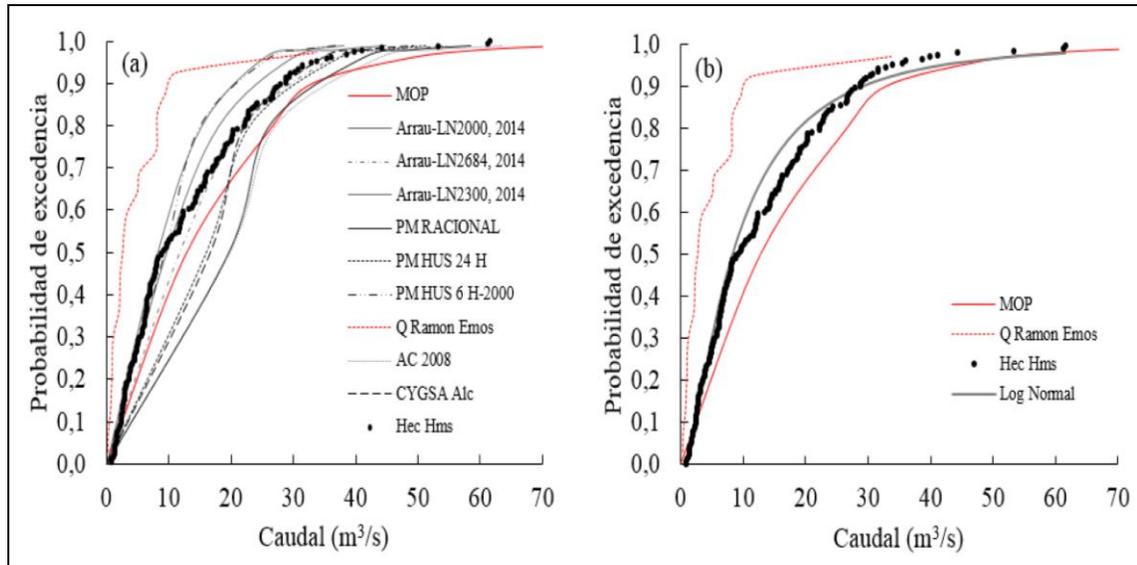


Figura 3-1: (a) Comparación entre la curva de frecuencia de caudales máximos simulada con Hec-HMS y otras previamente obtenidas reportadas por DGA (2015), (b) ajuste de distribución log normal a curva de frecuencia de caudales máximos

La curva de frecuencia obtenida en la modelación fue ajustada a modelos probabilísticos de común uso en hidrología, incluyendo los modelos Normal, Log-Normal, Exponencial, Gamma y Gumbel (Chow *et al.* 1994). El ajuste se evaluó usando la raíz del error cuadrático medio ( $RMSE$ ) y el coeficiente de eficiencia de Nash y Sutcliffe ( $C_{N-S}$ ). El  $RMSE$  cuantifica la desviación de los valores simulados respecto a los observados:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N [O_i - P_i]^2}{N}} \quad (3.1)$$

donde  $O_i$  es el valor observado,  $P_i$  el valor simulado y  $N$  el número de valores. Por otra parte  $C_{N-S}$  mide cuan bien se ajusta a la línea 1:1 el gráfico de valores observados vs. simulados:

$$C_{N-S} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N [O_i - P_i]^2}{\sum_{i=1}^N [O_i - \bar{O}]^2} \quad (3.2)$$

donde  $\bar{O}$  es la media de los valores observados. Ritter *et al.* (2011) sugieren que  $C_{N-S} \geq 0.75$  es un valor aceptable de este estadístico. Finalmente se utilizaron la prueba de Chi Cuadrado y el test de Kolmogorov – Smirnov (KS) para evaluar el ajuste de los modelos estadísticos.

Si bien la distribución gamma está asociada a los mejores valores de *RMSE* y  $C_{N-S}$  (Tabla 3-2), se adoptó la curva Log–Normal (Figura 3-1b) dado su amplio uso con caudales máximos (Poblete *et al.* 2002). Con un 90% de nivel de confianza tanto el test de KS y como el Chi Cuadrado no rechazaron la hipótesis de que los caudales máximos simulados distribuyen según esta distribución.

Tabla 3-2: Test de bondad de ajuste para distintas funciones de probabilidad

Distribución	RMSE	$C_{N-S}$
Normal	0,157	0,980
Log-Normal	0,091	0,993
Exponencial	0,09	0,993
Gamma	0,063	0,997
Gumbel	0,098	0,992

### 3.2 Efecto del método de desagregación horaria de precipitación en la simulación de crecidas máximas

Dada lo aleatorio del método de desagregación temporal de precipitación utilizado en la modelación hidrológica, se analizó la influencia de éste sobre la curva de frecuencia de los caudales máximos generados. Para cada una de las 5 series de caudales simulados usando las distintas series de precipitación horaria generadas por el método estocástico (i.e. Q1, Q2, ..., Q5), se obtuvo las respectivas curvas de frecuencia (Figura 3-2).

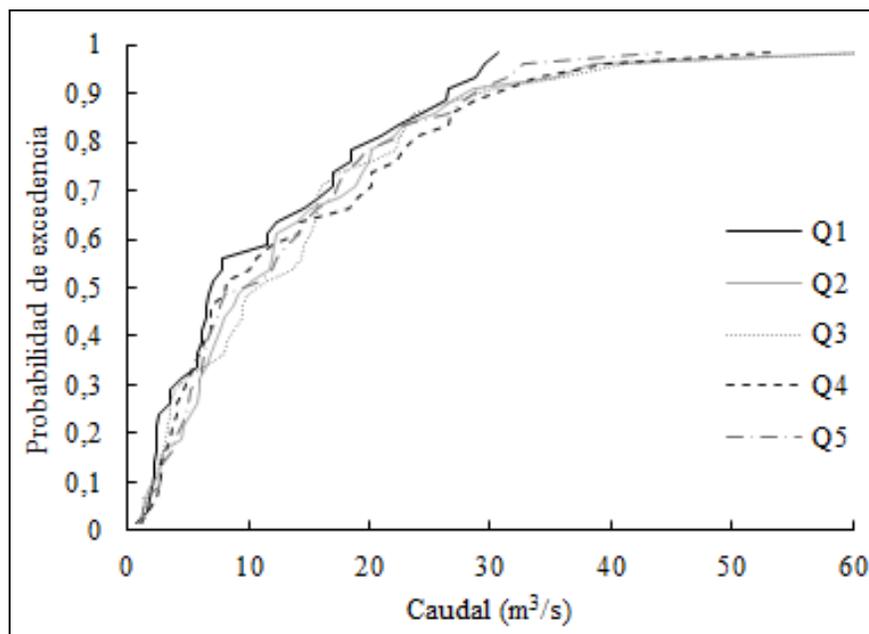


Figura 3-2: Curva de frecuencia obtenida para los 5 escenarios de desagregación de precipitación generados

Las 5 curvas de frecuencia de la Figura 3-2 se compararon utilizando el test de ANOVA o análisis de varianza (Devore 2014), el cual descompone la variabilidad total de los datos en (1) la variabilidad entre los grupos y (2) la variabilidad producto de la

dispersión dentro de cada grupo. El método relaciona estas varianzas y compara esta relación ( $F_{crítico}$ ) mediante una prueba de hipótesis  $F$ . Si el valor de  $F_{crítico}$  es mayor a  $F$ , no existe diferencia estadísticamente significativa en la media de las curvas analizadas y se acepta la hipótesis de que las medias poblacionales entre curvas son comparables, caso contrario, al menos un grupo tiene una media no comparable con el resto. (Ashkar *et al.* 1993). Con un nivel de significación  $\alpha = 0.05$ , se obtuvo valores de  $F_{crítico} = 2,42$  y  $F = 0,39$ . Por tanto, se acepta la hipótesis de que las medias de las curvas son comparables con un 95% de probabilidad. También se aplicó el test de Tukey (Devore 2014), que permite identificar los pares de grupos cuyas medias difieren mayormente. La diferencia entre las medias de los distintos pares de grupos resultaron significativamente menores que la diferencia honestamente significativa  $HSD$  (i.e. parámetro que relaciona el cuadrado del error medio de cada grupo con el número de datos) con 95% de probabilidad, por lo que se acepta que cada grupo de datos es comparable con el resto (Tabla 3-3).

Tabla 3-3: Resultados del Test de Tukey para comparar las distribuciones de probabilidad de caudales máximos obtenidas con diferentes desagregaciones de precipitación horaria

Tukey: Diferencia de las medias					
HSD = 6,94					
Grupo	Q1	Q2	Q3	Q4	Q5
Q1		2,52	2,73	2,49	1,78
Q2			0,21	0,02	0,74
Q3				0,24	0,95
Q4					0,72

### 3.3 Validación por eventos

Finalmente, se comparó los caudales máximos simulados ( $Q_{max,sim}$ ) y los observados ( $Q_{max,obs}$ ) para ocho crecidas registradas ente 1991 y 2010 en la estación fluviométrica Quebrada Ramón en Recinto EMOS. En general el rango de caudales máximos simulados con las 5 series de precipitación horaria comprende el valor observado, aunque para el caso de estos ocho eventos se tiende a una subestimación de  $Q_{max,sim}$ . Se destaca que sería deseable poder contar con más información para lograr una mejor validación del modelo.

Tabla 3-4: Caudales máximos observados y rango de valores simulados para tres eventos de crecidas.

Evento	Fecha	$Q_{max,obs}$	Rango $Q_{max,sim}$	$\bar{Q}_{max,sim}$
1	27-May-91	5,70	3,07 – 6,12	4,00
2	28-Jul-91	7,70	0,86 – 7,58	3,30
3	20-Jul-91	7,80	1,68 – 9,85	5,60
4	28-Sep-94	2,87	0,06 – 0,72	0,50
5	13-Sep-95	1,41	0,37 – 2,32	1,16
6	20-Jun-97	7,93	3,39 – 6,86	5,47
7	22-Ene-03	0,99	0,49 – 1,24	0,83
8	21-May-08	3,92	1,50 – 2,85	2,00

#### 4. ANÁLISIS Y CARACTERIZACIÓN DE LAS CRECIDAS MÁXIMAS

Dado que en la zona de estudio las crecidas máximas son de carácter pluvial, se asume que los factores más relevantes que explican la ocurrencia y magnitud de una crecida son (1) la precipitación caída, (2) las condiciones de humedad antecedente y (3) la temperatura. Esta última afectaría la ubicación de la isoterma cero, la que a su vez define la porción de área de la cuenca sujeta a precipitación líquida. Siguiendo el enfoque propuesto por Vicuña *et al.* (2014) para incorporar estos factores en el análisis y caracterización de las crecidas máximas, se consideró la  $T_{min}$  del día en que ocurre la crecida, así como la precipitación del día, de los 3 días y de los 7 días anteriores al evento. En particular se consideró la  $T_{min}$  pues se asume más relevante que la media o máxima diaria en explicar la ocurrencia de precipitación nival. Por otra parte la inclusión de precipitaciones en los días anteriores busca incorporar en forma indirecta las condiciones de humedad previas a la crecida. Todas estas variables se registraron en la estación Quinta Normal.

##### 4.1 Mapas de caracterización de crecidas

Para caracterizar las crecidas generadas por el modelo hidrológico desarrollado, se simuló en forma continua la escorrentía usando la serie de temperaturas horarias y las 5 series de precipitación horarias desagregadas. Los eventos de crecidas se identificaron usando un umbral de  $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ , de modo que un evento está dado por un conjunto continuo de caudales mayores a este valor. Cada vez que se vuelve a superar  $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$ , se

genera un nuevo evento. El umbral de  $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$  se escogió en función observaciones de los hidrogramas obtenidos en las simulaciones, como un valor representativo a partir del cual se generan crecidas, considerando que el caudal medio en la cuenca es de  $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ . Para cada evento se identifica el caudal máximo de la crecida, el que se relacionará con la precipitación diaria y antecedente, y  $T_{min}$  utilizando mapas de caracterización. Se debe notar que se usan datos meteorológicos diarios medidos en la estación de referencia, a pesar de que el modelo hidrológico se ejecuta con datos horarios extrapolados a la cuenca. La idea es vincular variables diarias de precipitación y temperatura en una ubicación conocida con los potenciales caudales máximos que se pueden producir. De este modo se genera información relevante para el desarrollo de sistemas de pronóstico y alerta temprana que se basarían en pronósticos diarios de temperatura y precipitación.

Para facilitar la presentación de la información se consideraron 5 mapas de caracterización definidos en función del incremento de la  $T_{min}$  diaria que va desde  $-5 \text{ }^\circ\text{C}$  hasta  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  con incrementos de  $5 \text{ }^\circ\text{C}$ . Además se tomaron intervalos de 12 mm para agrupar las precipitaciones diarias y 30 mm para las precipitaciones acumuladas de los 3 y 7 días anteriores. La Figura 4-1 muestra los 5 mapas de caracterización, diferenciándose estos en que consideran la precipitación del día, de los 3 días y de los 7 días previos al evento, incluido el día en que éste ocurre. Los diagramas de caja de la Figura 4-1 muestran la dispersión del conjunto de caudales máximos que corresponden a un mismo rango de precipitación y  $T_{min}$  del día, indicando tanto los percentiles 0.25, 0.50 y 0.75, como los valores mínimos y máximos. La cantidad de crecidas para cada intervalo de precipitación y temperatura se ubica sobre cada diagrama de caja. En esta

caracterización se consideran sólo crecidas pluviales y no aquellas asociadas a variaciones del flujo base o derretimiento nival. Estas crecidas resultan ser todas menores a  $6 \text{ m}^3/\text{s}$ , por lo que no tienen una magnitud significativa para nuestro análisis.

En total se generaron 1964 crecidas en los 200 años de simulación, 14 (0,7%) entre  $-5 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , 287 (14,6%) entre  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $5 \text{ }^\circ\text{C}$ , 1077 (54,8%) entre  $5 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ , 560 (28,5%) entre  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ , y 26 crecidas (1,3%) entre  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  y  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ . Las crecidas más habituales (i.e ~47% de las crecidas totales), ocurren cuando se registran precipitaciones diarias de hasta 36 mm y temperaturas mínimas diarias entre 5 y  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ . Como es de esperarse, las crecidas pluviales con temperaturas bajo  $0^\circ\text{C}$  o sobre  $15^\circ\text{C}$  son muy inusuales. Dado el gradiente térmico de  $6,5 \text{ }^\circ\text{C}/1000 \text{ msnm}$  supuesto, para bajas temperaturas en la estación Quinta Normal, un evento de precipitación tiende a ser mayoritariamente nival en toda la cuenca. Esto explicaría la nula relación entre precipitación y caudal cuando  $t_{min} < 0^\circ\text{C}$  (Figura 4-1, fila 1). Por otra parte, las crecidas bajas con alta temperatura (Figura 4-1, fila 5) son eventos ocurridos en verano, donde si bien el área aportante es significativa, las precipitaciones son pequeñas y poco frecuentes, a la vez que tanto la capacidad de infiltración como las tasas de evapotranspiración son altas.

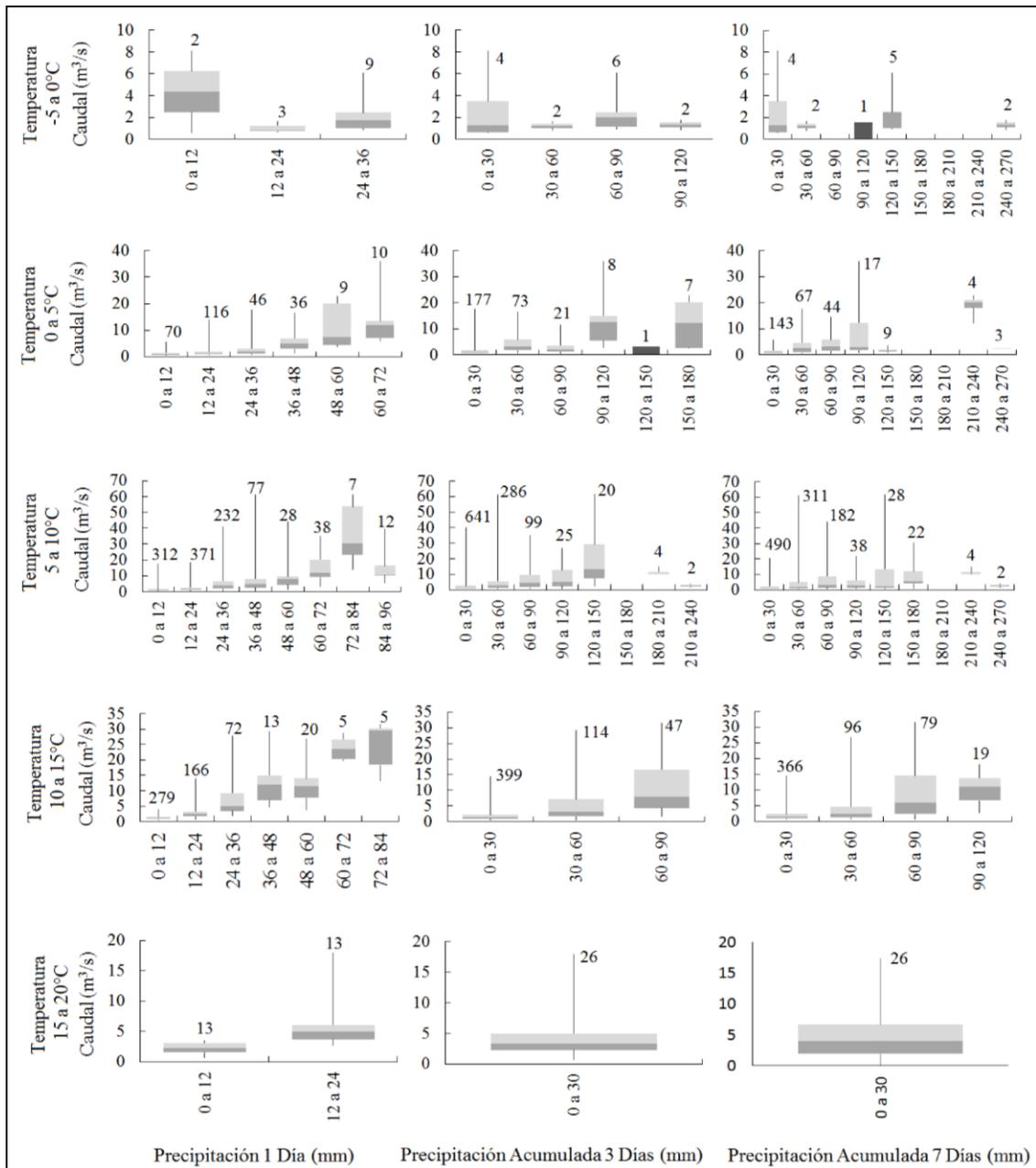


Figura 4-1: Mapa de caracterización de crecidas para distintos rangos de  $T_{min}$  diaria observada en el día de la crecida. Se relaciona el caudal máximo simulado con la precipitación diaria observada el día en que ocurre la crecida (1ª columna), con la precipitación de los 3 días antecedentes (2ª columna) y con la precipitación de los 7 días antecedentes (3ª columna). Los diagramas de caja muestran los percentiles 0,25, 0,50 y 0,75, y los valores mínimos y máximos de las crecidas. Los números sobre los diagramas de caja representan la cantidad de crecidas asociada a cada intervalo de precipitación y temperatura.

## 4.2 Efecto de la precipitación y temperatura mínima diarias

Considerando el percentil 0,5 en la Figura 4-1, el caudal máximo de un evento en general aumenta tanto con la precipitación como con la  $T_{min}$  del día. Esta tendencia es mucho más evidente cuando se considera la precipitación del día. Por el contrario, cuando se incorpora la precipitación acumulada previa en 3 y 7 días, la tendencia es bastante menos clara, dado que en este caso se incorporan días que pueden diferir en términos de ocurrencia y magnitud de precipitación. También es importante notar que, ya sea para los percentiles o para el valor máximo de caudal en cada grupo de caudales, hay excepciones puntuales. Dado lo complejo de los procesos involucrados en la transformación lluvia-escorrentía, es complicado explicar estas excepciones. Sin embargo podría ocurrir que esas situaciones se produzcan porque la desagregación de la precipitación diaria utilizada pudo haber generado algunas lluvias de baja intensidad y larga duración que produjeron menores caudales máximos.

En general existe una mayor variabilidad en los caudales generados a partir de las mismas condiciones de precipitación y  $T_{min}$  del día, cuando la precipitación diaria supera 36 mm (Figura 4-1, columna 1). Para precipitaciones menores, las crecidas están en un rango más acotado (sin considerar los valores extremos). Esto se da debido a que la gran mayoría de las crecidas (alrededor del 85%) corresponden a precipitaciones bajo los 36 mm.

El número de caudales máximos agrupados en cada diagrama de caja se debe considerar en la interpretación de la Figura 4-1, ya que un mayor número de ellos implica resultados más robustos. En general se observa que las excepciones a la

tendencia de caudales mayores a mayor  $t_{min}$  y precipitación, se deben a grupos de caudales con un bajo número de simulaciones. Así por ejemplo, a la fuerte relevancia de la ocurrencia de precipitación nival en la nula relación entre precipitación y caudal  $t_{min} < 0^{\circ}\text{C}$  (Figura 4-1, fila 1) se agrega la incertidumbre que implica el reducido número de crecidas que ocurren para estas temperaturas. Similarmente las 12 crecidas simuladas que se generan con precipitaciones diarias mayores a 84 mm y  $5^{\circ}\text{C} < t_{min} < 10^{\circ}\text{C}$  (Figura 4-1, fila 3, columna 1) podrían corresponder a un número pequeño de eventos que no permiten obtener un resultado acorde con la tendencia creciente del caudal máximo con mayores precipitaciones.

La Tabla 4-1 indica los coeficientes de correlación entre caudal, precipitación y temperatura, obtenidos considerando tanto el caudal medio agrupado en función de la temperatura y la precipitación, como el total de valores de caudales máximos en cada grupo. El coeficiente de correlación entre el caudal modelado y la precipitación y  $T_{min}$  diaria observada es 0,80 y 0,33 respectivamente, para el caudal medio, y de 0,62 y 0,04 respectivamente, para todos los eventos analizados. Estos valores implican que los caudales máximos de cada crecida se correlacionan mejor con las precipitaciones que con las temperaturas mínimas diarias. Estas correlaciones son más fuertes cuando se analizan las condiciones promedio de las crecidas en vez de todas por separado.

Tabla 4-1: Coeficientes de correlación entre el caudal máximo  $Q$  promedio y el de cada evento, y las distintas variables explicativas consideradas (i.e.  $T_{min}$  del día, precipitación del día  $P_{día}$ , precipitación de los 3 días anteriores  $P_{3días}$  y precipitación de los 7 días anteriores  $P_{7días}$ )

Variables	$Q$ medio por rangos	$Q$ de todos los eventos
Q vs Tmin día	0,33	0,04
Q vs Pdía	0,80	0,62
Q vs P3días	0,44	0,43
Q vs P7días	0,44	0,33

### 4.3 Efecto de la precipitación antecedente

La tendencia en el aumento del caudal máximo con mayores precipitaciones diarias es menos evidente cuando se considera la precipitación acumulada previa en 3 y 7 días. Esto ocurre porque se incorporan días que pueden distorsionar la caracterización, dado que las precipitaciones acumuladas anteriores son sólo una aproximación de la humedad del suelo al inicio de la lluvia que detona la crecida. De hecho, aunque lloviese por más de 3 días dentro de los 7 días anteriores, probablemente existan días secos en donde la humedad del suelo tendería a recuperarse hacia la capacidad de campo. Interesantemente, las caracterizaciones de las crecidas en función de la precipitación antecedente de 3 y 7 días (Fig. 4-1), son similares. Los coeficientes de correlación entre caudal máximo y precipitación antecedente de 3 días y 7 días (Tabla 4-1), son iguales considerando el caudal medio (0.44), y muy similares para el total de eventos (0.43 y 0.33 respectivamente). Por tanto, bastaría conocer la precipitación acumulada de no más de 3 días para tener una buena caracterización de los caudales máximos. Lo anterior se explica dado a que los eventos de lluvia registrados difícilmente sobrepasan los 3 días

seguidos de duración. Por tanto la precipitación de 3 días tiende a ser similar a la de los 7 días anteriores.

En los meses de junio, julio y agosto, la precipitación antecedente toma importancia en el incremento del caudal máximo. Esto no ocurre en verano ya que por las altas temperaturas la evapotranspiración es mayor y el suelo tiene una buena capacidad de infiltración. Además, en verano las precipitaciones son más infrecuentes, y es muy poco probable que llueva 2 o más días seguidos. Luego, es claro que en verano la precipitación diaria se relacione mejor con el caudal que la precipitación antecedente y el caudal.

#### **4.4 Ocurrencia de caudales extremos**

Resulta de interés caracterizar aquellas crecidas más extremas de mayor impacto en la zona de estudio. Para esto se propone identificar todos los eventos de escorrentía cuyo caudal máximo supere los  $20 \text{ m}^3/\text{s}$ , correspondiente al caudal de diseño de la canalización final de las descargas de la cuenca. Existen antecedentes de desbordes de la quebrada con graves daños a la ciudad de Santiago cuando las crecidas superan este caudal (DGA 2015). De un total de 1941 crecidas simuladas, 61 resultan superar el umbral de los  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  correspondientes al 3,14%.

Valiéndose de la Figura 4-1, se puede concluir que sin importar las magnitud de la lluvia, y considerando 6 días previos secos, es muy poco probable que la crecida supere los  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  si la temperatura mínima del día  $< 5^\circ\text{C}$  (Figura 4-1a). Por otra parte, es muy probable que la crecida supere los  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  si caen más de 72 mm en un día con  $5^\circ\text{C} < t_{min} < 10^\circ\text{C}$  (i.e. un 4,2% de todos los eventos), o si caen más de 60 mm cuando

$t_{min} > 10^{\circ}\text{C}$ . Considerando condiciones antecedentes húmedas de 3 días previos de lluvia, para temperaturas mínimas diarias mayores a  $5^{\circ}\text{C}$ , más de 120 mm acumulados probablemente generaran crecidas extremas. Sin embargo, sólo un 1,9% de todas las lluvias tienen estas características. Finalmente, tendrían que llover más de 200 mm en 7 días para que se produjese una crecida extrema, aunque esta condición es muy poco frecuente (1,4 % de todas las lluvias).

Con objeto de entender mejor como se originan las crecidas extremas en la cuenca, se evaluó que tan extremas son las condiciones de precipitación y temperatura mínima asociadas a estas crecidas. Para el análisis se identificó la  $T_{min}$  del día de la crecida, así como la precipitación acumulada de 1, 3 y 7 días como variables explicativas. Siguiendo el enfoque propuesto por Vicuña *et al.* (2014), se asoció cada una de estas crecidas a rangos de  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ , y se graficó en función de las variables explicativas expresadas como percentiles de la variable en el mismo mes en que ocurre la crecida (Figura 4-2). Esto permite caracterizar la probabilidad de ocurrencia de las precipitaciones y temperaturas teniendo en cuenta el mes en que ocurren (i.e. 30 mm de lluvia en verano es una magnitud menos probable y más extrema que si cayesen en invierno). Por ejemplo, en la figura 4-2a, una crecida entre 40 y  $45 \text{ m}^3/\text{s}$  puede ocurrir para un percentil 0,94 de temperatura y 0,98 de precipitación, y/o para un percentil de 0,38 y 0,99 respectivamente. Así entonces cada crecida se explica por una combinación de percentiles de temperatura y precipitación.

La Figura 4-2a muestra que en general las crecidas extremas mayores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  son producidas por precipitaciones diarias muy extremas (i.e mayores al percentil 0.95),

y temperaturas mínimas mayores al percentil 0,60 del mes. Situación similar ocurre si se considera la precipitación acumulada los días anteriores (Figura 4-2b y 4-2c), aunque el percentil de precipitación se vuelve menos restringido. De hecho éste baja a 0,9 y a 0,8 con 3 y 7 días de precipitación acumulada respectivamente, por tanto, a medida que llueve por más tiempo en la cuenca, las precipitaciones acumuladas que generan una crecida peligrosa son menos extremas. Adicionalmente, también hay una reducción en el número de crecidas significativas asociadas a precipitaciones extremas con percentil mayor a 0.95 (i.e. 50, 45, 29 cuando se considera la precipitación del 1, 3 y 7 días respectivamente). Estos resultados implican que los caudales extremos son explicados tanto por grandes precipitaciones como por altas temperaturas que elevan la ubicación de la isoterma cero, aumentando el área contribuyente que recibe precipitación líquida. Sin embargo en la zona de estudio es la precipitación extrema el factor clave detonante de una crecida de alto impacto, siendo relevante la concurrencia con temperaturas mínimas altas, aunque no se necesitan valores tan extremos de esta variable para que se produzca una crecida significativa.

Un 80% de los eventos con caudales mayores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  ocurre cuando ha precipitado 3 días antes en la cuenca (49 de 61 eventos), por tanto sólo un 20% de las crecidas extremas se dan cuando precipita un solo día (12 de 61 eventos). Además un 64% de dichos eventos se generan bajo condiciones de 7 días anteriores de lluvia (39 de 61 eventos). Esto implica que la mayoría de los caudales peligrosos se generan bajo condiciones antecedentes de humedad importante producida por lluvias que ocurren con anterioridad al día en que se produce la crecida. De este modo sería muy poco probable

tener una crecida de grandes impactos con una lluvia fuerte pero de duración menor a un día y sin condiciones previas de precipitación en los últimos 3 días.

Finalmente, si se relacionan una a una las magnitudes de los caudales extremos con los respectivos percentiles de precipitación, se obtienen valores del coeficiente de correlación de 0,03, -0,09 y -0,13 para la precipitación de 1, 3 y 7 días respectivamente. Por otro lado, el coeficiente de correlación entre el caudal extremo y  $t_{min}$  es de 0,15. Por lo tanto, se concluye que es muy difícil establecer una relación directa entre la magnitud de la crecida y los percentiles de precipitación y temperatura mínima diaria, pero si es posible definir una relación más general entre rangos de valores de estas variables como se muestra en la Tabla 4-1.

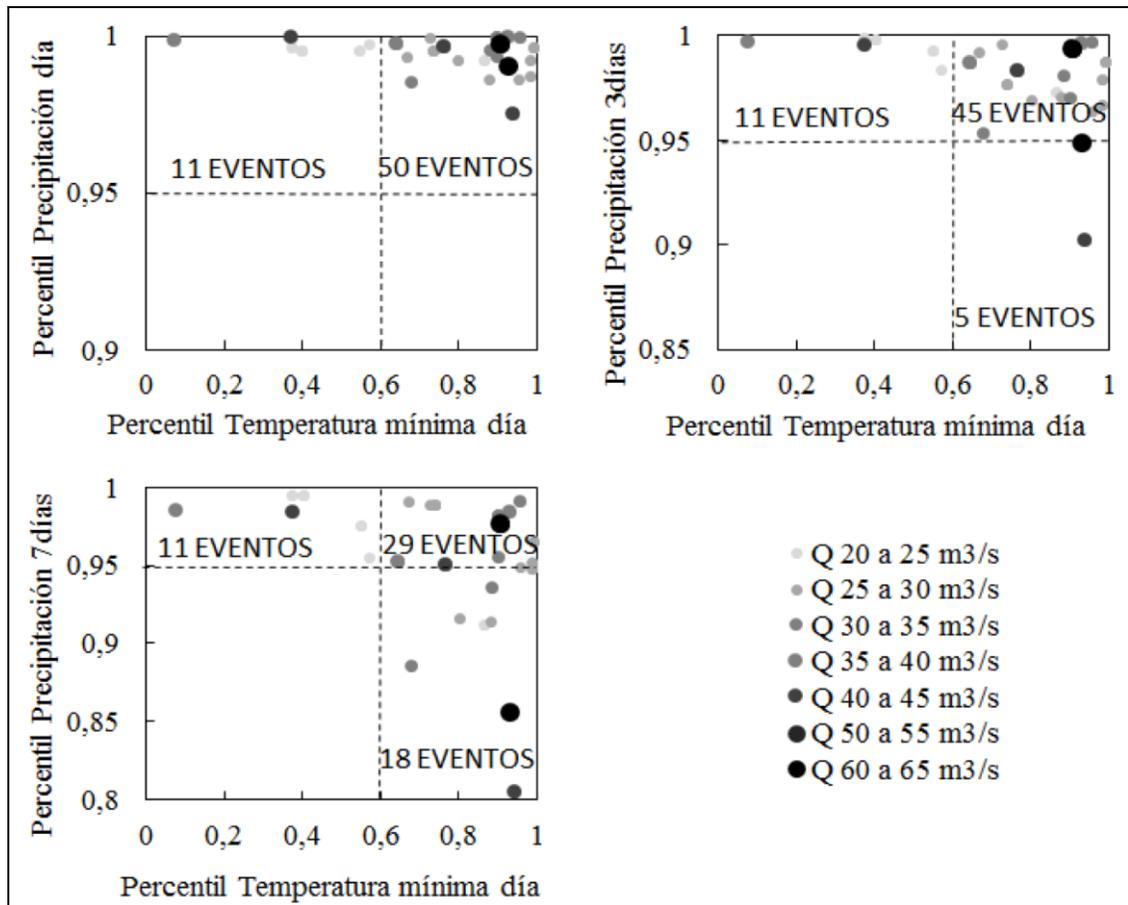


Figura 4-2: Caracterización de las crecidas mayores a 20 m<sup>3</sup>/s en función de los percentiles de precipitación y  $T_{min}$  del día definidos según el mes en que ocurre el evento. En el análisis se agrupan las crecidas en rangos de 5 m<sup>3</sup>/s. (a) Percentil precipitación 1 día, (b) Percentil precipitación 3 días, (c) Percentil precipitación 7 días.

## 5. CONCLUSIONES

El mayor riesgo de inundación por cambios de uso de suelo y desarrollo urbano hace necesario una gestión efectiva de crecidas, que involucre su caracterización y pronóstico. Esto toma mayor importancia en cuencas de precordillera no monitoreadas con tiempos de respuesta cortos, que obligan a caracterizar y pronosticar de forma oportuna la ocurrencia de eventos extremos usando variables de fácil disponibilidad y pronóstico. En este trabajo se utilizó un modelo continuo construido en Hec-HMS para analizar las crecidas máximas que se producen en la cuenca de la Quebrada Ramón, una cuenca de precordillera en la región Metropolitana de Chile, donde la ocurrencia de precipitación líquida y nival es controlada por el relieve y la temperatura. El estudio analiza la relación entre las crecidas máximas y las condiciones de precipitación y temperatura. La modelación utilizó series de precipitación y temperatura horarias desagregadas de los registros diarios existentes. Las principales conclusiones de este trabajo son:

- En general, los caudales máximos simulados se relacionan bastante bien con los registros meteorológicos diarios de precipitación y  $T_{min}$  en la estación Quinta Normal. Esta relación pareciera no ser clara en algunas ocasiones debido a que tanto las condiciones iniciales de saturación del suelo como la desagregación horaria de la precipitación influyen en el valor del caudal resultante.
- Las crecidas más habituales (~47%), considerando un umbral de  $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$ , ocurren con precipitaciones diarias de hasta 36 mm y temperaturas mínimas

diarias entre 5 y 15 °C, siendo más frecuentes las crecidas con temperaturas mínimas diarias entre 5 y 10 °C.

- Los caudales mayores a 20 m<sup>3</sup>/s, considerados como extremos para la cuenca en estudio, se producen en general con precipitaciones diarias mayores a 72 mm en un día con temperatura mínima entre 5°C y 10°C, y mayores a 60 mm si la temperatura mínima supera los 10°C. La posibilidad de crecida extrema también es muy alta si llueven más de 120 mm en 3 días a la vez que la temperatura mínima supere los 5 °C. Finalmente, tendrían que llover más de 200 mm en 7 días para que se produjese una crecida extrema, aunque esta condición es muy poco frecuente.
- Estos caudales superiores a 20 m<sup>3</sup>/s están asociados a percentiles de precipitación y temperatura mínima mayores a 0,95 y 0,60 respectivamente. Por tanto las crecidas en el lugar se explican principalmente por altas precipitaciones y, en menor grado por temperaturas altas que elevan la isoterma cero y permiten una mayor área contribuyente de esorrentía. Además los caudales extremos se generan en su gran mayoría (80,3%) cuando llueve por más de 1 día en la cuenca. De este modo, en la cuenca la condición típica que produce una crecida es una precipitación del día bastante extrema antecedida por otros días con lluvia.

Este trabajo ilustra la posibilidad de caracterizar la ocurrencia y magnitud de las crecidas usando variables típicamente medidas y pronosticadas a escala diaria. Esta caracterización sienta las bases para el desarrollo de sistemas simples de pronóstico y alerta temprana de crecidas. Adicionalmente el estudio ilustra la relevancia de considerar

las temperaturas en la caracterización de crecidas en una cuenca pequeña de precordillera, donde puede nevar o llover. A futuro, se propone extender y validar el enfoque a otras cuencas, que tengan registros de caudales más completos y extensos, de modo de hacer la caracterización con datos observados y no modelados. También se propone usar series de precipitación y temperatura horarias propias de escenarios futuros de cambio climático, de manera de identificar y caracterizar futuros eventos de crecida, y estimar su frecuencia de recurrencia.

## BIBLIOGRAFIA

- Amadio, P., Mancini, M., Menduni, G., Rabuffetti, D. y Ravazzani, G. (2003). A real-time flood forecasting system based on rainfall thresholds working on the Arno Watershed: definition and reliability analysis. *In: Proceedings of the 5th EGS Plinius Conference held at Ajaccio, Corsica, France.*
- Ashkar, F., Ouarda, T. B. M. J., Roy, R. y Bobée, B. (1993). Robust estimators in hydrologic frequency analysis. In *Engineering Hydrology*, Edited by: Kuo, C. Y. 347–352. New York, , USA: Am. Soc. Civ. Eng.
- Bennett, T. (1998). *Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hec-HMS*. (M.S. Thesis). University of California, California.
- Bouwer, L. (2010). Have disaster losses increased due to anthropogenic climate change. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 92(1), 39-46.
- Bras, R. L. (1990). *Hydrology: An introduction to Hydrologic Science*. Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company.
- Bruce, M. (2010). Guidelines for continuous simulation of streamflow in Johnson County Kansas with Hec-HMS. *Johnson County public works and infrastructure stormwater management program*. University of Kansas, Department of Civil Environmental and Architectural Engineering.
- Campbell, G., y Norman, J. (1998). *An introduction to environmental biophysics* (2a ed.). NY: Springer-Verlag.
- Cannon, S., Gartner, J., Wilson, R., Bowers, J., y Laber, J. (2008). Storm conditions for floods and debris flows from recently burned areas in south of Colorado and southern California. *Geomorphology*, 96(1), 250-269.
- Caruso, B.S., Rademaker, M., Balme, A., y Cochrane, T.A. (2013). Flood modelling in a high country mountain catchment, New Zealand: comparing statistical and deterministic model estimates for ecological flows, *Hydrological Sciences Journal*, 58(2), 328-341.
- Choi, J., Socolofsky, S. y Olivera, F. (2008). Hourly disaggregation of daily rainfall in Texas using measured hourly precipitation at other locations. *Journal of Hydrologic Engineering*. 13(6), 476-489.
- Chow, V., Maidment D.R., Mays, L.W. (1994). *Applied Hydrology*. McGraw - Hill. N.Y.

Consejería del Medio Ambiente del Gobierno de Cantabria (CMAGC). (2004). *Plan de investigación integral para la caracterización y diagnóstico ambiental de los sistemas acuáticos de Cantabria*. Anexo 2: Descripción y características del programa Hec-HMSEstudio de recursos hídricos. Santander.

De Vita, P., y Reichenbach P. (1998). Rainfall - triggered landslide a referent list. *Environmental Geology*, 35(1), 2-3.

Devore, J.L. (2014). *Probability and Statistics for engineering and the sciences*. Cengage Learning: Boston

Dirección General de Aguas (DGA). (2015). *Diseño de obras para el control aluvional y de crecidas líquidas en la Quebrada Ramón de la Región Metropolitana. Etapa II: Hidrología*, Dirección General de Aguas, Santiago de Chile.

Dirección General de Aguas (DGA). Recuperado de <http://www.dga.cl>.

Dirección General de Aguas (DGA), (1983a). *Pronóstico de caudales de deshielo en el corto plazo*. Departamento de Hidrología, Santiago de Chile.

Dirección General de Aguas (DGA), 1983(b). Procedimiento para la estimación de crecidas en cuencas nivales. *VII Congreso Nacional de Ingeniería Hidráulica*, Departamento de Hidrología, Santiago de Chile.

Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC). (1994). *Modelación del sistema de agua subterránea de los acuíferos de La Dehesa, Lo Barnechea y Las Condes*. Pontificia Universidad Católica de Chile, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Santiago de Chile.

Dirección de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DICTUC). (1998). *Geología de los acuíferos del sector oriente del río Mapocho*. Pontificia Universidad Católica de Chile, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Santiago de Chile.

Dirección Meteorológica de Chile (DMC). Recuperado de <http://www.meteochile.cl>.

Emergency Events Database (EM-DAT). (2014). *The international disaster database. Obtenido de Center for research on the Epidemiology of Disasters*. Recuperado de: [http://www.emdat.be/disaster\\_trends/index.html](http://www.emdat.be/disaster_trends/index.html).

Empresa Metropolitana de Obras Sanitarias (EMOS). (1996). *Plan de manejo de la cuenca de la Quebrada Ramón: Términos de Referencia*. Santiago de Chile.

- Fleming, M. (2002). *Continuous hydrologic modeling with HMS: Parameter estimation and model calibration and validation*. (M.S Thesis). Tennessee Technological University, Cookeville, Tenn.
- Fleming, M., y Neary, V. (2004). Continuous hydrologic modeling study with hydrologic modeling system. *Jornal of Hydrologic Engineering*, 9(3), 175-183.
- Gironás, J., Roesner, N.E., Davis, J., Rossman, L. (2010). A new applications manual for the Storm Water Management Model (SWMM). *Environmental Modelling and Software*, 25(6), 813-814.
- Gobierno Regional de la Región Metropolitana de Santiago (GRRM). (2012). *Actualización carta de uso del suelo en la región metropolitana de Santiago*. Santiago.
- Guha-Sapir D, Hoyois P.H., Below. R. (2014). *Annual Disaster Statistical Review 2013: The Numbers and Trends*. Brussels: Center for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED). Ciaco Imprimerie. Louvain-la-Neuve.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Kandel, D., Western, A., Grayson, R. y Turrall, H. (2004). Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modelling. *Hidrological Processes*. 18(8), 1423-1446.
- Kundzewicz, Z.W., Kanae, S., Seneviratne, S.I, Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., Mechler, R., Bouwer, L.M., Arnell, N., Mach, K., Muir-Wood, R., Brakenridge, G.R, Kron, W., Benito, G., Honda, Y., Takahashi, K., y Sherstyukov, B. (2014). Flood risk and climate change: Global and regional perspectives. *Hydrologic Sciences Journal*, 59(1), 1-28.
- Linsley, R., Kohler, M., y Paulhus, J. (1982). *Hydrology for Engineers* (3a ed.). McGraw-Hill. NY.
- Mancini, M., Mazzeti, P., Nativi, S., Rabuffeti, D., Ravazanni, G., Amadio, P., y Rosso, R. (2002). Definizione di soglie pluviometriche di piena per la realizzazione di un sistema di allertamento in tempo reale per il bacino dell' Arno a monte di Firenze. *Proc. XXVIII Convegno di idraulica e Costruzione idrauliche*, 2(1), 249-505.
- Martina, M., Todini, E., & Libralon, A. (2006). A Bayesian decision approach to rainfall thresholds based flood warning. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(1), 413-426..

Marzal, C. (2012). *Impacto del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico en la cuenca del río Elqui*. (Tesis de Maestría). Universidad de la Serena, Chile.

Ministerio de Energía de Chile (MEC). (2015). *Explorador del Recurso Solar en Chile*. Recuperado de: <http://ernc.dgf.uchile.cl/Explorador/Solar2>.

Mirhosseini, G., Srivastava, P., Stefanova, L. (2012). The impact of climate change of rainfall Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves in Alabama. *Regional Environmental Change*. 13(1), 25-33.

Mogil, H., Monro, J., y Groper, H. (1978). NWS's flash flood warning and disaster preparedness programs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 59(1), 690-699.

Montesarchio, V., Ridolfi, E., Russo, F. y Napolitano, F. (2011). Rainfall threshold definition using an entropy decision approach and radar data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(1), 2061-2074.

Natural Resources Conservation Service (NRCS) - United States Department of Agriculture (USDA). *National Engineering Handbook Hydrology Chapters. Chapter 15: Time of Concentration*. Recuperado de: <http://www.wcc.nrcs.usda.gov/ftpref/wntsc/H&H/NEHhydrology/ch15.pdf>

Nelson, E. J. (2004). *Watershed modeling system tutorials*. Department of Civil and Environmental Engineering. Environmental Modeling Research Laboratory. Brigham Young Univ., Provo, Utah.

Norviato, D., Borga, M., Esposti, S. D., Gaume, Eric., Anquetin, S. (2008). Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: An assessment for gauged and ungauged basins. *Journal of Hydrology*, 363(1), 274-290.

Poblete, A., Aguilar, L., y Sánchez, G. (2002). Estructuras estadísticas de los derrames del río San Juan y el Jáchal y sus relaciones. *Revista Geográfica N°6 del Instituto de Geografía de la Universidad Nacional de San Juan*. 11(1), 1138-9796.

Ponce, V. M. (1989). *Engineering hydrology: Principles and practices*. Prentice Hall.

Rawls, W., Ahuja, L., y Brakensiek, D. (1992). Estimating soil hydraulic properties from soil data. *Proc. Indirect methods for estimating hydraulic properties of unsaturated soils*. University of California, Riverside, C.A.

Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., Regalado, C.M. (2011). Capacidad de predicción de modelos aplicados a la ZNS: Herramienta informática para la adecuada evaluación de la bondad de ajuste con significación estadística, 259-264. En Martínez, J., Sánchez, N.(eds), *Estudios de la zona no saturada del suelo*, Vol X. Universidad de Salamanca.

- Robles-Morua, A., Che, D., Mayer, A.S. y Vivoni, E.R. (2015) Hydrological assessment of proposed reservoirs in the Sonora River Basin, Mexico, under historical and future climate scenarios. *Hydrological Sciences Journal*, 60(1), 50-66.
- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., y Likens, G. E. (2007). Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3-4), 149-166.
- Roy, D., Begam, S., Ghosh, S., y Jana, S. (2013). Calibration and validation of Hec-HMS model for a river basin in eastern India. *ARPN. Journal of Engineering and Applied Sciences*, 8(1), 40-56.
- Salas, J. D (2005). Risk analysis in water II. En: Salas, J. D., Smith, R. A., Tabios, G. Q., y Heo, J.H (eds), *Statistical computing techniques in water resources and environmental engineering*. Colorado: FastPrint.
- Socolofsky, S., Adams, E. E., y Entekhabi, D. (2001). Disaggregation of daily rainfall for continuous watershed modeling. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(1), 300-309.
- Turkington, T., Ettema, J., Van Westen, C. J. y Breinl, K. (2014). Empirical atmospheric thresholds for debris flows and flash floods in the Southern French Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(6), 1517-1530.
- US Army Corps of Engineers (USACE). (2000). *Hydrologic modeling system HEC-HMS. Technical reference manual*. Hydrologic Engineering Center.
- US Army Corps of Engineers (USACE). (2010). *Hydrologic modeling system HEC-HMS. User's Manual, 3.5*. Hydrologic Engineering Center.
- US Army Corps of Engineers (USACE). (2013). *Hec GeoHms Geospatial hydrologic modeling extension. User's Manual, Version 10.1*. Hydrologic Engineering Center.
- Vicuña, S., Gironás, J., Meza, F. J., y Cruzat, M. L. (2014). Exploring possible connection between hydrological extreme events and climate change in central south Chile. *Hydrological Sciences Journal*, 58(8), 1598-1619.
- Viessman, W., y Lewis, G. L. (2003). *Introduction to Hydrology* (5a ed.). Pearson Education Inc.
- Yilmaz, A. G. y Imteaz, M. A. (2011) Impact of climate change on runoff in the upper part of the Euphrates basin. *Hydrological Sciences Journal*, 56(7), 1265-1279.