



**MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LOS PÁRAMOS
ANDINOS CON TOPMODEL: PÁRAMO DE CHINGAZA,
COLOMBIA**

Eydith Girleza Gil Morales

**Universidad Nacional de Colombia
Sede Medellín
Facultad de Ciencias Agrarias
Departamento de Ciencias Forestales
Posgrado en Bosques y Conservación Ambiental
Medellín, Colombia**

Noviembre, 2012

Modelación Hidrológica de los Páramos Andinos con TOPMODEL: páramo de Chingaza, Colombia.

Eydith Girleza Gil Morales¹

**Tesis de Grado presentada como requisito parcial para optar al título
de**

Magister en Bosques y Conservación Ambiental

Director

**Conrado de Jesús Tobón Marín²
Edafólogo, Ph.D.**

**Línea de Investigación
Hidrología y Modelación de Ecosistemas**

**Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín
Facultad de Ciencias Agrarias
Posgrado en Bosques y Conservación Ambiental
Medellín, Colombia
2012**

¹ Ingeniera Forestal. Estudiante de Maestría en Bosques y Conservación Ambiental. Universidad de Colombia, Sede Medellín. Correo electrónico: daillesol@gmail.com.

² Edafólogo, PhD. Profesor Asociado Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.

Dedicatoria



*...Tal y como lo expresaba el poeta Porfirio Barba Jacob:
... "Era una llama al viento y el viento la apagó".... Esta tesis la
dedico a lo pertinente que resulta seguir luchando pese a las
vicisitudes, porque la fortaleza de espíritu sólo se adquiere con
el arduo camino. Trasegar es la única opción disponible,
porque de cualquier modo, la vida siempre continúa...*

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los desarrolladores del modelo hidrológico TOPMODEL por permitirnos usarlo para fines académicos y de investigación (profesores Mike Kirkby de la Universidad de Leeds y Keith Beven de la Universidad de Landcaster). Igualmente, al Dr. Wouter Buytaert de la Universidad de Imperial en Londres, actual responsable del mantenimiento de TOPMODEL en R versión 0.7.2-2 (septiembre 21 de 2011), el cual fue implementado en el presente estudio. Al Departamento de Ciencia, Tecnología e Innovación -COLCIENCIAS por su programa Jóvenes Investigadores e Innovadores durante los años 2008-2009 y 2009-2010 y a la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, específicamente la Dirección de Investigación -DIME, por la financiación del proyecto: *“Hidrología y Modelación de Ecosistemas de Alta Montaña en Colombia”*. Del mismo modo, al Centro Internacional de la Papa -CIP / Consorcio para el Desarrollo Sostenible de la Ecoregión Andina -CONDESAN, por la financiación brindada a través de la cooperación del Programa de Becas Proyecto Páramo Andino-PPA, a la Unidad Administrativa Especial del Sistema de Parques Nacionales Naturales -UAESPNN por el apoyo logístico brindado dentro del Parque Nacional Natural Chingaza (Cundinamarca, Colombia) y la consecución de cartografía base del área de estudio. Al programa de Maestría en Bosques y Conservación Ambiental del Departamento de Ciencias Forestales. A todos aquellos que contribuyeron de diferentes maneras en el proyecto, iniciando por el profesor Dr. Conrado Tobón Marín, pasantes del programa curricular de Ingeniería Forestal y ayudantes de campo. Finalmente manifiesto una gratitud sincera a mi familia y amigos cercanos que estuvieron al tanto de este proceso con su apoyo incondicional.

RESUMEN

Los páramos proporcionan múltiples servicios ecosistémicos principalmente relacionados con el abastecimiento de agua para las grandes ciudades. En Colombia, como en otros países, son pocos los esfuerzos realizados para la modelación hidrológica en este tipo de ecosistemas y, puesto que se espera que el cambio climático y el cambio en el uso y coberturas terrestres impacten significativamente la provisión de agua por parte de estos ecosistemas, se requiere entender en primer lugar su funcionamiento ecohidrológico. Para ello se aplicó el modelo hidrológico topográfico TOPMODEL en la cuenca de la quebrada La Chucua (Parque Nacional Natural Chingaza), departamento de Cundinamarca, que hace parte del complejo del sistema de provisión de agua para la ciudad de Bogotá y se encuentra dominada primordialmente por una cobertura de páramo. Como primera aproximación al funcionamiento hidrológico del páramo, se calibró y validó el modelo de manera respectiva para los años 2008 y 2009, por medio de las series de datos de caudal disponibles para esos años; con ello, el mayor valor de eficiencia (coeficiente de Nash-Sutcliffe) que se obtuvo fue de 0,76, valor aceptable que revela la capacidad del modelo para representar adecuadamente el comportamiento hidrológico del páramo en la cuenca. Los resultados de las mejores simulaciones presentan bajos valores de escorrentía superficial por exceso de infiltración -FEX, lo que indica la capacidad de amortiguamiento del suelo, acorde con el proceso dominante de escorrentía subsuperficial definido por las características de sus suelos. Por último, a partir del conjunto de parámetros seleccionado con base en el menor valor de escorrentía superficial por exceso de infiltración, que reportó una de las mayores eficiencias de Nash-Sutcliffe (0,7558) y presentó un significado físico correspondiente a los procesos observados en campo, se determinaron los efectos causados por escenarios hipotéticos de cambio climático sobre el funcionamiento ecohidrológico del páramo para el año 2030. Los resultados muestran efectos significativos en el régimen de caudales simulados para este año con reducciones de hasta un 10%, especialmente cuando se considera la incidencia de la precipitación, comparada con el aumento de la temperatura sobre la variable respuesta. Esto podría obedecer a que los páramos parecen

estar adaptados en mayor medida a variaciones drásticas en esta última variable, debido a la vegetación que los conforma y, a que adicionalmente, la temperatura no es la única variable que tiene influencia en la evapotranspiración potencial que ingresa al modelo ajustado; en contraste con la incidencia de la cantidad de agua disponible sobre el rendimiento hídrico de los páramos.

Palabras claves: Agua, Páramos, Modelación Hidrológica, TOPMODEL, Escenarios de Manejo, Cambio Climático

ABSTRACT

The páramos provide multiple ecosystem services, mainly related to freshwater supply for the large cities. In Colombia, as in other countries, there are few efforts carried out for hydrological modeling in this type of ecosystems and since it is expected that the climatic change and land-use and land-cover change (LULCC) impacts significantly the provision of water by these ecosystems, it is required to understand in the first place its eco-hydrological functioning. The hydrological topographic model TOPMODEL was applied in The Chucua basin (National Natural Park Chingaza), department of Cundinamarca, which belongs of the complex of water provision system for the city of Bogota and is dominated primarily by a cover of páramo. As a first approximation to the hydrological functioning of the páramo, the model was calibrated through a series of runoff data of the year 2008 and it was validated by means of series of runoff data for the 2009; the maximum value of efficiency (coefficient of Nash-Sutcliffe) was obtained around 0.76, a value of acceptable efficiency, that reveals that the model is capable of representing in an adequate way the hydrologic behavior of the páramo in the basin. The results of better simulations present low values of infiltration excess overland flow -FEX, what indicates the buffer capacity of soils, which is consistent with the dominant process of subsurface flow defined by the characteristics of its soils. Finally, from the assembly of parameters selected based on the smaller value of infiltration excess overland flow, that reported one of the greater efficiencies of Nash-Sutcliffe (0.7558) and presented a physical meaning pertaining to the processes observed in field, the effects caused by hypothetical scenarios of climatic change on the eco-hydrological functioning of the páramo were determined for the year 2030. The results show significant effects in the state of simulated volumes for that year with reductions of up to 10%, especially when the precipitation is considered, compared with the effect of the increase of temperature on the runoff. This could obey to that the páramo seems to be adapted in greater measure to drastic variations in this last variable due to the characteristics of vegetation and additionally, the temperature is not the only

variable that has influence in the potential evapotranspiration that enters to the adjusted model; in contrast to the effect of the amount of available water on the water yield of the páramos.

Keywords: *Water, Páramos, Hydrological Modelling, TOPMODEL, Management Scenarios, Climate Change*

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	2
1.1	Preguntas de investigación	7
1.2	Hipótesis alternativas de respuesta.....	7
2	OBJETIVOS	8
2.1	General	8
2.2	Específicos	8
3	ESTADO DEL ARTE.....	9
3.1	Páramos y Modelación Hidrológica.....	9
3.2	Conceptualización de TOPMODEL.....	17
3.3	Parámetros del modelo hidrológico TOPMODEL.....	26
3.4	Escenarios de cambio climático	34
4	METODOLOGÍA	41
4.1	Localización y descripción del área de estudio	41
4.2	Información de entrada del modelo TOPMODEL	47
4.2.1	Modelo de Elevación Digital -DEM de la cuenca de la quebrada La Chucua	49
4.2.2	Datos hidrometeorológicos.....	50
4.2.3	Función acumulativa de retraso de la cuenca en TOPMODEL.....	51
4.2.4	Parámetros del modelo	52
4.3	Simulación línea base.....	53
4.3.1	Calibración	57
4.3.2	Validación	59

4.4	Simulación de escenarios tendenciales de cambio climático y efecto sobre la respuesta hídrica de la cuenca.....	60
5	RESULTADOS.....	62
5.1	Simulación de línea base.....	62
5.1.1	Análisis de Sensibilidad.....	66
5.1.2	Calibración.....	68
5.1.3	Validación.....	74
5.2	Simulación de escenarios tendenciales de cambio climático.....	78
6	DISCUSIÓN.....	80
6.1	Análisis físico de los parámetros del modelo e incidencia de sus valores con los procesos asociados a la hidrología del páramo.....	86
6.2	Identificación de los procesos hidrológicos dominantes en el páramo.....	93
6.3	Capacidad predictiva del modelo e incertidumbre de la predicción hidrológica.....	96
6.4	Implicaciones ecohidrológicas de los escenarios futuros.....	102
7	CONCLUSIONES.....	109
8	RECOMENDACIONES.....	111
	REFERENCIAS.....	114
	ANEXOS.....	125

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Estructura esquemática del modelo hidrológico TOPMODEL. Convenciones: $S_{r_{\max}}$ = Déficit de almacenamiento máximo en la zona de raíces, S_{rz} = Almacenamiento inicial en la zona de raíces, S_{uz} = Almacenamiento en la zona no saturada, q_v = Recarga vertical, CD = Capilaridad, PMP = Punto de marchitez permanente, CC = Capacidad de campo, S = Saturación y $D(i)$ = Déficit de saturación local. Se resalta que las flechas direccionan los flujos. Fuente: Modificado de Kazama and Sawamoto (2002). 18
- Figura 2. Localización general y específica del área de estudio. Fuente Base: Información de referencia entregada en el 2008 por el Grupo de Planeación y Seguimiento de Parques Nacionales, elaborado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi –IGAC e INFOMAP (2006) y modificada por el equipo de trabajo. Escala: 1:25.000. El mapa de coberturas fue modificado a partir de la interpretación que el IDEAM (2011) realizó para el proyecto INAP, a la imagen satelital Landsat (857) del año 2000. Escala: 1:100.000..... 42
- Figura 3. Proceso de modelación hidrológica y módulos de TOPMODEL. 48
- Figura 4. DEM de la cuenca La Chucua. El rango de colores indica la variación altitudinal de la cuenca entre los 2.465 y 3.541 m.s.n.m., aumentando hacia la parte más amplia de la misma. Los círculos corresponden a las estaciones de medición localizadas en el área de estudio..... 49
- Figura 5. Distribución espacial del Índice Topográfico para la cuenca de la quebrada La Chucua. Los colores azul oscuro y fucsia indican las áreas de la cuenca con mayor susceptibilidad a saturarse. 63
- Figura 6. Eventos de precipitación y caudal registrados y de evapotranspiración estimada, para la cuenca de la quebrada La Chucua durante los años 2008-2009..... 65
- Figura 7. Gráficos de dispersión del comportamiento de los parámetros acorde a las simulaciones realizadas en 2008 con base en los parámetros de la Tabla 1. E corresponde a la eficiencia entre 0 y 1. 67
- Figura 8. Caudales observados (negro) y simulados (rojo) para la cuenca de la quebrada La Chucua durante el 2008..... 72

Figura 9. Distribución de la escorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX) en el período de calibración (2008).....	73
Figura 10. Intervalos de confianza del 90% para el caudal simulado promedio (a escala logarítmica) con base en las simulaciones y eficiencias superiores a 0,6. Convenciones: negro (caudal simulado promedio), rojo (límite inferior del intervalo) y azul (límite superior del intervalo).....	74
Figura 11. Caudales observados (negro) y simulados (rojo) para la cuenca de la quebrada La Chucua durante el 2009.	76
Figura 12. Registro de la precipitación para diferentes períodos en el Parque Nacional Natural Chingaza. Convenciones: Pp indica precipitación.	107
Figura 13. Volúmenes de agua de los compartimientos cauce (Q) y zona saturada (q_s). Convenciones: Q, caudal total simulado 2009; q_s , caudal subsuperficial simulado 2009.	108

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Relación de trabajos que modifican la formulación inicial de TOPMODEL.	125
Anexo 2. Descripción de los principales requerimientos del programa TOPMODEL.	126
Anexo 3. Campañas de campo para la estimación de algunos parámetros e información de entrada al modelo.....	129
Anexo 4. Disponibilidad del Software.	130

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Parámetros de TOPMODEL.....	26
Tabla 2. Función acumulativa de retraso para la cuenca de la quebrada La Chucua.	52
Tabla 3. Intervalos de los parámetros de TOPMODEL establecidos en las simulaciones iniciales, con base en la revisión de literatura y análisis de sensibilidad.	69
Tabla 4. Rangos definitivos seleccionados para calibración.	70
Tabla 5. Conjuntos de parámetros seleccionados producto de 10.000 iteraciones en el proceso de calibración de los datos con la serie de registros del año 2008.	71
Tabla 6. Resultados de 10.000 iteraciones para el proceso de validación de datos con la serie de registros del año 2009.	75
Tabla 7. Procesos dominantes durante la calibración y validación de TOPMODEL para la cuenca de la quebrada La Chucua.	77
Tabla 8. Porcentaje de cambio en los caudales simulados con TOPMODEL bajo tres escenarios de cambio climático.	78

1 INTRODUCCIÓN

El abastecimiento de agua potable principalmente para el consumo humano, la producción de alimentos y la generación hidroeléctrica, se ha convertido a nivel mundial en un asunto prioritario en el ámbito económico y social (Buytaert et al., 2011). La provisión de este servicio en la región andina, se atribuye principalmente a los páramos y en general a los ecosistemas de alta montaña (Tobón, 2009), considerados ecosistemas estratégicos, dada la multiplicidad de servicios ambientales que ofertan, entre los que se destacan el almacenamiento del agua en el suelo y la regulación hídrica (Buytaert and Beven, 2011). Sin embargo, pese a su importancia, el conocimiento de su funcionamiento ecohidrológico es incipiente y aún se desconocen en gran medida los efectos que causarían ciertos escenarios hipotéticos de cambio climático, sobre el rendimiento hídrico de éstos. En consecuencia, los escenarios de cambio climático, representarían una clara condición de amenaza, que en conjunto con la vulnerabilidad inherente a las características ecosistémicas de los páramos, constituyen un riesgo sobre la provisión de las funciones ecosistémicas específicamente relacionadas con el recurso hídrico, tanto en el mediano como en el largo plazo. En este contexto, el uso de la modelación hidrológica como herramienta de gestión del recurso hídrico, se considera adecuado para entender el comportamiento de los ecosistemas estratégicos, y además, para realizar predicciones frente a condiciones cambiantes (Buytaert et al., 2006).

Los modelos hidrológicos son herramientas útiles de simulación para la descripción del comportamiento ecohidrológico de cuencas (Albek et al., 2004) y la predicción de impactos potenciales que derivan cambios en el régimen de descarga (Croke et al., 2004). Su integración con los computadores ha facilitado la comprobación de las hipótesis que subyacen de cualquier sistema hidrológico, lo que ha permitido un avance considerable de esta área del conocimiento (Buytaert and Beven, 2011). A través de ellos, es posible representar los procesos hidrológicos dominantes del correspondiente ciclo hidrológico de cada ecosistema, mediante la aplicación de balances hídricos (Villa, 2008; Tobón, 2009), relacionados con hipótesis planteadas y parámetros estimados, lo que permite explorar la validez de las representaciones, las interacciones y las diversas

escalas de comportamiento (Buytaert and Beven, 2011). Dichos modelos proporcionan además, información relevante para los científicos y tomadores de decisiones, en el marco de políticas de conservación, manejo y uso eficiente del recurso hídrico (Viviroli et al., 2009).

Específicamente en la modelación hidrológica a escala de cuenca se ha incrementado la necesidad de simular los caudales, como una respuesta a los eventos de precipitación (Gallart et al., 2007) y los cambios que ocurren cuando se presentan cambios en el uso del suelo y cambios en las condiciones climáticas. En especial, la modelación ha sido ampliamente utilizada no solo para el entendimiento de los procesos hidrológicos, sino además para la identificación y separación del flujo por componentes, la previsión de avenidas y la simulación de escenarios. Por tal razón, en años recientes muchos modelos hidrológicos espacialmente distribuidos han sido desarrollados y se han convertido en herramientas operativas importantes de la hidrología (Da Silva and Kobiyama, 2007b).

A pesar del creciente auge de los modelos hidrológicos, aquellos distribuidos de base física son muy complejos y demandan gran cantidad de datos, por lo que los modelos denominados conceptuales son más fáciles de aplicar, ya que poseen una estructura más simple que requiere una menor cantidad de datos de entrada, sin la necesidad de desarrollar modelos individuales para cada cuenca y determinar parámetros por cada localización (Gallart et al., 2007). A pesar de que los procesos hidrológicos son complejos los datos adquiridos en campo pueden ser representados mediante modelos conceptuales, los cuales son comúnmente simplificados en funciones matemáticas de naturaleza física, a través de la creación de reservorios. Dichos módulos aunque no simulan de manera explícita toda la distribución espacial de las variables asociadas con el funcionamiento de una cuenca, si dan cuenta del comportamiento general de ésta (Da Silva and Kobiyama, 2007b).

La aproximación que realiza el modelo hidrológico TOPMODEL, cuyo acrónimo significa Modelo Topográfico tipo Precipitación – Caudal, permite hacer uso de un modelo conceptual semidistribuido; éste constituye una versión simplificada respecto a

la variabilidad espacial de la respuesta hidrológica, en el cual únicamente la topografía se considera distribuida (Beven et al., 1984). Es por ello que la información del índice topográfico se integra dentro de la estructura general del modelo, a través de la distribución espacial del contenido de humedad del nivel freático (Güntner et al., 1999) y tan sólo se requiere conducir al mismo, unas pocas variables y parámetros, que pueden ser fácilmente determinados en campo, y permiten superar las limitaciones económicas asociadas a la obtención de datos reales y a las posibles restricciones en la capacidad de los computadores para realizar las simulaciones, que comúnmente presentan otros modelos. TOMPODEL ha estado disponible por mucho tiempo y ha sido ampliamente aplicado a través del mundo entero, tanto en su versión original como en modificaciones posteriores realizadas al mismo. A pesar de su extendido uso, pocos estudios se han realizado a nivel comparativo, y recientemente se hace más interesante su aplicación a escala de cuenca para el estudio en páramos y la evaluación de escenarios futuros de cambio climático (Dietterick et al., 1999; Da Silva and Kobiyama, 2007b).

Otro aspecto que ha generado un interés creciente es la posibilidad de integración de los modelos hidrológicos con los modelos climáticos; esto con el fin de determinar los efectos del denominado Cambio Climático Global (IDEAM, 2010a). En relación con lo anterior, se plantea un panorama en el que se espera un fuerte impacto de los cambios en las variables climáticas globales y locales sobre el estado de los recursos hídricos (Hofstede et al., 2003), situación que a nivel mundial también ha generado notables alteraciones sobre el régimen hidrológico de los sistemas fluviales (Chen et al., 2001; Zhang and Lu, 2009). En primer lugar, cambios en los patrones de precipitación pueden afectar notablemente la disponibilidad de agua, mientras que cambios en temperatura, radiación y humedad, se espera que tengan un efecto sobre la evapotranspiración. Por esta razón, la combinación de los modelos climáticos con los modelos hidrológicos usualmente es útil para el propósito de predecir los efectos del cambio climático sobre la magnitud de los caudales (Buytaert et al., 2009).

De otro lado, las proyecciones de los modelos de circulación global normalmente se detallan a mayor escala mediante aproximaciones estadísticas (técnicas de reducción de escala) y se usan para forzar a escala de cuenca los modelos hidrológicos. Sin embargo,

estas aproximaciones están sujetas a grandes incertidumbres en diferentes niveles de predicción, debido a: las simplificaciones de las representaciones climáticas; las hipótesis erróneas acerca de los procesos climáticos; las limitaciones espaciales y temporales de las resoluciones; la aparición de variables y procesos nuevos con el cambio de escala y el error de forzamiento de los datos. Se destaca además que la principal debilidad de estos modelos se atribuye a la incapacidad de los mismos para incorporar la compleja topografía, como es el caso de los Andes latinoamericanos donde se encuentran diversos ecosistemas como los páramos, y se presentan patrones de clima local (IDEAM, 2010a).

Es por ello que resulta más apropiado utilizar modelos regionales pues aunque su implementación es limitada, poseen una mayor capacidad para representar adecuadamente los principales procesos que inciden sobre la respuesta hidrológica de las cuencas y su variabilidad espacial. Sin embargo, actualmente existe un gran reto para la estimación de tales modelos en países en desarrollo, dado que continúa siendo difícil acceder a la información que éstos requieren. Por ello, una aproximación que puede llevarse a cabo es la aplicación de los modelos hidrológicos a escala de cuenca (Buytaert et al., 2009). Dicha unidad territorial representa una mayor oportunidad para instalar sistemas de monitoreo de corto tiempo y así acceder a los datos que requieren los diversos modelos (De Bièvre, 2009), especialmente modelos ampliamente aplicados como TOPMODEL.

TOPMODEL presenta la ventaja de ser relativamente simple a escala de cuenca, de estructura flexible, en oposición a otras estructuras rígidas de modelación, que no permiten la adaptación de los modelos a contextos específicos. El uso de un modelo hidrológico complejo contempla un gran esfuerzo en cuanto a habilidades de programación; tiempo para construir y revisar el código fuente, y principalmente, un reto para el entendimiento general de la estructura del modelo, para la implementación de los algoritmos que se requieren en la ejecución de rutinas que complementan el proceso. El modelo hidrológico TOPMODEL adicionalmente se encuentra disponible en un lenguaje de programación libre, asequible para la comunidad académica, y estructurado mediante librerías que facilitan el dominio del código (Buytaert et al.,

2008). Este modelo ha sido aplicado de manera innovadora en ecosistemas de páramos (Buytaert et al., 2003), los cuales se incluyen entre los ecosistemas más susceptibles a sufrir modificaciones por el cambio climático (Foster 2001; IDEAM 2002). Especialmente las zonas montañosas han sido consideradas áreas únicas para la detección y la evaluación de impactos relacionados con el clima (Vuille et al., 2008) y en algunas de ellas, TOPOMODEL se ha aplicado específicamente para realizar predicciones de cambio climático (Dietterick et al., 1999).

Por todo lo anterior, las necesidades de investigación de los páramos responden al interés humano por estudiar su funcionamiento hidrológico (De Bièvre 2009; Tobón 2009). Sin embargo, el monitoreo de la dinámica hídrica en páramos y el estudio de su importancia categórica, en términos del abastecimiento de agua potable, es relativamente reciente (Tobón, 2009). En este sentido, la modelación hidrológica, constituye una herramienta innovadora de manejo virtual en páramos, que ha permitido efectuar investigaciones en torno a la dinámica hídrica de estos ecosistemas (Buytaert et al., 2003; Buytaert and Beven, 2011). Por esta razón, en el presente estudio se busca caracterizar la hidrología del páramo de Chingaza a escala de cuenca, mediante la modelación de los procesos hidrológicos utilizando el modelo TOPMODEL y evaluar su potencial para el establecimiento de un escenario base de predicción que permita realizar de manera preliminar ensayos hipotéticos sobre escenarios contrastantes de cambio climático.

En la presente investigación el modelo TOPMODEL será aplicado y su capacidad para predecir los caudales será probada, al analizar si las hipótesis declaradas en este, se ajustan a las condiciones del sitio, mediante la calibración y validación de los datos procedentes de la cuenca de la quebrada La Chucua (Parque Nacional Natural -PNN Chingaza, Cundinamarca, Colombia) para los años 2008 – 2009 y la estimación de los parámetros asociados. Se develará entonces la influencia que ejercen ciertos factores característicos del terreno representados en el modelo (Legesse et al., 2003), sobre la respuesta hídrica; específicamente la topografía y los suelos a los cuales se aduce el comportamiento hídrico excepcional de los páramos (Buytaert and Beven, 2011), indicadores además de los procesos hidrológicos dominantes que gobiernan el

comportamiento del mismo. Esto permitirá caracterizar en términos hidrológicos el funcionamiento actual del páramo en la cuenca, además de preparar una herramienta de modelación hidrológica disponible, ajustada a las condiciones del páramo y su posibilidad de ser aplicada a *posteriori* en otros escenarios de simulación, para afianzar el conocimiento de la ecohidrología de los páramos en Colombia.

1.1 Preguntas de investigación

El modelo hidrológico TOPMODEL se ajusta a las condiciones del páramo dado sus postulados (Buytaert and Beven, 2011). En ese sentido el modelo sirve para hacer escenarios de predicción, en los cuales por efecto del cambio climático, se espera se presenten cambios significativos en el rendimiento hídrico. La presente investigación pretende dar respuesta a los siguientes **planteamientos**:

- i. ¿Cómo funciona ecohidrológicamente el páramo de Chingaza en la actualidad?,
- ii. ¿Cuál es la magnitud del cambio en el funcionamiento y en la oferta hídrica del páramo de Chingaza, bajo diferentes escenarios de cambio de climático?

1.2 Hipótesis alternativas de respuesta

Para dar respuesta a estos interrogantes, se han planteado las siguientes **hipótesis alternativas**:

- a. El comportamiento ecohidrológico actual del páramo en Chingaza puede modelarse de manera adecuada con TOPMODEL y por ende, es factible realizar la proyección del comportamiento hidrológico futuro del páramo, al establecer escenarios cambiantes de clima.

-
- b. Los escenarios de cambio climático afectarán el funcionamiento ecohidrológico del páramo de Chingaza y su respuesta hídrica.

2 OBJETIVOS

2.1 General

- ❖ Modelar el funcionamiento ecohidrológico del páramo de Chingaza, mediante el modelo hidrológico TOPMODEL y determinar los efectos hidrológicos del cambio climático sobre el rendimiento hídrico.

2.2 Específicos

- ❖ Calibrar y validar el modelo hidrológico TOPMODEL en la cuenca La Chucua, en el páramo de Chingaza.
- ❖ Caracterizar los principales procesos ecohidrológicos dominantes en el páramo de Chingaza, mediante la cuantificación de las variables hidrológicas y los parámetros más importantes que afectan la dinámica hídrica, a través de la implementación de TOPMODEL en la cuenca La Chucua.
- ❖ Determinar los efectos causados por escenarios hipotéticos de cambio climático sobre el funcionamiento ecohidrológico del páramo y evaluar la magnitud de cambio de su oferta hídrica proyectada hasta el año 2030 mediante el uso de TOPMODEL.

3 ESTADO DEL ARTE

3.1 Páramos y Modelación Hidrológica

A pesar de su limitada extensión alrededor del mundo (35.000 Km²) (Hofstede et al., 2003), los páramos se reconocen por los servicios ambientales que proporcionan a escala local y global (Kapelle and Horn, 2005). Entre estos servicios se encuentra la conservación de la biodiversidad, el almacenamiento de carbono en el suelo, la hidroenergía y principalmente, el abastecimiento de agua potable para las grandes ciudades, como es el caso de Bogotá (Colombia) que depende casi en un 95% del agua proveniente de los páramos (Buytaert et al., 2011) localizados en el Parque Nacional Natural Chingaza, en el departamento de Cundinamarca.

Puesto que las condiciones climáticas en tierras bajas normalmente son secas, el agua en superficie proveniente de las altas montañas es crucial para el abastecimiento local de agua (Buytaert et al., 2006). El rendimiento hídrico de los páramos está relacionado entre otros factores con variables como la orografía y la presencia de un tipo de vegetación enana y arbustiva de tipo suculento y cespitoso, que logra incorporar al suelo un régimen de precipitación errática. Dicha precipitación es finalmente almacenada por el suelo que actúa como un excelente regulador hídrico y es convertida por éste en un flujo constante de agua (Buytaert et al., 2011), dada la alta porosidad de los suelos del páramo (>80%), que en condiciones de saturación, alcanzan valores de retención de humedad de hasta un 90% (Buytaert et al., 2002).

En investigaciones recientes se ha señalado que es probable que el cambio climático global incida fuertemente en los procesos ecosistémicos de los páramos (Buytaert et al., 2011). Aunque existen divergencias en las proyecciones de los diferentes modelos de circulación global, existe una coincidencia en la tendencia a considerar un incremento de la temperatura, particularmente con el aumento del gradiente altitudinal (Vuille et al., 2008). Por otra parte, aunque las proyecciones sobre

el cambio en la variable precipitación son más variables, se espera una modificación del patrón de la estacionalidad de la misma, lo que ocasionaría largas y fuertes estaciones secas y/o húmedas dependiendo de la región (IPCC, 2007) y en el caso particular de los páramos, implicaría una disminución importante de la precipitación (Buytaert et al., 2011). Finalmente, todo apunta a que las tendencias observadas en la mayoría de las variables son indicadoras de una intensificación del ciclo hidrológico durante las próximas décadas.

La importancia de los páramos como ecosistemas estratégicos para el abastecimiento de agua, se conjuga con la vulnerabilidad que estos presentan ante las condiciones de cambio ambiental, tal como lo evidencian los efectos causados por los cambios en los usos del suelo (Buytaert et al., 2002; Tobón and Arroyave, 2007), así como su sensibilidad al cambio climático, derivado del fenómeno de calentamiento global (Buytaert et al., 2009). En consecuencia, a pesar de que aún existen incertidumbres en cuanto a las tendencias climáticas, debidas principalmente a las imprecisiones asociadas a la modelación (Buytaert et al., 2011); también persiste una inquietud respecto al alto rendimiento hídrico de los páramos (Buytaert et al., 2007), con graves repercusiones sobre la pérdida irreversible de la capacidad de retención de humedad de los mismos (Poulenard et al., 2001). Por esta razón, recientemente existe un interés marcado en la modelación hidrológica como una metodología confiable, suficientemente desarrollada para la estimación del rendimiento hídrico en cuencas sometidas a condiciones cambiantes (Viviroli et al., 2009), bajo escenarios actuales e hipotéticos contrastantes (Dietterick et al., 1999). En concordancia con lo anterior, los páramos constituyen laboratorios de interés para la aplicación de los modelos hidrológicos (Buytaert et al., 2006). No obstante, el monitoreo de la dinámica hídrica en páramos es reciente, lo que ha limitado dilucidar su funcionamiento ecohidrológico (De Bièvre, 2009). Además, los modelos utilizados para este propósito son escasos y aún poco satisfactorios; por cuanto a escala de cuenca se denota una variabilidad natural de los procesos específicos, altamente sensibles a las perturbaciones (Buytaert and Beven, 2011).

La utilidad de los modelos hidrológicos radica en que proporcionan un marco conceptual para investigar las relaciones entre el clima, las actividades humanas y los recursos hídricos (Legesse et al., 2003). Algunos modelos hidrológicos han sido desarrollados con el fin de entender los sistemas hidrológicos, en virtud del manejo del recurso hídrico. Dichos modelos, han sido implementados para simular diferentes estrategias de manejo en pro de la demanda de agua y la mitigación de ciertos efectos que comprometen la calidad y cantidad del recurso (Shrestha et al., 2007). En ese sentido, el nivel de detalle para la representación de los diferentes procesos del ciclo hidrológico a nivel de cuenca, depende principalmente del objetivo y la disponibilidad de datos (El-Nasr et al., 2005).

Acorde con la descripción de los procesos, la categorización de los modelos (empíricos o caja negra; conceptuales y físicos o analíticos) está dada en función del grado de representación espacial, siendo de dos tipos: agrupada y distribuida (Legesse et al., 2003). Gran parte de la información se agrega en términos temporales (Shrestha et al., 2007), pero en términos generales, la agregación de la información orienta los procesos dentro del modelo, permitiendo la realización de un único balance hídrico para unidades enteras de paisaje, lo que simplifica los procedimientos (Viviroli et al., 2009). No obstante lo anterior, la información distribuida cada vez es más utilizada dada su disponibilidad, aunque la mayor dificultad para los modelos físicos distribuidos radica en la necesidad de mejorar la parametrización, pues aunque a priori no requieren ser calibrados los parámetros ya que pueden identificarse en campo, la heterogeneidad de las características del medio hace que se requiera la calibración de los parámetros con los datos observados (Shrestha et al., 2007). Esto conlleva además una incertidumbre adicional en los valores de los parámetros y compromete los resultados de las predicciones, dado que no es posible medir en campo todos los parámetros con su correspondiente variabilidad espacial (Beven et al., 1984). Es por ello que algunos autores tienden a criticar los modelos distribuidos, debido al problema de sobreparametrización recurrente que se presenta (Beven, 2001); en donde vía calibración, los parámetros podrían ser afectados (El-Nasr et al., 2005).

Por su parte, los modelos conceptuales permiten representar una cuenca por medio de una descripción general de los procesos teniendo como referente depósitos internos que caracterizan su comportamiento dinámico. Además dan una idea del cambio sin necesidad de disponer de muchos datos de entrada distribuidos espacial y temporalmente, en donde los valores de los parámetros se obtienen vía calibración. Normalmente esta clase de modelos agregan los procesos a la escala a la cual se necesitan los datos de salida y se pueden aplicar de un modo semidistribuido. Para ello se puede descomponer la cuenca en subcuencas, expresar especialmente solo alguna variable de importancia en el modelo, o utilizar la grilla del modelo de elevación digital –DEM (Gallart et al., 2007).

Dentro de la amplia gama de los modelos semidistribuidos utilizados, se señala SWAT (Soil Water Assessment Tool), el cual fue creado en los años 90, a una escala temporal diaria y espacial a nivel de subcuencas, para analizar cambios en los usos de la tierra, a través del cálculo de generación de escorrentía y el transporte de sedimentos y contaminantes (El-Nasr et al., 2005). GIS-BALAN (Samper et al., 2007), desarrollado sobre la base de algoritmos genéricos cuya distribución es libre y orientada a objetos, ha proporcionado importantes avances para la reducción de escala de las proyecciones del cambio climático y la evaluación de sus impactos sobre el recurso hídrico. Detalla gran cantidad de información para el establecimiento de zonas homogéneas, la cual se integra con los sistemas de información geográfica mediante el ingreso de mapas temáticos de tipología y usos del suelo, geomorfología y geología del área. Adicionalmente, dentro de los principales aspectos del balance se destacan las entradas por riego y fusión de la nieve y para la salida se detalla el compartimiento del acuífero. PRMS (Precipitation Runoff Modeling System) es un modelo distribuido de base física diseñado para simular el balance de agua a escala de cuenca, en donde se incluyen todos los procesos hidrológicos relevantes en la interacción atmósfera-vegetación-suelo. La cuenca es dividida en unidades homogéneas respecto a su respuesta hidrológica, en donde cada unidad contiene su propio grupo de parámetros y la modelación se hace por separado. Este modelo ha sido utilizado para evaluar los efectos causados por la gestión de manejo y los escenarios climáticos (Legesse et al, 2003). Aunque su estructura es indicada, requiere demasiada información para cada unidad. La evapotranspiración es muy

detallada; procede de la interceptación y transpiración de las plantas y de la sublimación de la nieve.

Debido al ambiente típico de las áreas de montaña, en donde se presenta una alta variabilidad morfológica en función de los suelos y la vegetación, aunado al pronunciado cambio temporal y espacial de los elementos climáticos, se ha planteado la modelación hidrológica como un desafío para la investigación de dichas áreas, mediante el desarrollo de algunos modelos. PREHAV (Precipitation – Runoff - Evapotranspiration HRU Model) fue diseñado y probado especialmente en cuencas montañosas (Viviroli et al., 2009). El modelo se caracteriza por ser amigable, ya que posee un gran número de herramientas gráficas que permiten al usuario visualizar muchos resultados en cada una de las interfaces (ingreso de la información, preprocesamiento de ésta, procesamiento, calibración, evaluación y postprocesamiento de los datos), como requisito previo para el desarrollo de modelaciones más detalladas que permitan la aplicación del modelo a regiones donde los datos de calibración no están disponibles, lo cual se constituye en un gran acierto. Su estructura es modular, permitiendo que el modelo sea flexible en la incorporación de información procedente de campo, como la humedad del suelo, a través de sensores remotos o para la realización de análisis de sensibilidad e incertidumbre. Sin embargo, cada módulo requiere gran cantidad de información y demasiados parámetros. De otro lado, el modelo presenta limitaciones para ser aplicado en cuencas pequeñas (<10 Km²), dada la representación conceptual de la escorrentía y la rutina de enrutamiento en cada unidad hidrológica. Igualmente, no es aplicable en zonas áridas y semiáridas (Viviroli et al., 2009).

De lo anterior subyace la importancia de la selección indicada de un modelo hidrológico para predecir con acierto el flujo y otras variables del sistema, lo que proporciona información relevante al entendimiento de los procesos hidrológicos dominantes que controlan la respuesta hídrica de la cuenca (Buytaert and Beven, 2011). En ese orden de ideas, los modelos agregados representan diferentes hipótesis acerca del mecanismo de escorrentía en la cuenca. Sus estructuras consideradas parsimoniosas o simples, en cuyo caso los parámetros son estimados *a priori* basados en las

características físicas de la cuenca, son capaces de representar su comportamiento. Estos estudios han contribuido a una evaluación cualitativa de relaciones entre la complejidad de los modelos y las hipótesis de funcionamiento de la cuenca. Recientemente su uso ha proporcionado nuevas ideas del impacto del clima, el suelo y el paisaje en la respuesta de las cuencas a diferentes resoluciones (Bai et al., 2009). En adición, estos modelos de naturaleza robusta son particularmente usados para la simulación de inundaciones y cuando se dispone de datos meteorológicos y fisiográficos del terreno pueden ser aplicados a un amplio rango de ambientes (Viviroli et al., 2009).

TOPMODEL (Beven and Kirkby 1979) es un modelo conceptual semidistribuido en donde los parámetros pueden ser calibrados o medidos *in situ* (Franchini et al., 1996; Molicova et al., 1997). Aunque también fue desarrollado por subcuencas, el único elemento espacialmente distribuido es la topografía, lo que simplifica un poco la dificultad por la cantidad de parámetros que requiere el modelo. Presenta la ventaja de ser un modelo que se vincula con los sistemas de información, en donde su base raster permite realizar un acoplamiento con los modelos atmosféricos (Mauser y Bach, 2009). Fundamentado en el concepto de área de contribución variable, como un tratamiento a la heterogeneidad espacial, el modelo predice la distribución espacial del contenido de agua en el suelo y proporciona una distinción del flujo por componentes: escorrentía superficial por exceso de saturación como un aporte rápido a la escorrentía y flujo subsuperficial como un aporte lento al caudal (Le Lay et al., 2008). Una de las principales debilidades del modelo es que la simulación del nivel freático no es apropiada para representar el almacenamiento del acuífero a largas escalas de tiempo, ya que fue diseñado para cuencas cuyos niveles freáticos son superficiales y en donde su distribución es aplicada instantáneamente a cada tiempo de paso (Gascoin et al., 2009). Sin embargo, esto ha tratado de ser superado mediante la creación de un reservorio lineal lento (Buytaert and Beven, 2011); la estimación de un índice topográfico de referencia más acorde con la topografía en superficie (Campling et al., 2002); la modificación de la hipótesis que plantea el estado constante de la recarga del nivel freático (Beven and Freer, 2001a) y la introducción de un índice de pendiente efectiva que correlaciona la existencia de un índice topográfico dinámico con el área contribuyente (Saulnier and Datin, 2004). Esta condición en páramos parece no tener

relevancia, ya que el alto contenido de humedad de sus suelos evita que las áreas contributivas varíen demasiado y por ende la cuenca entera contribuye al flujo base (Buytaert and Beven 2011).

Asimismo, el modelo es una herramienta moderna que permite abordar el funcionamiento hidrológico de los páramos. Presenta la ventaja de articular las herramientas de modelación con los sistemas de información geográfica, en donde se combina la eficiencia computacional y paramétrica, a partir de un número limitado de parámetros físicamente interpretables (Beven et al., 1995). Se encuentra diseñado para ser aplicado en cuencas de montaña de diferentes tamaños (0,036 - 840 Km²); en condiciones húmedas y/o secas que no sean extremas; pendientes fuertes a moderadas que permitan conducir el flujo subsuperficial desde la ladera; suelos de poca profundidad relativamente homogéneos; lechos de roca impermeable; ausencia de niveles freáticos colgantes; producción de escorrentía superficial por saturación de los suelos; alimentación del flujo base por agua subterránea casi superficial y presencia de áreas de contribución variable (Bastola et al., 2008; Gascoin et al., 2009). Algunas características fundamentales para su uso son: clima húmedo, topografía pronunciada y presencia de áreas saturadas (Güntner et al., 1999), lo que ha permitido la aplicación del modelo en cuencas de páramo (Buytaert et al., 2003).

El modelo se ha considerado indicado en la simulación de las condiciones del páramo, tal como lo demuestra un estudio reciente en Ecuador (Buytaert and Beven, 2011). En su única aplicación en Latinoamérica (Buytaert et al., 2003), se destacan la topografía fuerte del lugar, la presencia de lagunas aisladas y la alta porosidad que induce a una alta capacidad de infiltración. Esta última característica implica la generación de escorrentía en áreas saturadas como proceso dominante, las cuales pueden ser identificadas por medio de la estimación del índice topográfico (Buytaert and Beven, 2011).

La aplicación de este modelo hidrológico en este tipo de ecosistema aunque ha sido de suma importancia, se hace difícil dado que implica la construcción de un

modelo más complejo de flujo subsuperficial, que considere la presencia de un patrón de flujo preferencial, propio de los suelos orgánicos que poseen una extensa red de grietas y drenajes (que se expanden y contraen con el agua), aunado a la histéresis y a la falta de información (Buytaert and Beven, 2011). Sin embargo, los supuestos del modelo pueden ser adecuados para la modelación general en el caso de páramos, dado que entre otros criterios estructurales se destaca el aumento de la densidad aparente con la profundidad y la disminución de conductividad hidráulica en el perfil del suelo, lo que soporta el principio de la función exponencial del déficit de almacenamiento, en representación de las curvas de recesión (Beven, 1984).

Este modelo hidrológico también ha sido de utilidad como herramienta predictiva para la evaluación de escenarios de cambio climático de largo plazo y su incidencia en el rendimiento hídrico. En este sentido, se corrobora la hipótesis del efecto que tiene la modificación de las variables físicas del clima, como la temperatura, en la disponibilidad de agua (Dietterick et al., 1999).

Respecto a la implementación del modelo en diferentes escenarios a nivel mundial tenemos que ésta ha sido bastante acertada. Entre las aplicaciones se encuentran: previsión de avenidas torrenciales e inundaciones (Huang et al., 2008; Santos and Kobiyama, 2008); conceptualización y análisis de los efectos de los cambios en los usos del suelo sobre el régimen hidrológico en cuencas de alta montaña (Franchini et al., 1996; Buytaert et al., 2003); determinación de caudales y posibles mecanismos generadores de escorrentía; capacidad del modelo para representar adecuadamente los procesos hidrológicos dominantes y la dinámica de flujos (Molicova et al., 1997; Güntner et al., 1999; Campling et al., 2002; Fleischbein et al., 2006); efectos de la escala del modelo de elevación digital -DEM en la derivación del índice topográfico (Higy and Musy, 2000); sensibilidad del índice topográfico y otros parámetros en los resultados del modelo (Franchini et al., 1996; Wang et al., 2006) y estimación de áreas saturadas contribuyentes (Beven et al., 1984; Güntner et al., 1999).

Pese a las virtudes nombradas con antelación, el modelo hidrológico que se utiliza en la presente investigación, tiene incertidumbres asociadas en los siguientes aspectos: confiabilidad en la predicción del impacto del rendimiento hídrico anual con un tiempo de paso mensual; sensibilidad de los resultados según la escala del DEM (se recomienda no usar un tamaño de resolución mayor a 50 m para no afectar el análisis); sobreestimación de los caudales y áreas contribuyentes en regiones de clima templado, debido al desconocimiento de la contribución de la nieve y el rocío al balance hídrico; calidad de entrada de los datos; proceso de optimización de los parámetros; papel de la percolación; dinámica del flujo de las aguas subterráneas; presencia de reservorios entre el suelo y la escorrentía superficial; variabilidad espacio-temporal de la precipitación, dificultad en la estimación de la evapotranspiración y descripción inadecuada del tránsito de caudales de tipo agregado sin tener en cuenta la variabilidad del mismo (Dietterick et al., 1999; Buytaert et al., 2003). A pesar de los aspectos mencionados, TOPMODEL continúa siendo un modelo hidrológico en vigencia, de gran reconocimiento y aplicación (Bastola et al., 2011) y por lo tanto, se considera adecuado para lograr un entendimiento de los procesos hidrológicos en los ecosistemas de páramo (Buytaert and Beven, 2011) y específicamente en la cuenca de la quebrada La Chucua en Cundinamarca, Colombia.

3.2 Conceptualización de TOPMODEL

La contribución de TOPMODEL como modelo hidrológico ha sido notable (Duan and Miller, 1997). Por más de 30 años, TOPMODEL ha sido ampliamente difundido y aplicado con relativa facilidad en gran variedad de cuencas de diferentes condiciones (Beven and Wood, 1983; Hornberger et al., 1985; Quinn et al., 1991; Durand et al., 1992; Beven, 1993; Iorgulescu and Jordan, 1994; Beven, 1997b; Holko and Lepistö, 1997; Piñol et al., 1997; Güntner et al., 1999; Freer et al., 2004; Wang et al., 2006; Gallart et al., 2008; Buytaert and Beven, 2011). Ello ha permitido someter constantemente a prueba y modificar la estructura inicial del modelo (Anexo 1). Asimismo la plasticidad de TOPMODEL, a través del desarrollo de su código, ha

mejorado algunos factores limitantes, convirtiéndolo en un modelo de mayor versatilidad y gran aceptación para la simulación de los procesos hidrológicos.

TOPMODEL es un modelo semidistribuido hidrológico-topográfico, el cual simula los siguientes flujos por componentes (Figura 1): caudal total, escorrentía superficial, escorrentía superficial por exceso de infiltración, escorrentía superficial por exceso de saturación, flujo vertical, flujo subsuperficial, flujo base y enrutamiento del agua en el canal principal (Beven, 2001b). Formulado inicialmente por Beven y Kirkby en 1979, su estructura y funcionamiento ha sido ampliamente detallada en estudios previos (Beven, 1995; Beven, 2001a; Beven, 2001b; Beven and Freer, 2001a; Beven and Freer, 2001b; Campling et al., 2002; Buytaert and Beven, 2011).

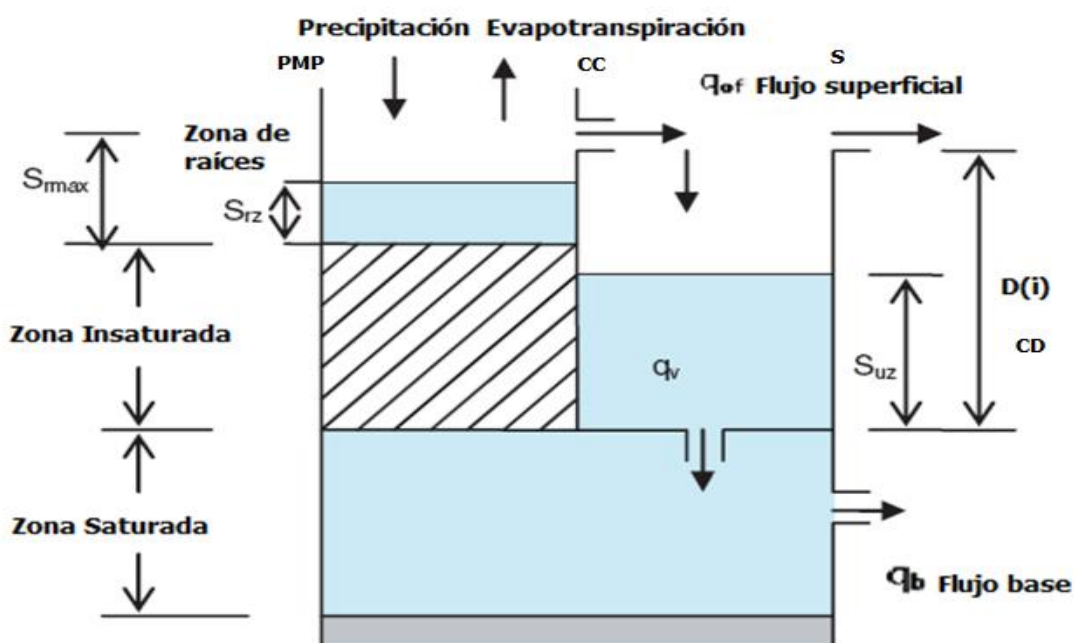


Figura 1. Estructura esquemática del modelo hidrológico TOPMODEL. Convenciones: S_{rmax} = Déficit de almacenamiento máximo en la zona de raíces, S_{rz} = Almacenamiento inicial en la zona de raíces, S_{uz} = Almacenamiento en la zona no saturada, q_v = Recarga vertical, CD = Capilaridad, PMP = Punto de marchitez permanente, CC = Capacidad de campo, S = Saturación y $D(i)$ = Déficit de saturación local. Se resalta que las flechas direccionan los flujos. **Fuente:** Modificado de Kazama and Sawamoto (2002).

El modelo describe la dinámica hídrica bajo el concepto de área de contribución variable para unidades en la cuenca con igual similaridad hidrológica, como un tratamiento especial a la variabilidad espacial de la esorrentía identificada mediante la determinación del índice topográfico (Beven et al., 1984) y otro concepto de gran importancia correspondiente al déficit de almacenamiento, el cual representa el déficit de agua disponible en el suelo (Da Silva and Kobiyama, 2007a). Asimismo, el modelo permite hacer una distinción de la dinámica hídrica por componentes: esorrentía superficial por exceso de saturación como flujo rápido desde las áreas contributivas variables y esorrentía subsuperficial como flujo lento desde la zona saturada del suelo (Güntner et al., 1999). El primero corresponde a un exceso de infiltración del área contribuyente (mecanismo Horton), en el cual se considera que la topografía (pendiente) incide en la generación de esorrentía (Higy and Musy, 2000), junto con otros factores como la infiltración y contenidos de humedad lateral (Da Silva and Kobiyama, 2007b). El segundo componente corresponde a un exceso de saturación del flujo subsuperficial retardado, en relación con la conductividad hidráulica del suelo (mecanismo de Dunne) (Franchini et al., 1996), en el cual se asume una representación dada por una serie de estados en equilibrio cuya recarga es constante, en donde el gradiente hidráulico puede ser aproximado a la pendiente local de la superficie del terreno, $\tan \beta_i$ (Güntner et al., 1999).

La simulación del contenido de humedad (ecuación 1) se realiza en función de la profundidad o del déficit de almacenamiento (Huang et al., 2008), a partir de la diferencia entre los valores locales del índice topográfico y el promedio para la cuenca, más un factor que controla la tasa de decrecimiento exponencial de la transmisividad con la profundidad (Piñol et al., 1997):

$$D_i = \bar{D} + m[\lambda - \ln(a/\tan \beta)_i] \quad (1);$$

en donde D_i [m] es el déficit de almacenamiento local expresado como una profundidad hasta donde se encuentra el agua (Figura 1); \bar{D} [m] es el déficit de almacenamiento promedio para toda el área de la cuenca; m [m m⁻¹] es el parámetro del

modelo que controla la tasa de descenso de la transmisividad (conductividad hidráulica) en el perfil del suelo; λ es el índice topográfico promedio para toda la cuenca; $\ln\left(\frac{a}{T_0 * \tan \beta}\right)_i$ es el índice topográfico local λ_i , para un conjunto de pixeles agrupados por marcas de clase en función del índice; a_i [m^2] corresponde al área contribuyente por unidad de longitud de contorno (curva de nivel) que drena desde el punto i ; T_0 [$m^2 h^{-1}$] es el valor de transmisividad cuando el suelo está saturado (déficit igual a cero) y $\tan \beta_i$ es el gradiente hidráulico de la zona saturada.

La ecuación (1) describe áreas en una cuenca sin déficit de almacenamiento y en estado de saturación ($D_i \leq 0$). Cuando $D_i = 0$ se presenta saturación, en tanto que si $D_i < 0$ se presenta escorrentía. Las regiones saturadas son áreas que contribuyen a la generación de flujo superficial (q_{of}), las cuales se expanden y contraen con el cambio de \bar{D} , evidenciando cuencas en períodos húmedos y/o secos (Raalaub, 2003). El modelo (Figura 1) considera la existencia de tres reservorios expresados como un déficit $D(i)$ en función de la profundidad y/o de la dinámica del nivel freático, en los cuales se asemeja el perfil del suelo y el agua fluye desde la superficie a la zona saturada. Estos depósitos son:

i) Zona de Raíces, en el cual S_{rz} y S_{rmax} , representan respectivamente en el compartimiento superficial del suelo, el almacenamiento en la zona de raíces y su máxima capacidad. Este último se aproxima a la cantidad máxima de agua disponible en la zona de raíces (Güntner et al., 1999), el cual puede asociarse con el contenido de agua en el suelo a capacidad de campo, representando la interceptación del dosel vegetal (Da Silva and Kobiyama, 2007a). Este depósito superficial pierde agua por evaporación y la recibe por precipitación. Cuando este depósito se llena, todo el exceso pasa inmediatamente a la zona insaturada. Por ello este compartimiento tan sólo actúa en la toma de agua para evapotranspiración cuando el contenido de humedad del suelo está por debajo de capacidad de campo.

La dinámica de la evapotranspiración actual (E_a) en la zona de raíces en la versión de TOPMODEL es relativamente simple, expresada en función de la evapotranspiración potencial (E_p) y del contenido de humedad del suelo; en donde la razón entre ambas se asume de manera lineal: cuando es igual a 1, la zona de raíces está saturada y cuando es igual a 0, el déficit de almacenamiento máximo en esta zona alcanza su mayor valor (Gallart et al., 2007). Esto significa que para el segundo caso, es decir, cuando el contenido de humedad del suelo en este reservorio está por debajo de capacidad de campo, el agua tomada para evapotranspiración está dada por la siguiente expresión Beven (1991):

$$E_a = E_p * \frac{S_{rz}}{S_{r\max}} \quad (2);$$

Este procedimiento sólo se efectúa cuando no hay drenaje vertical, en donde una vez la zona superficial se seca, la evapotranspiración puede continuar hasta agotar el almacenamiento del suelo. En caso contrario se realiza a una tasa constante E_p .

ii) Zona Insaturada, equivalente a la zona intermedia que representa el retraso del paso del agua infiltrada a la zona saturada; en donde S_{uz} , corresponde a la capacidad de almacenamiento en esta zona y su máximo valor puede considerarse como un déficit de saturación local. Sólo se presenta flujo vertical desde la zona insaturada a la saturada, q_v (recarga de la zona insaturada como agua de infiltración), cuando esta variable excede los valores de capacidad de campo en el suelo. En ese sentido, la precipitación que cae sobre la zona de raíces transfiere agua de la zona insaturada a la saturada a una tasa proporcional a la profundidad de la zona insaturada, e inversamente proporcional, al déficit local de saturación y al parámetro de retraso de la recarga t_d (Gallart et al., 2007).

iii) Zona Saturada, donde tiene lugar el flujo base y la escorrentía subsuperficial. En el compartimiento inmediatamente superior a éste podemos apreciar

la zona de drenaje, la cual representa la capacidad de almacenamiento del suelo entre la capacidad de campo y la saturación, y, conecta la zona superficial con la saturada. Si el agua que procede de la zona intermedia supera la capacidad de almacenamiento de esta zona se dará escorrentía a la par que infiltración (Lorite et al., in press).

De la Figura 1 se distinguen además tres procesos de generación de escorrentía (Beven, 2001b):

Flujo Superficial (q_{of}), el cual se estima mediante la siguiente ecuación:

$$q_{of} = \sum_i p * a_{sat_i} \quad (3);$$

en donde q_{of} [$m^3 h^{-1}$], corresponde al escurrimiento superficial como resultado de todas las áreas saturadas en el punto i (a_{sat_i}), dada una determinada intensidad de la precipitación p [$m h^{-1}$].

Escorrimento Subsuperficial en la Zona no Saturada - Saturada (q_v), calculado mediante Beven and Wood (1983):

$$q_v = \frac{S_{uz}}{D_i * t_d} \quad (4);$$

en donde q_v [$m h^{-1}$], representa el flujo vertical de cualquier punto i en la zona insaturada, debido al déficit de almacenamiento local por drenaje gravitacional y t_d [$m h^{-1}$], es un tiempo constante de permanencia del agua por unidad de déficit en la zona no saturada.

Flujo Base en la Zona Saturada (q_b) dado por:

$$Q_b = Q_0 * \exp^{-\bar{D}/m} \quad (5);$$

en donde Q_b [$m^3 h^{-1}$], es la sumatoria de todos los flujos subsuperficiales que salen desde la zona saturada hacia la salida de la cuenca en términos de flujo base y Q_0 [$m^3 h^{-1}$], es la descarga inicial cuando $\bar{D} = 0$; Q_0 , está relacionado con el índice topográfico (Beven et al., 1995) y se expresa mediante la ecuación:

$$Q_0 = A * \exp^{-\lambda} \quad (6)$$

y la expresión,

$$\bar{D} = \frac{1}{A} \sum_i A_i * \left(-m * \ln \frac{r * a_i}{T_0 * \tan \beta_i} \right) \quad (7);$$

en donde A_i , es una fracción de área del índice topográfico en la clase i y representa el conjunto de puntos asociados bajo un área con las mismas características; A [m^2], es el área total de la cuenca y r [$m h^{-1}$], representa la recarga de agua al nivel freático.

Finalmente el modelo realiza la simulación de la propagación de los escurrimientos a través de la red de drenaje hacia la salida de la cuenca, por medio de una función de retraso lineal cuya distribución permite tomar la cantidad de agua de cada rutina y extenderla desde las áreas contribuyentes a la corriente principal, a una velocidad proporcional al gradiente local. Esto se hace con un parámetro igual a la velocidad del flujo en superficie, el cual genera un único histograma de tiempo de retraso, derivado de la topografía de la cuenca para conducir el flujo superficial hacia la salida (Beven et al., 1984). El tiempo en que una determinada área contribuyente alcanza la salida de la cuenca está dado por:

$$t_j = \sum_{i=1}^N \frac{l_i}{v_r * \tan \beta_i} \quad (8);$$

en donde t_j (h), es el tiempo de retraso para el punto j ; l_i [m], es la distancia del i -ésimo segmento de patrón de flujo con pendiente $\tan \beta_i$, para los N segmentos comprendidos entre el punto j y la salida de la cuenca a una velocidad v_r [m h^{-1}] en el canal de cada subcuenca.

El modelo contempla una serie de hipótesis que pueden ser usadas con relativa facilidad en la simulación de los procesos hidrológicos (Beven, 1997a). En adición, contiene simplificaciones matemáticas que reducen la complejidad del nivel de representación (Beven, 2001b), lo que contribuye a la interpretación de los procesos, a partir de la medición *in situ* de los parámetros (Franchini et al., 1996). Por ello, se hace indispensable analizar cuidadosamente las asunciones subyacentes del modelo y su adaptación a las condiciones del sitio a simular (Beven, 1997a):

- A1. La dinámica de la zona saturada puede aproximarse a representaciones sucesivas del estado constante.
- A2. Existe una zona saturada (nivel freático) en equilibrio, a la cual ingresa una tasa de recarga constante r [m h^{-1}], espacialmente homogénea y proporcional al área de la cuenca (por lo que se requiere un tamaño menor). En este sentido, el flujo subsuperficial lateral (q_i [$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$]), en función de la posición del nivel freático, es igual al producto de la proporcionalidad de la descarga (la cual se asume en “estado de equilibrio”) por su respectiva unidad de contorno para cada área de contribución a_i [m^2]:

$$q_i = r * a_i \quad (9)$$

A3. El nivel freático casi siempre es paralelo a la superficie, por lo que el gradiente hidráulico efectivo de la zona saturada, es aproximado por el gradiente (pendiente) topográfico superficial $\tan \beta$, (Ley de Darcy), el cual es usado para mostrar la distribución espacial de la profundidad del nivel freático y determinar zonas de saturación.

A4. El perfil del suelo a través de cada punto posee una capacidad finita para transportar lateralmente agua por la pendiente,

$$q_i = T * D; T = K * D \quad (10);$$

en donde K [$m h^{-1}$], es la conductividad hidráulica saturada.

A5. La distribución de la transmisividad lateral T [$m^2 h^{-1}$] en el perfil del suelo, puede ser descrita como una función exponencial del déficit de almacenamiento o de la profundidad del nivel freático, así:

$$T = T_0 * e^{-D/m} \quad (11);$$

en donde el parámetro de recesión del modelo m , se comporta como un coeficiente de decrecimiento de la función generalizada de poder, definida en principio como exponencial, según la cual decae la conductividad hidráulica con la profundidad. En adición, permite la determinación del flujo subsuperficial en función de la posición del nivel freático. Para efectos de simplicidad, la transmisividad se asume homogénea para toda la cuenca.

A6. La humedad relativa de cada punto y la profundidad del nivel freático están determinados por el cociente entre la cantidad de flujo actual de recarga y su respectiva capacidad. Si el valor es mayor a 1, entonces se presenta saturación. En este sentido, $a / T * D, a / D, \ln(a / D), \ln(a / \tan \beta)$, son indicadores del estado de humedad que determinan localizaciones de saturación y déficit de humedad

del suelo; a significa la recarga y el área contribuyente y $\tan \beta$ la capacidad, la pendiente, el déficit de almacenamiento y la transmisividad.

- A7. La precipitación se considera igualmente distribuida para toda la cuenca.
- A8. La generación de escorrentía hacia la salida de la cuenca se realiza de forma lineal, basado en un modelo cinemático de ondas (escurrimiento uniforme) a través de un histograma de tiempo.

3.3 Parámetros del modelo hidrológico TOPMODEL

Los parámetros de TOPMODEL son once en total y se describen en la Tabla 1 (Anexo 2). Estos guardan relación con las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos. Pueden ser definidos por métodos específicos de estimación experimental en campo y de laboratorio o pueden ser obtenidos por el método de calibración del modelo. El Anexo 3 presenta algunas variables que fueron tomadas durante las campañas de campo realizadas para la estimación posterior de algunos parámetros. El rango de variación inicialmente presentado en esta investigación, es tomado de los valores de los parámetros para una cuenca de páramo llamada Huagrahuma, localizada en Ecuador (Buytaert and Beven, 2011).

Tabla 1. Parámetros de TOPMODEL.

Parámetro	Unidad	Descripción y significado	Rango de Variación
qs_0	[m]	Flujo subsuperficial inicial en la zona saturada, importante en los primeros 20 cm del perfil del suelo, asociado con la recarga constante que ocurre entre los dos compartimientos del suelo (Brasington and Richards, 1998).	0 – 0,00006

Parámetro	Unidad	Descripción y significado	Rango de Variación
$LnTe$	$[m^2 h^{-1}]$	Logaritmo natural de la transmisividad lateral saturada; parámetro derivado de la función exponencial que describe el movimiento del agua en el perfil del suelo, en relación con la dinámica del nivel freático (déficit de almacenamiento); de tal modo que la transmisividad es máxima (conductividad hidráulica), cuando el déficit es cero, presentándose saturación (Beven and Freer, 2001a).	-2 – 3
m		Forma de la curva de transmisividad. Parámetro de recesión del modelo, el cual describe la tasa de decrecimiento exponencial de la transmisividad (conductividad hidráulica) con la profundidad. Controla la profundidad efectiva o el almacenamiento activo en el perfil del suelo de la cuenca (Beven, 2001b). Físicamente, la tasa de transmisividad declina con el aumento del déficit de almacenamiento de la cuenca (es máxima cuando el déficit es cero). En este sentido, un gran valor de m incrementa el almacenamiento activo; en tanto que un valor bajo asociado con un valor alto de Te , genera profundidades efectivas superficiales con un pronunciado descenso de la transmisividad (Beven and Freer, 2001a). Esta combinación tiende a producir una curva de recesión bien definida (Da Silva and Kobiyama, 2007b). Cabe anotar que el parámetro también participa en la rutina de infiltración. El parámetro m es considerado uno de los parámetros más sensibles del modelo, pues controla la tasa de descenso del flujo base y el déficit de almacenamiento local (Beven, 2001a; Beven, 2001b; Campling et al., 2002).	0 – 0,06
S_{r0}	[m]	Es el almacenamiento inicial disponible en la zona de raíces, estimado como un valor inicializador en el proceso de simulación para el compartimiento no saturado del suelo que guarda relación con los procesos de evapotranspiración e indica las condiciones iniciales de déficit del suelo.	0 – 0,1
S_{rmax}	[m]	Es el almacenamiento máximo disponible en la zona de raíces. Teóricamente representa el reservorio para esta zona, el cual contiene la máxima cantidad de agua que puede ser almacenada en la matriz en contra de la gravedad. Cuando este valor es excedido por el almacenamiento inicial, el agua en el suelo	0,1 – 0,2

Parámetro	Unidad	Descripción y significado	Rango de Variación
		percola y recarga el nivel freático. Bajos valores, sugieren un alto nivel freático; lo que genera profundidades efectivas pequeñas en la zona de raíces (Campling et al., 2002). Adicionalmente, está asociado con el proceso de interceptación y demandas por evapotranspiración y se constituye en la principal capa del suelo que transfiere agua lateralmente por el perfil (Molicova et al., 1997). Cabe anotar que si la precipitación es menor que la cantidad de agua que se evapora, el agua para suplir esta demanda es agotada de la zona de raíces.	
t_d	[h m ⁻¹]	Tiempo de retraso constante en la zona no saturada por unidad de déficit de almacenamiento. Parámetro de drenaje vertical (Iorgulescu and Jordan, 1994) positivo o negativo (TOPMODEL, 2011), por el cual se introducen los tiempos de residencia más largos para abastecer el nivel freático por flujo vertical (Beven and Wood, 1983). Este tiempo de almacenamiento lineal incrementa con la profundidad del nivel freático (Beven, 2001b).	0 - 3
vch	[m h ⁻¹]	Velocidad de flujo en el canal por fuera de la corriente principal. Este parámetro solamente es usado si los captadores están localizados aguas abajo de la salida de la cuenca y por ende incluye otros tributarios.	
vr	[m h ⁻¹]	Velocidad de movimiento del agua en el canal principal hacia el punto de aforo. Está relacionado con el algoritmo de enrutamiento (modelo de tránsito de la cuenca), que conduce el agua desde cada área aportante al cauce principal en dirección de la salida de la cuenca. Para ello, el modelo simula la propagación de los escurrimientos a través de la red de drenaje hacia su salida, a través de una función de retraso cuya distribución permite tomar la cantidad de agua de cada rutina y extenderla de las áreas contribuyentes al canal (Beven et al., 1984). Este parámetro se usa entonces para convertir la función de retraso en un tiempo de dominio (Gallart et al., 2007). Se anota además que la combinación de altos valores de este parámetro conjuntamente con los de T_e incide en la generación de los caudales máximos observados (Da Silva y Kobiyama, 2007b).	200 - 2.500
k_0	[m h ⁻¹]	Conductividad hidráulica saturada superficial promedio de la	0 - 1

Parámetro	Unidad	Descripción y significado	Rango de Variación
		cuenca medida en la zona no saturada del perfil del suelo (TOPMODEL, 2011). Es un parámetro a partir del cual se mide la permeabilidad del agua en el suelo, es decir su capacidad de fluir en este, íntimamente relacionado con el drenaje (Jaramillo, 2002). La conductividad tiende a caer con la profundidad, lo que soporta la idea del uso de una transmisividad no lineal en el perfil del suelo (Buytaert and Beven, 2011). Para páramos, se registran altos valores alrededor de $0,02 \text{ m h}^{-1}$ (Buytaert et al., 2003). Cuando t_d es negativo, este parámetro es considerado en la función de retraso. También es utilizado en la rutina de infiltración del modelo, por lo que al establecer altos valores del mismo, se evita la generación de escorrentía superficial por exceso de infiltración (TOPMODEL, 2011).	
C_D	[m]	Ascenso capilar. La capilaridad ha sido entendida como el ascenso o descenso del agua en función de la tensión superficial. El ascenso capilar, es un parámetro relativamente constante para un rango de condiciones iniciales de humedad. Se deriva de la función de infiltración Green-Ampt (1911) modificada por (Beven, 1984), en donde se puede expresar la conductividad hidráulica en saturación, en la que se consideran suelos con una porosidad menor en los estratos inferiores, indicando además el potencial capilar a través del frente de humedecimiento promedio sobre la profundidad de penetración. También es un parámetro considerado en la rutina de infiltración del modelo (TOPMODEL, 2011).	0 - 5
dt	[h]	Tiempo de tránsito de la cuenca. Corresponde a la resolución temporal seleccionada. A mayor detalle, mayor es la representación de los procesos hidrológicos (Buytaert, comunicación personal). También es un parámetro considerado en la rutina de infiltración del modelo (TOPMODEL, 2011).	

Fuente: Elaboración propia con base en literatura y rangos de variación tomados de Buytaert and Beven (2011).

En la Tabla 1 se observa que no existen rangos de valores asociados para los parámetros vch y dt , el primero porque aún no ha sido implementado en el modelo pese

a que requiere cualquier valor inicial para ejecutarlo, sin que ello implique una modificación que afecte la eficiencia del modelo. El segundo porque corresponde a la resolución temporal, la cual se selecciona según sea el interés, que para el caso concreto de esta investigación corresponde a 30 minutos.

De acuerdo con la literatura, los métodos disponibles para la estimación de los parámetros en la Tabla 1 son los siguientes:

qs_0 se puede estimar a partir de las mediciones de humedad del suelo a diferentes profundidades en el perfil y la determinación de la conductividad hidráulica saturada en campo o en laboratorio. Mediante la ecuación de flujo del agua en suelos saturados (Darcy, 1856) (Brown, 2002) se calculan los flujos subsuperficiales entre horizontes del suelo o a determinadas profundidades del suelo (Hincapié and Tobón, 2010).

$LnTe$ es un parámetro de naturaleza sensible, que se estima por medio de la ecuación (11), en donde T_0 [$m^2 h^{-1}$], se mide directamente en el perfil del suelo por tipo de cobertura y horizonte en el perfil y se calcula con la siguiente ecuación:

$$K * H \quad (12);$$

K [$m h^{-1}$] se estima en el laboratorio por el método de carga hidráulica constante a partir de la siguiente ecuación (Villa, 2008):

$$K = Q/as * i \quad (13);$$

en donde, Q [$m h^{-1}$], es el flujo de agua a través de la muestra de suelo saturada; as [m^2], es el área del anillo estándar que contiene la muestra; i , (adimensional), es el gradiente hidráulico equivalente a la expresión:

$$c\ arg\ a1[cm] - c\ arg\ a2[cm] / lm[cm] \quad (14);$$

en donde, $c\ arg\ a1$ es la altura de la muestra más la columna de agua; $c\ arg\ a2$ es la altura del nivel de referencia; lm es la altura de la muestra de suelo. El elemento H [m] se define como la profundidad promedio del perfil del suelo y D [m] de la ecuación (11) se puede asumir como la capacidad de infiltración del suelo o como el producto de la porosidad del suelo por su profundidad y se calcula para el día en que inicia la simulación como una profundidad del déficit de almacenamiento (Da Silva and Kobiyama, 2007a). El parámetro $LnTe$ también puede obtenerse de dos formas: a) midiendo en campo con piezómetros el nivel freático, el cual está representado en el modelo por el índice topográfico y los flujos de recesión para evaluar dicho parámetro, y b) mapeando en campo las áreas saturadas en la cuenca y midiendo flujos de recesión para evaluar dicho parámetro (Gallart et al., 2007).

m es un parámetro de escala derivado de las funciones generalizadas de poder de transmisividad, apropiado en el perfil del suelo para una gran variedad de conductividades hidráulicas mediante la construcción de curvas maestras de recesión de humedad (curva de agotamiento normal) (Lamb et al., 1997; Wang et al., 2005). También se puede obtener vía calibración, teniendo en cuenta el rango de comportamiento establecido para el mismo [0,02 - 0,05] (Buytaert et al., 2003). Otro método consiste en la realización de mediciones de descargas sucesivas en el sitio de aforo bajo condiciones de recesión. Este método presenta la ventaja de que no requiere instrumentación fija en el área de estudio y su estimación no necesita correr ningún modelo ni datos de precipitación (Gallart et al., 2007).

S_{r0} es asumido como el déficit de almacenamiento inicial para la zona de raíces, dado por la siguiente expresión (Beven, 2001b):

$$S_{r0} = z_{rz} * (\theta_{fc} - \theta_0) \quad (15);$$

donde z_{rz} [m], es la profundidad efectiva de la zona de raíces, la cual se obtiene haciendo muestreos de raíces en suelos bajo diferentes coberturas; θ_0 es el contenido de humedad inicial del suelo medido en campo con sensores de humedad (TDR) por tipo de cobertura y horizontes en el perfil, y θ_{fc} es la humedad del suelo a capacidad de campo bajo una tensión de 3 bares, la cual se obtiene experimentalmente en suelos para diferentes coberturas y horizontes en el perfil, construyendo en el laboratorio curvas de retención de humedad a diferentes tensiones (Jaramillo, 2002).

$S_{r\max}$ es asumido cómo el déficit de almacenamiento máximo para la zona de raíces. De acuerdo con Beven (2001b), se estima con la siguiente expresión:

$$S_{r\max} = z_{rz} * (\theta_{fc} - \theta_{wp}) \quad (16);$$

donde θ_{wp} es el contenido de humedad a punto de marchitez permanente ocurrido a una tensión de 15 bares (Jaramillo, 2002), para lo cual se toman muestras de suelo en campo por cobertura y horizonte en el perfil.

t_d se estima con la ecuación (4), en donde S_{uz} [$m\ h^{-1}$] es el almacenamiento de la zona no saturada, medida como la altura promedio observada de este reservorio en los perfiles de los suelos analizados en campo bajo diferentes coberturas; y q_v [m] es el flujo vertical promedio para la misma zona determinado experimentalmente en campo para el día en que inicia la simulación (Tobón, comunicación personal). Este parámetro carece de sentido físico, razón por la cual su valor es obtenido vía calibración (Buytaert, comunicación personal).

v_r se estima por el método de Manning (1889), el cual también es utilizado para estimar v_{ch} . Esta fórmula empírica se considera que arroja buenos resultados para la cuantificación de escurrimientos de flujos en canales abiertos, a través de la siguiente ecuación:

$$V = \frac{1}{n} * R^{2/3} * S^{1/2} \quad (17);$$

en donde V [$m\ h^{-1}$], es la velocidad del agua en el canal principal, la cual por defecto está dada en unidades de m/s , por lo que es necesario multiplicar el resultado obtenido por la cantidad de segundos contenidos en una hora (3.600 s); n es adimensional; constituye el coeficiente de rugosidad de Manning, altamente variable y dependiente de una serie de factores, tales como la rugosidad de la superficie, la presencia de vegetación, la irregularidad, alineamiento y obstrucción del canal y la sedimentación, entre otros. En la medida que el agua presenta alguna resistencia a fluir, el coeficiente es mayor. Dado que n se determina a través de tablas para diferentes canales, es necesario realizar en campo anotaciones descriptivas respecto a las condiciones del canal. R [m], se define como el radio hidráulico del perfil y designa la profundidad hidráulica media como el cociente del área de la sección mojada del perfil y su perímetro. Para ello, es necesario realizar en campo un aforo de la corriente principal mediante un levantamiento topográfico del perfil del canal, midiendo en su sección transversal cada 10 cm, la altura del agua alcanzada en ese punto, así como las dimensiones del canal. Una vez que son graficadas las variables distancia y altura del nivel del agua en el eje x y y respectivamente, es posible obtener el área y perímetro mojado de la sección de aforo. Por último, S [$m\ m^{-1}$] corresponde a la pendiente del cauce principal medida con un Clinómetro Sunto en grados o porcentaje.

k_0 se estima por el método de laboratorio de carga hidráulica constante, el cual permite obtener la conductividad hidráulica saturada promedio de las muestras de suelo tomadas en campo bajo diferentes coberturas y para diferentes horizontes en el perfil.

C_D es conocido como factor de succión de almacenamiento y es estimado a través de la siguiente expresión (Morel-Seytoux and Khanji, 1974):

$$C_D = \Psi_f * (\bar{\theta} - \theta_0) \quad (18);$$

en donde Ψ_f [m] es un parámetro relacionado con la diferencia de potencial capilar en el frente de humedecimiento o con la humedad efectiva en el frente de succión (Wang et al., 2006), para lo cual se han encontrado valores de 0,05 m en cuencas de Estados Unidos (Wang et al., 2006) y 23,1 m, en suelos arcillosos (Morel-Seytoux and Khanji, 1974). $\bar{\theta}$, es el contenido de humedad del suelo en estado de saturación a una tensión de 0,1 bares, obtenido mediante la toma en campo de muestras de suelo por tipo de cobertura y horizonte en el perfil y la construcción de curvas de retención de humedad a diferentes presiones (Jaramillo, 2002).

Por último el parámetro dt se estima en fracción de porcentaje, según lo cual 1 hora equivale al 100% (Buytaert, comunicación personal).

3.4 Escenarios de cambio climático

En aras de entender los efectos de los cambios en un sistema para variables como el clima, uso del suelo y dinámica poblacional, los modelos hidrológicos se consideran importantes por cuanto a través de una representación adecuada de los procesos claves, es posible dar respuestas correctas a las condiciones actuales y por lo tanto, proporcionar estimaciones fiables de posibles condiciones futuras (Viviroli et al., 2009). De otro lado, aproximadamente un 80% del suministro de agua potable proviene de las regiones montañosas (Vuille et al. 2008), lo que ha planteado una preocupación

creciente, no solo en términos de las alteraciones en la cubierta vegetal y uso del suelo, debido a una intensificación de las actividades productivas, sino por el particular interés de estudiar áreas montañosas únicas para la detección del cambio climático, en donde el clima cambia rápidamente con la altura (Beniston, 2003), ocurriendo lo mismo sobre el sistema hidrológico a escala local y regional (Viviroli et al., 2009).

En estas regiones el régimen hidrológico puede cambiar considerablemente a través de las modificaciones de temperatura y los cambios en las cantidades y el patrón de distribución espacio - temporal de la precipitación (Mauser and Bach, 2009). Es por ello que los modelos en su mayoría consideran el uso de la temperatura y precipitación, por ser la información de mayor disponibilidad y acceso (IPCC, 2007). En ese orden de ideas, se han desarrollado e implementado diversos modelos a nivel mundial para simular la respuesta hidrológica al cambio climático.

El modelo espacialmente distribuido PROMET (modelo hidrológico basado en procesos de radiación, transferencia de masa y energía) fue utilizado en la parte alta de la cuenca del Río Danubio con el objeto de evaluar un incremento en la temperatura y su efecto en la disminución del flujo hacia el 2060, al considerar el escenario IPCC-A1B³ (Mauser and Bach, 2009). Los datos utilizados no fueron calibrados usando descargas directas, contrario a lo sucedido en la fase de validación. Para la generación de los datos de entrada conforme a los escenarios propuestos, se utilizó un generador estocástico de clima. Se resalta la utilidad del modelo para evaluar el cambio climático a escala regional y su aporte para la identificación de algunas estrategias de adaptación efectivas. En ese sentido, el modelo plantea la fusión de los modelos hidrológicos con los atmosféricos, dado que proveen una fuente de información física más profunda y confiable. Sin embargo, los autores enfatizan en que las consecuencias del cambio climático se derivan de muchos factores, cuyos impactos pueden causar que cualquier

³ Escenarios descritos por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático -IPCC en el 2001 y 2007, agrupados en cuatro familias (A1, A2, B1 y B2), según la vía de desarrollo explorada. Cada escenario incorpora toda una serie de fuerzas originantes, demográficas, económicas y tecnológicas, junto con las emisiones de los gases de efecto invernadero -GEI resultantes. Sus proyecciones de emisión, son de gran utilidad para conjeturar el cambio climático futuro.

calibración pudiera invalidar el modelo y ello significa que el estado futuro de la cuenca virtualmente correspondería a aquellas que no han sido monitoreadas. Ello podría aumentar el riesgo de utilizar estas aproximaciones, al predecir el estado futuro de los sistemas hidrológicos regionales bajo las condiciones límites cambiantes respecto al clima (Mauser and Bach, 2009).

Por otra parte, Legesse et al. (2003) aplicaron el modelo PRMS en una cuenca de tamaño intermedio, para evaluar la magnitud del cambio en el uso de suelo, y una disminución de la precipitación en un 10% y un incremento en la temperatura de 1,5°C, sobre la respuesta hidrológica. Los parámetros se obtuvieron de la información disponible y vía calibración. La validación permitió comprobar la efectividad de los parámetros mediante diferentes medidas de eficiencia. Los resultados revelaron una disminución del caudal del orden de 8 y 30%. Uno de los principales aportes del artículo es la discusión que se plantea respecto a la implementación de los modelos hidrológicos a escala de cuenca en relación con la heterogeneidad espacial de las cuencas a escala regional, pues localmente el régimen hidrológico puede asumirse constante; además de la dificultad para la aplicación de los modelos de circulación general a escalas pequeñas (Legesse et al., 2003). No obstante, el entendimiento de los flujos de agua en cuencas, especialmente aquellas que no han sido disturbadas, se considera importante porque permite la evaluación de los impactos antropogénicos en áreas montano tropicales (Fleischbein et al., 2006). Se enfatiza entonces acerca de la simulación a escala de cuenca para la aproximación local, en donde se requiere evaluar las limitaciones del modelo, a la luz de la información disponible, normalmente de naturaleza escasa, además de probarlos bajo diferentes escenarios (Legesse et al., 2003).

Albek et al. (2004) utilizaron el modelo HSPH (Hydrological Simulation Program -Fortran) en una cuenca de Turquía de 414 Km². El modelo posee una estructura modular y los parámetros son agrupados. Para el período comprendido 1991-1994, los datos de caudal fueron divididos para efectos de calibración y validación, en donde este período sirvió de línea base para la proyección de escenarios, modificando únicamente la temperatura para la serie de datos meteorológicos. Los resultados

mostraron una disminución de un 21% del caudal al asumir un incremento en la temperatura de 3°C para los próximos 50 años.

En el trópico se han planteado diferentes metodologías para la evaluación del cambio climático en alta montaña. Para la evaluación de la potencial amenaza del cambio climático sobre la biodiversidad del planeta, se ha establecido el proyecto de investigación GLORIA (iniciativa para la investigación y el seguimiento global de los ambientes alpinos) (Cuesta et al., 2007). CARBOPASS corresponde a un proyecto realizado en los ecosistemas subalpinos de los Pirineos para estimar un balance en la cantidad de carbono fijado y la influencia de los diferentes tipos de gestión ganadera en los sistemas pastoriles. INTERREG fue desarrollado entre el 2005 y 2008 como uno de los proyectos del Centro para la Investigación y Experimentación Forestal de la Comunidad Valenciana, en donde se estudiaron algunos factores que presionan las áreas de ribera, entre ellos el cambio climático, incidentes en la disminución de la diversidad física y biológica de los sistemas ripícolas, con el fin de establecer acciones concretas de restauración.

CARBOMON corresponde al monitoreo del ciclo del carbono y el agua en ecosistemas de alta montaña. El programa constituye una investigación pionera desarrollada por el Instituto de Estudios Ambientales –IDEAM, para establecer un protocolo para las zonas de alta montaña que por sus características biofísicas conforman un ecosistema de vital importancia para la regulación hidrológica del país, mediante el establecimiento de una línea base del carbono entre la atmósfera, las coberturas vegetales y el suelo, para la estimación de sumideros y fuentes de emisiones de CO₂. Recientemente finalizó el proyecto “Protocolo para el monitoreo del ciclo del carbono y el agua en los ecosistemas de alta montaña –INAP”, desarrollado por el Centro de Investigación de Agricultura Tropical –CIAT e implementado por el IDEAM (IDEAM, 2011) durante cuatro años de monitoreo en dos cuencas del Parque Nacional Natural Los Nevados y el Parque Nacional Natural Chingaza. El estudio constituye una aproximación al conocimiento de la dinámica de la alta montaña en Colombia, frente a los impactos del cambio climático global, mediante la instrumentación de las cuencas, la

caracterización del funcionamiento para la indicación de la magnitud del cambio y sus efectos, y la formulación de políticas de adaptación y mitigación al cambio climático.

Las zonas montañosas son ecosistemas frágiles localizados en espacios similares a islas, lo que favorece procesos de endemismo en virtud de una vegetación que se distribuye en nichos latitudinales restringidos (Beniston, 2003). Dentro de estas áreas encontramos los páramos, cuya importancia radica en la provisión de servicios ecosistémicos como lo es el agua. Para el caso de la presente investigación, el Parque Nacional Natural Chingaza es un espacio natural que abastece de agua a la ciudad capital de Colombia, en un 80% (IDEAM, 2011). Es por ello que los esfuerzos para cuantificar con exactitud el impacto del cambio climático sobre los ecosistemas de páramo han cobrado relevancia (Hofstede, 2003).

Pese a lo anterior, los estudios hidrológicos en páramos que involucran aspectos de cambio climático son escasos (Buytaert et al., 2009). Sin embargo, se han realizado estudios de cambio climático en los Andes tropicales, en los cuales se proyecta para el 2100 un panorama variable, según el cual se espera en promedio, un aumento en la temperatura superficial terrestre del orden de 2,5 a 3,5°C y un posible incremento en la estacionalidad de los patrones de precipitación (IPPC, 2007). Adicionalmente, se han realizado múltiples proyecciones climáticas bajo diferentes escenarios de emisión (IPPC, 2007; Buytaert et al., 2009). Con base al registro histórico 1980-1999, bajo un escenario de emisión moderado A1B, se espera un aumento de la temperatura de los Andes en el rango de 0,5 a 1°C durante el decenio 2020-2029. Igualmente, para el período 2090-2099, la temperatura aumentará entre 3 y 3,5°C, pese a las divergencias propuestas en la magnitud del aumento (Gutiérrez, 2002). Estos datos reflejan una tendencia a que el calentamiento global continúe (aumento aproximado de 0,2°C por decenio), como consecuencia de la emisión de gases de efecto invernadero –GEI (IPPC, 2007).

Existe convergencia en las proyecciones de diferentes modelos climáticos, incluyendo los de circulación global de escala regional que incorporan la topografía del lugar, a que existirá un aumento significativo de la temperatura de los Andes altos, en el

rango de 0,7 a 1,2°C. A pesar de las fuertes contradicciones e incertidumbres, en relación con las variaciones de la precipitación total y los patrones estacionales de su distribución a lo largo del año, se señala un descenso de la precipitación en las áreas cercanas a la Costa Caribe y un aumento en las regiones influenciadas por las masas de aire del Océano Pacífico (Buytaert et al., 2009).

Recientemente para Colombia, en el marco del Proyecto Integrado de Adaptación Nacional al Cambio Climático a nivel mundial desarrollado por el IDEAM (2010a), se modelaron cambios en el clima del futuro del país utilizando modelos meteorológicos globales y regionales de alta resolución, PRECIS y WRF (específico para la región andina), con base en modelos de baja resolución ofrecidos por los Institutos de Clima procedentes de Japón, Reino Unido y Estados Unidos. Para tal efecto se utilizó información disponible en el país, procedente de estaciones de precipitación, temperatura y humedad relativa, con referencia a las proyecciones del período comprendido 1971-2000. Las proyecciones realizadas por el IDEAM (2010a) consideran tres líneas de tiempo diferentes 2011-2040, 2041-2070, y 2071-2100, elaboradas a partir de multimodelos ensamblados con información de la extrapolación de tendencias, períodos de validación, diferentes escenarios de emisión y los modelos regionales de alta precisión. A través de dichos modelos de predicción se encuentra una evidencia de cambio climático en el territorio nacional.

De acuerdo con las estimaciones nacionales, en aquellas zonas donde la precipitación va a disminuir bajo un escenario menos pesimista, la reducción respecto a los valores de referencia será de hasta 15%; en tanto que la región Andina para los departamentos de Cundinamarca, Boyacá, Tolima, Huila y el oriente del Valle exhibirá una transición climática de clima semihúmedo a clima semiárido (IDEAM, 2010a). Esto está acorde con la tendencia histórica de la precipitación total para el período 1971-2000, en el cual se señala su disminución, principalmente para los departamentos de Cundinamarca y Boyacá, en donde se encuentran cerca del 32% del área de los páramos del país (Gil, 2012). Por su parte, los glaciares se están reduciendo a una tasa anual de 3 y 5%, lo que implicaría una desaparición total de ellos dentro de 30 a 40 años, dependiendo del área de los mismos. Aunado a esto, se espera un aumento medio del

nivel del mar para el Caribe de 2,3 y 3,5 mm/año y de 2,2 mm/año para el Pacífico (IDEAM, 2010a; IDEAM, 2010b-a; IDEAM, 2010b-b).

Específicamente, el IDEAM (2010a; 2010b-a; 2010b-b) ha identificado un comportamiento uniforme de incremento de la temperatura, mientras que la precipitación muestra disminuciones en algunos sitios y aumento en otros. La disminución en la precipitación a nivel general, provocaría disminuciones en los volúmenes de precipitación en amplias zonas del Caribe y región Andina, e incrementos en la región Pacífica, así como poca disminución de la humedad relativa, fuertemente cambiante hacia valores negativos para los departamentos de Guajira, César, Tolima y Huila. En el departamento de Cundinamarca, en donde se encuentra localizada el área de estudio de la presente investigación, se señalan incrementos proyectados en la temperatura media, para los tres períodos evaluados por el IDEAM (2010a), de 0,5°C, 0,9°C y 1,3°C y el análisis de las tendencias muestra un aumento de la temperatura de 0,13°C/década para el período 1971-2000. Por otra parte, para este mismo departamento, se menciona una disminución de la precipitación, que específicamente se cuantifica como -3mm/década (IDEAM, 2010a).

Finalmente, para las estaciones localizadas en el país entre los 3.000 y 4.200 m.s.n.m., correspondientes a las áreas donde se encuentran los páramos, se ha establecido una tendencia aunque variable, hacia la disminución de las precipitaciones anuales del orden de 5,5 mm/año; así como una tendencia a la disminución de los eventos extremos, contrario con lo reportado en otros pisos térmicos inferiores a la altitud en mención, donde se espera una intensificación de los eventos extremos (IDEAM, 2010b-a). En el caso de la variable temperatura, se presenta para el área un incremento considerable de la misma afectando principalmente la temperatura máxima en este piso térmico, la cual es cercana a 1°C por década y en promedio a 0,17 °C por década. El máximo valor de aumento de temperatura podría estar asociado con el aire más limpio a tal altitud y con la delgada capa atmosférica que deben recorrer los rayos solares, en especial la radiación UV con alto contenido energético (IDEAM, 2010b-a). Estos valores son cercanos a la tendencia histórica a nivel global para los últimos 50 años (IDEAM, 2010a), en donde un aumento en la temperatura de tan sólo 1,2 °C,

generaría un ascenso de la frontera de los Andisoles de 3.300 a 3.500 m.s.n.m., lo que afectaría la ecología de los páramos, reduciendo hasta en un 26% su área efectiva (De Bièvre, 2009). Estimaciones recientes para Colombia (Van der Hammen et al., 2002), han mostrado que las áreas de páramo, superpáramo y nival cuantificadas respectivamente en 323.000, 40.500 y 45.500 ha, se reducirían en un 75, 85 y 95% de su área superficial correspondiente.

4 METODOLOGÍA

4.1 Localización y descripción del área de estudio

La microcuenca de la quebrada La Chucua pertenece al sistema de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos; entre los municipios de La Calera, (parte baja de la cuenca) y Guasca (parta alta de la cuenca), en el departamento de Cundinamarca; ubicada en la parte noroccidental del Parque Nacional Natural Chingaza. Comprende la parte alta (2.465 – 3.541 m.s.n.m.) de las cuencas de los ríos Blanco y Negro localizadas en su mayor extensión en la Reserva Forestal Protectora (Zona 42) del Área de Amortiguamiento del Parque Nacional Natural Chingaza (IDEAM, 2011), entre las coordenadas geográficas 4°40'19''N a 4°40'48''N y 73°49'55''W a 73°50'24''W. Cuenta con un área aproximada de 2,59 Km², en donde 0,46 Km² de la cuenca se encuentran dentro del Parque (Figura 2) (IDEAM, 2011). Se resalta el papel del sistema Chingaza, del cual hace parte la cuenca, para el abastecimiento de agua potable para el consumo de Bogotá, estimado en 14m³/s, y la generación de energía eléctrica (Represa del Guavio) (Sguerra et al., 2011). De acuerdo con la clasificación de Holdridge (1967) esta zona corresponde a la transición entre los límites de los pisos altitudinales Montano y Subalpino (UAESPNN, 2005). En la Figura 2 se aprecia la localización en campo

(kilómetro 4 + 100 m, correspondiente a la cuenca de la quebrada La Carolina) de los instrumentos de medición hidroclimatológica ubicados altitudinalmente en la cuenca.

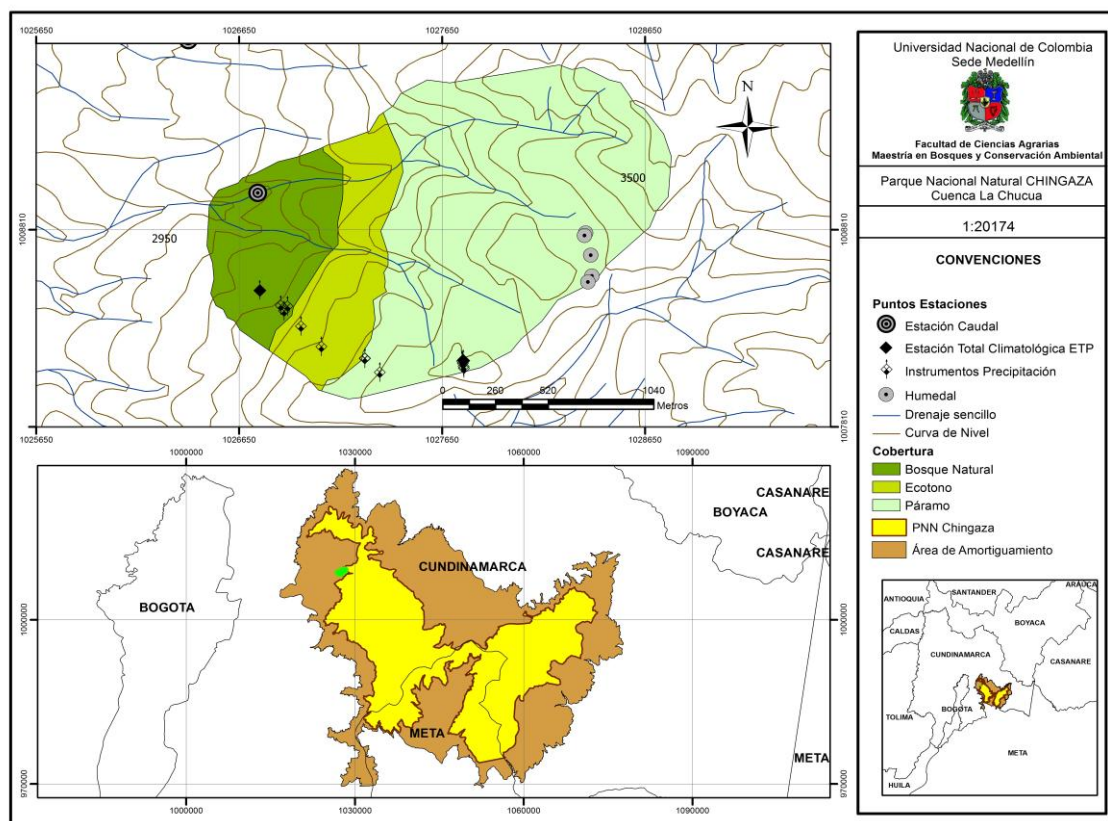


Figura 2. Localización general y específica del área de estudio. **Fuente Base:** Información de referencia entregada en el 2008 por el Grupo de Planeación y Seguimiento de Parques Nacionales, elaborado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi –IGAC e INFOMAP (2006) y modificada por el equipo de trabajo. Escala: 1:25.000. El mapa de coberturas fue modificado a partir de la interpretación que el IDEAM (2011) realizó para el proyecto INAP, a la imagen satelital Landsat (857) del año 2000. Escala: 1:100.000.

Las condiciones hidroclimáticas en esta cuenca son: precipitación media anual del orden de 3.316 mm, de baja intensidad (0,185 mm/h) y larga duración, con un comportamiento monomodal-biestacional (Rangel, 2000), donde la distribución de las

precipitaciones medias anuales es relativamente homogénea para todo el año, presentando sus mínimos valores entre los meses de diciembre a febrero (98 – 170 mm/mes) y uno de sus valores máximos en el mes de julio (338 mm). La temperatura del área se caracteriza por ser baja, oscilando entre 7,5 y 12,3°C, disminuyendo asimismo, con el gradiente altitudinal (Buytaert et al., 2011). El clima del Parque Nacional Natural Chingaza está determinado por la influencia de los vientos alisios del suroriente (UAESPNN, 2005). En ese sentido, la cuenca recibe humedad de dos frentes: en el costado sur, desde Sumapaz y en el costado oriental, desde la Amazonía, drenando en un 99 % sus aguas a la cuenca de la Orinoquía (UAESPNN, 2005). Se indica para el área, baja presión atmosférica (655 mbar) y presencia constante de nubes que inciden en la cantidad de insolación (2,5 - 3,5 horas de brillo solar al día). En cuanto a la humedad relativa, se tienen altos valores que se mantienen en el rango de 89,5 y 91 % y una evapotranspiración aproximada de 758 mm anuales. En general, la cuenca se caracteriza por presentar una precipitación mensual superior a 100 mm, por lo que podría decirse que el área es propia de ambientes perhúmedos (UAESPNN, 2005) y excedentes hídricos efectivos con altos rendimientos hídricos (Tobón, 2009).

El área de estudio presenta una topografía abrupta en donde se registran valores promedio de pendiente, mayores al 30 %, y una variación en el gradiente altitudinal de más de 500 m. En su parte alta, se destacan dos humedales pequeños acorde al rango establecido para los diferentes cuerpos de agua (500 – 10.000 m²) presentes en el Parque (UAESPNN, 2005), los cuales se originaron en concavidades modeladas por efecto glaciar heredado (Sguerra et al., 2011). Respecto a la geología, tenemos que la zona está conformada por rocas sedimentarias de edad cretácica y terciaria, donde dominan areniscas duras del Grupo Guadalupe, en cuyas Formaciones se encuentran calizas, areniscas cuarzosas del tamaño arena, limonitas del tamaño limo y arcillas. Este grupo se encuentra afectado por múltiples eventos de metamorfismo dinámico como fallas, que causan eventos sinclinales y de cabalgamiento (Sguerra et al., 2011).

Fisiográficamente, el sistema morfogenético para el área es de tipo montañoso, en donde se distinguen dos geformas particulares (IDEAM, 2011): en la parte alta de la cuenca encontramos *espinazos*, *crestas* y *escarpes mayores*, en donde la topografía es

variable y el relieve es de montañas escarpadas, suavizadas respecto al glaciar, con pendientes superiores al 25%; suelos moderadamente profundos a muy superficiales; bien drenados; de texturas moderadamente finas a gruesas; reacción extremadamente ácida, alta saturación de aluminio y baja fertilidad. Acorde a lo anterior, el tipo de suelo corresponde a un Inceptisol MEFg (IGAC, 2000) del suborden Cryepts, propio de suelos de montaña por encima de los 3.600 m.s.n.m y temperaturas inferiores a los 8°C. Este tipo de suelos presentan saturación de bases inferior al 60% en la sección control, y se clasifican en el Gran Grupo Dystrocryepts. Específicamente, su taxonomía en la cuenca define a los Complejos Typic Dystrocryepts y Humic Dystrocryepts (IGAC, 2000).

La parte baja de la cuenca presenta *crestones* que corresponden a pendientes quebradas y a una concentración de la red de drenaje. Su relieve es ligera a fuertemente escarpado, con pendientes de 25 a 75%, afectado en sectores por erosión hídrica laminar en grado ligero; suelos profundos a superficiales; bien a excesivamente drenados; con texturas finas a moderadamente gruesas; reacción extremada a muy fuertemente ácida; mediana saturación de aluminio y fertilidad moderada a baja (IDEAM, 2011). Acorde a lo anterior, el tipo de suelo corresponde a un Inceptisol MGFf (IGAC, 2000) del suborden Udepts, los cuales ocupan el mayor porcentaje dentro del área de estudio y se encuentran por debajo de los 3600 m, caracterizados por desarrollarse bajo régimen de humedad údico. Dado que poseen saturación de bases menor a 60% se clasifican dentro del Gran Grupo Dystrudepts, cuya taxonomía para el área está representada por los Complejos Asociación Humic Dystrudepts, Andic Dystrudepts y Humic Lithic Dystrudepts (IGAC, 2000).

En resumen, los suelos encontrados en la cuenca de la quebrada La Chucua, son ácidos, de poca profundidad hacia la parte alta por procesos erosivos y mayor hacia la baja (92 cm). Dado el poco espesor de los mismos, son suelos de rápida respuesta con altas capacidades de almacenamiento (Tobón, 2009). El principal orden edáfico, cuya génesis corresponde a derivaciones de cenizas volcánicas, pertenece a la categoría de moderadamente evolucionados y bien drenados, localizados en partes planas y de pendientes (Inceptisoles ándicos), ocupando el 60 % del piso del páramo con suficiente

humus y abundante materia orgánica. Adicionalmente, es probable que en las zonas de turbera se encuentren también Histosoles (UAESPNN, 2005).

Respecto al perfil de los suelos tenemos que aunque están cubiertos con poca ceniza, la presencia de musgos aporta altos contenidos de materia orgánica y ello se refleja en una alta porosidad (80 %); lo que favorece procesos de infiltración (20 - 60 mm/h), que se traducen en una reducción de la escorrentía superficial y en una alta capacidad de retención de humedad (90 %) en condiciones de saturación. Su textura es franco-arcillosa en los primeros 15 cm del perfil y a medida que aumenta la profundidad se empieza a notar la presencia de arenas. Presenta una estructura de tipo poliedra con vértices redondeados de bloques subangulares de tamaño mediano (10 - 30 mm) que le confieren a las partículas del suelo, cohesión entre sus agregados, alta permeabilidad y estabilidad estructural (UAESPNN, 2005).

En cuanto a las coberturas terrestres en el PNN Chingaza se encuentran coberturas de páramos, que se distribuyen ampliamente en la parte alta del Macizo de Chingaza; bosque natural no intervenido, en cercanías a las Reservas Forestales Protectoras del Río Blanco; y bosque intervenido, hacia la parte baja de la vertiente oriental de la Serranía Los Farallones (UAESPNN, 2005). Específicamente para la cuenca, las coberturas que se identificaron fueron el bosque poco intervenido, el ecotono y el páramo. Esta última es la cobertura dominante en la cuenca, puesto que se observa vegetación característica de páramo en el 66,45% del total de su área (Figura 2). La vegetación predominante del páramo es una vegetación abierta compuesta de gramíneas, frailejones característicos de páramos húmedos, como es el género *Espeletia sp*, pastizales, chuscales (*Chusquea sp*), y alguna vegetación presente en turberas.

El bosque natural no intervenido o poco intervenido en la cuenca corresponde a formaciones de Selva Húmeda Andina, caracterizada por una altura del dosel entre los 10 y 20 m, con variaciones locales, abundancia de epífitas, principalmente musgos, líquenes, helechos, y en menor proporción, orquídeas, bromelias y begonias. Las hojas del estrato arbóreo son predominantemente micrófilas y nanófilas. La altura del dosel va

disminuyendo hacia las partes más altas, siendo frecuentes árboles y arbustos entre 7 y 10 m (UAESPNN, 2005).

En el parque se destaca una gran variedad de especies de flora y fauna (UAESPNN, 2005). De flora se estiman más de 2.000 especies, dentro de las que se resaltan ocho especies de *Sphagnum* o musgo de pantano; la *Espeletia uribei* (*Asteraceae*), que sólo se encuentra en el PNN Chingaza entre el límite superior del bosque andino y el subpáramo, así como en algunas de las áreas abiertas que quedan después de la destrucción del bosque; la *Pasiflora cuatrecasasii* (*Passifloraceae*) que parece encontrarse únicamente en el bosque y subpáramo de los páramos de Guasca y Chingaza; y la especie *Breutelia maegdefraui* (*Bartramiaceae* – briófito), que se considera endémica del Parque Chingaza.

Un estudio reciente del Corredor de Conservación Chingaza-Sumapaz-Guerrero (Sguerra et al., 2011), el cual sectoriza la región en unidades diferentes con base en similitudes geográficas y ecosistémicas, permite localizar la cuenca La Chucua, aproximadamente entre el Sector Guavio y el Sector Cerros-Río Blanco. Para dichos sectores, este estudio muestra un número respectivo de 276 y 117 especies de flora. Este último sector tiene un bajo valor de riqueza aparentemente relacionado con su historia geológica y edafológica, el grado de intervención antrópica que han sufrido los ecosistemas naturales por encontrarse cerca de los centros poblados, su historia de extracción forestal desde la época de la Colonia y los pocos reportes florísticos que existen sobre esta área. Por otra parte, para un total de 78 especies de flora con algún grado de endemismo o distribución restringida halladas en este corredor de conservación, 45 se pueden encontrar en Guavio y 11 en los Cerros-Río Blanco. De estas especies, 6 del sector Guavio se ubican en el Ecotono Bosque Altoandino-Subpáramo, y 9 en los Cerros-Río Blanco. Asimismo se reportó para el sector Guavio 2 especies bajo categorías de amenaza CR (en peligro crítico) y EN (en peligro) (Sguerra et al., 2011).

Entre las especies más destacadas de fauna que alberga el Parque se encuentran el Oso de anteojos (*Tremarctos ornatus*), la Danta de páramo (*Tapirus pinchaque*), el

Cóndor de los Andes (*Vultur gryphus*), el borugo de páramo (*Agouti taczanowskii*), el Gallito de roca (*Rupicola peruviana*) y el puma (*Felix concolor*), además de un inventario considerable de mamíferos, herpetofauna, avifauna y artopofauna. Sin embargo se señala que a pesar de la alta diversidad del parque en este aspecto, la mayoría de estas especies presentan un alto grado de vulnerabilidad (UAESPNN, 2005).

4.2 Información de entrada del modelo TOPMODEL

Con el fin de establecer una línea base de simulación hidrológica que represente adecuadamente el funcionamiento hidrológico actual de la cuenca de la quebrada La Chucua para los años 2008 - 2009, como escenario de referencia inicial para la simulación de escenarios hipotéticos contrastantes de cambio climático hasta el año 2030 se aplicó el modelo hidrológico TOPMODEL. El Anexo 2 detalla la naturaleza de la información requerida por el modelo. En general se especifica que la estructura de modelación que se utiliza en la presente investigación (Figura 3), contempla básicamente tres grandes fases asociadas inicialmente a las herramientas de procesamiento de la información, posteriormente a las herramientas que son propias del modelo y finalmente a los elementos de salida y post-procesamiento. Entre los datos de entrada se encuentran datos de estaciones hidrometeorológicas como son precipitación y temperatura, así como un modelo de elevación digital del terreno –DEM con resolución de 30 m, el mapa de retraso de la cuenca y los parámetros iniciales del modelo. Grosso modo el proceso de modelación hidrológica contiene una serie de etapas que inician con la síntesis de todas las percepciones, las cuales se formalizan a través de asunciones y ecuaciones matemáticas (Beven, 2001b). Para ello es necesario incorporar sistemáticamente las rutinas de código al modelo que realizan iterativamente los análisis que muestran la Figura 3. Estos componentes se describen con más detalle en las siguientes secciones.

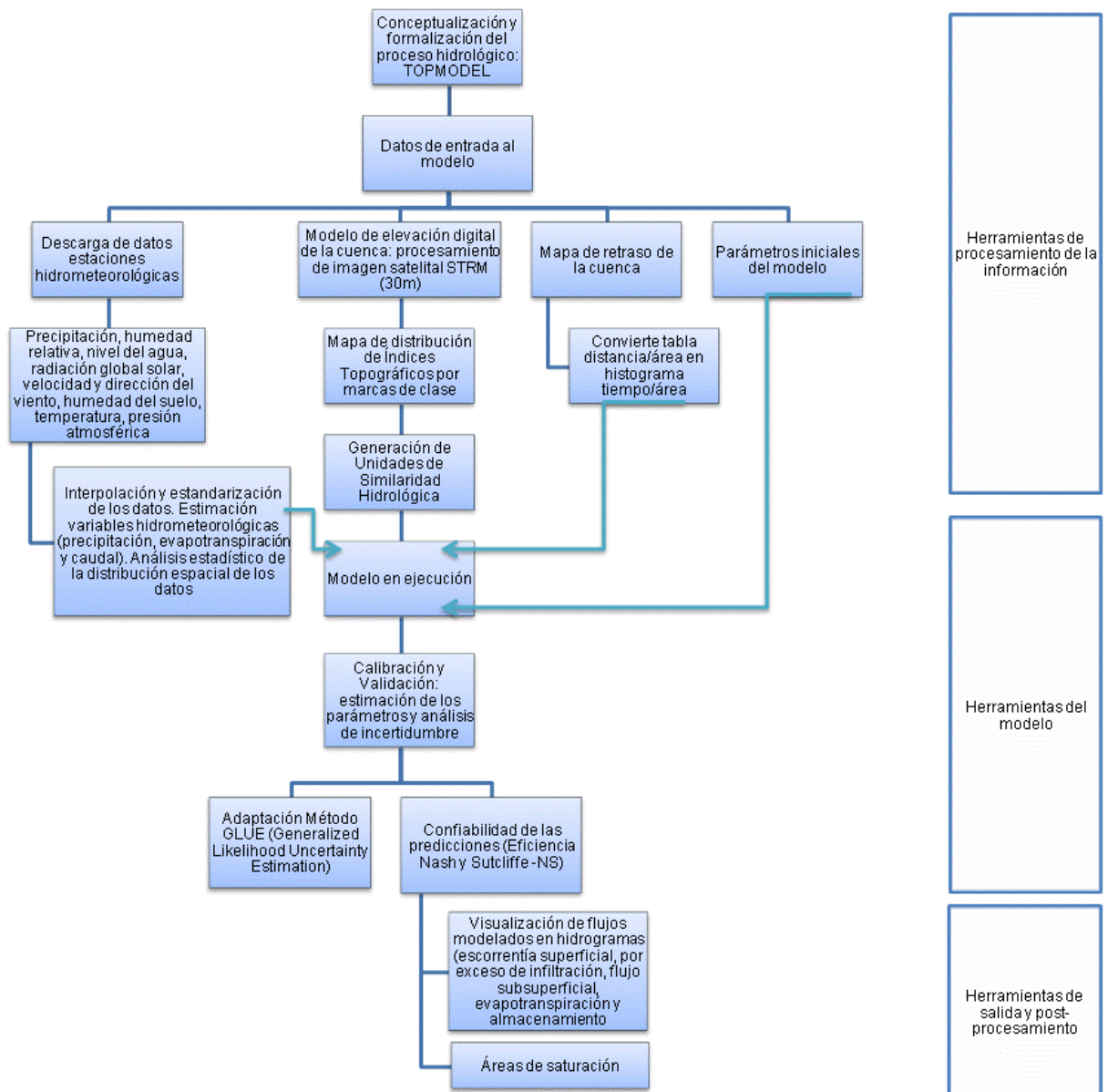


Figura 3. Proceso de modelación hidrológica y módulos de TOPMODEL.

4.2.1 Modelo de Elevación Digital -DEM de la cuenca de la quebrada La Chucua

El DEM (Figura 4) se obtuvo a partir del procesamiento de la imagen satelital STRM (2000) disponible de manera gratuita para la zona (u03_n004w074), con una resolución espacial de 30 m y un sistema de coordenadas proyectado Colombia-Bogotá-Zone. La cuenca fue delimitada utilizando el programa GRASS GIS versión 6.4. Para la generación del Mapa de Índices Topográfico por marcas de clase, se exportó el DEM a TOPMODEL mediante la librería spgrass6 de R como una matriz de datos tipo ASCII, con información de altitud y se usó un algoritmo único de dirección de flujo denominado D8, que permite generar archivos raster de dirección y acumulación de flujo. Las unidades de similitud hidrológica se generaron a partir de la agrupación de los píxeles por categorías en función del índice (Campling et al., 2002).

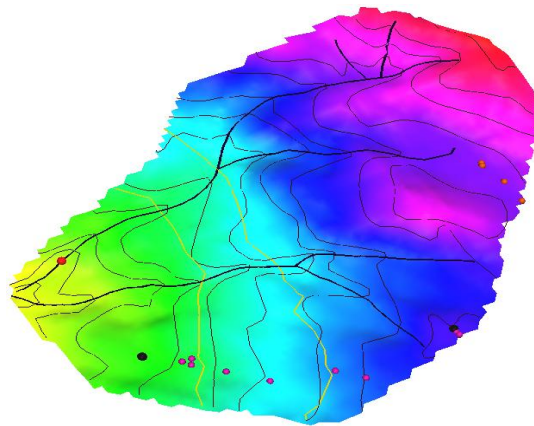


Figura 4. DEM de la cuenca La Chucua. El rango de colores indica la variación altitudinal de la cuenca entre los 2.465 y 3.541 m.s.n.m., aumentando hacia la parte más amplia de la misma. Los círculos corresponden a las estaciones de medición localizadas en el área de estudio.

4.2.2 Datos hidrometeorológicos

Los datos hidrometeorológicos (precipitación, evapotranspiración y caudal) requeridos por TOPMODEL ingresan al mismo en un archivo de texto como lámina de agua expresada para cada variable en metros. Estas variables fueron medidas en campo, mediante estaciones meteorológicas y pluviográficas instaladas en el páramo de Chingaza, dentro de la cuenca de la quebrada La Chucua, desde el año 2007 hasta el 2010 por el equipo de trabajo de la Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín, en el marco de desarrollo del proyecto de investigación *Ecohidrología de los páramos en Colombia III: Páramo de Chingaza*. Para tal efecto, se instalaron los instrumentos en un transecto de la cuenca por tipo de cobertura (bosque, ecotono y páramo) y en un gradiente altitudinal de 2.500 a 3.550 m.s.n.m. (Figura 2), con el fin de considerar la variabilidad espacio temporal de las variables con la altitud (Buytaert et al., 2003). Para el monitoreo de la precipitación, se contó con información de 5 estaciones pluviométricas automáticas (ONSET), localizadas cada 200 m en el gradiente altitudinal (entre 2800 y 3800 msnm), 8 pluviómetros manuales y 4 neblinómetros localizados al margen derecho de la cuenca e igualmente distribuidos en el gradiente altitudinal. Con esto fue posible registrar los valores de precipitación vertical y horizontal. La estimación de la precipitación promedia en la cuenca fue realizada por el método de isoyetas (Chow et al., 1988), a partir de los valores promedios de precipitación registrados por los instrumentos de medición localizados a una elevación similar a través del gradiente altitudinal.

Para el monitoreo de las variables del clima, se instalaron dos estaciones meteorológicas (DAVIS INSTRUMENTS), ubicadas a 3.000 y 3.600 m.s.n.m., en las cuales se registraron valores de precipitación vertical y horizontal, temperatura del aire, humedad relativa, humedad del suelo, radiación solar global, presión atmosférica y velocidad del viento (Tobón, 2009; Viviroli et al., 2009). Estas variables fueron utilizadas para calcular la evapotranspiración por el método de Penman modificado por Monteith (1965), el cual fue aplicado por Tobón (1999) (Anexo 2) y es utilizado en el presente estudio a través del desarrollo del modelo en Stella versión 8.0. La variable

anterior realmente es denominada transpiración potencial de la vegetación bajo condiciones de dosel seco. Dicha variable se asumió igual a cero, desde las 6:00 pm hasta las 6:00 am; presentando un incremento en el horario diurno hasta alcanzar máximos valores hacia el mediodía y disminuyendo en las horas de la tarde.

Para la estimación total de la evapotranspiración se adicionó al valor total de transpiración, el valor de interceptación del dosel cuando este está húmedo, en donde la resistencia estomatal de las hojas se asume cero (Bruijnzeel, 2010). Para obtener una resolución temporal de la variable cada 30 minutos, los datos de evapotranspiración se multiplicaron por un factor de escala igual a 3610,83. Cabe anotar que mediante la aplicación de este método, la conducción del agua por la planta representa un proceso fisiológico, en donde el agua para llegar a la atmósfera debe vencer una serie de resistencias. En ese sentido, el movimiento del agua y la energía obedece a la diferencia de gradientes. Finalmente, respecto a la medición del drenaje desde la cuenca o caudal, se instaló en el sitio de aforo de la quebrada La Chucua (3.034 m.s.n.m.), un limnógrafo (SOLINST) que mide la columna de agua por encima del lecho de la quebrada, con el cual se calculó el caudal, mediante la medición del área del canal.

4.2.3 Función acumulativa de retraso de la cuenca en TOPMODEL

La función acumulativa de retraso de la cuenca (conocida como *delay*), representa el tiempo de residencia de la red de drenaje que tarda el flujo superficial y superficial generados en cada subcuenca para ser conducidos a la salida (TOPMODEL, 2011). La propagación del escurrimiento dentro de TOPMODEL se realiza a través de un histograma tiempo/área, derivado de la función distancia/área (Tabla 2), mediante una ecuación (8) que vincula el tiempo de contribución de cada área específica de la cuenca (segmento de la corriente principal) con la velocidad de flujo del canal y la pendiente en superficie (Beven, 1997a). Este tipo de propagación es indicada para representar adecuadamente los flujos pico; lo que incide en los valores de eficiencia asociados al ajuste del modelo hidrológico (Da Silva and Kobiyama, 2007b).

Para ello se ingresó al modelo una matriz de datos tipo archivo de texto conformada por dos columnas (Tabla 2), la primera está representada por una fracción acumulativa del área de la cuenca, la cual se divide acorde a las características morfológicas de la misma (Da Silva and Kobiyama, 2007a), y la segunda representa la distancia acumulada medida sobre el cauce principal desde el punto de aforo, a cada área específica, en relación con el área acumulada de la red de drenaje en cada fracción (TOPMODEL, 2011). Para la determinación de la función acumulativa de retraso, la cuenca se dividió en tres áreas homogéneas, asumiendo que en términos hidrológicos su funcionamiento es diferente en la zona de humedales, en cercanías a la desembocadura y en el área restante (Tobón, comunicación personal). Esto es consistente con la clasificación de suelos de la cuenca (IGAC, 2000).

Tabla 2. Función acumulativa de retraso para la cuenca de la quebrada La Chucua.

Polígono	Área (Km ²)	Área acumulada	Distancia del cauce para cada polígono (Km)	Distancia acumulada a la salida (Km)
0 (desembocadura)	0	0	0	0
1	0,53	0,30	0,61	0,61
2	1,41	0,80	1,10	1,71
3 (humedales y nacimiento)	0,65	1	0,74	2,45
Total	2,59		2,45	2,45

4.2.4 Parámetros del modelo

Para el ingreso de los parámetros al modelo se organizaron los datos en formato de texto bajo un arreglo matricial (TOPMODEL, 2011). Los valores iniciales de los parámetros del modelo utilizados en la presente investigación se establecieron en primer

lugar, por medio de los valores reportados en la literatura (Tabla 1), y posteriormente se procedió al ajuste de los intervalos de cada parámetro por el método de calibración. Se anota que los valores están contenidos en los intervalos propuestos por Buytaert and Beven (2011) para el páramo, considerando además que los datos tomados en campo durante los años 2008 y 2009 para la estimación de algunos parámetros (Anexo 3) también hacen parte de tales rangos. Producto del ajuste por calibración se obtiene el intervalo válido de cada parámetro para la ejecución general del modelo, en donde la reducción de los intervalos de los parámetros a partir de su rango de variación original, en relación con sus márgenes de sensibilidad, permite obtener nuevos conjuntos de parámetros óptimos, cuyos valores corresponden a una interpretación física de las características de la cuenca.

4.3 Simulación línea base

Para el establecimiento de la línea base de simulación hidrológica, se modeló el comportamiento hidrológico de la cuenca mediante la aplicación de un balance hídrico con el modelo hidrológico *TOPMODEL versión 0.7.2-2* (última actualización del software disponible en la web: 21 de septiembre de 2011, <http://cran.r-project.org/web/packages/topmodel/>) (Anexo 4). El paquete hidrológico de TOPMODEL contiene una serie de funciones hidrológicas que son compiladas en un solo código, bajo un ambiente de programación en R y un sistema operativo en Windows y/o Linux, cuyo acceso es libre para los usuarios interesados en la modelación hidrológica. En este código se integran además, diferentes herramientas de análisis y procesamiento de la información de entrada y salida tal como se describe en la Figura 3 (TOPMODEL, 2011).

El modelo se implementó para los datos obtenidos en campo durante el período 2008-2009 con una escala temporal de 30 minutos. El primer año se utilizó para efectuar el proceso de calibración de los datos, mediante la verificación de las condiciones del sitio ajustadas a la estructura e hipótesis del modelo y el

establecimiento de un conjunto de parámetros iniciales (Tabla 1 y Tabla 3) que describen adecuadamente el comportamiento hidrológico de la cuenca de estudio. Con el segundo año, se realizó una validación final de los resultados. Para cada caso se llevaron a cabo 10.000 iteraciones. En la medida que el coeficiente de Nash y Sutcliffe (1970) presentó un valor de eficiencia (E) mayor a 0.65 convergente a un mismo resultado, la predicción se consideró aceptable (Buytaert et al., 2008). Los parámetros más sensibles se encontraron mediante análisis gráficos; ello permitió detectar para cada rango de variación del parámetro, los valores de eficiencia alcanzada. Si los gráficos de dispersión se muestran aparentemente homogéneos sin revelar un valor máximo de eficiencia para determinado valor del parámetro, se puede pensar en la poca sensibilidad del mismo con baja incidencia en la respuesta hídrica (Buytaert, comunicación personal). Otra manera, es modificar el valor de cada parámetro sin cambiar el de los otros, con un valor diferente al obtenido por calibración. Si al realizar la simulación con el nuevo valor del parámetro, se modifica el ajuste para el caudal simulado en al menos un 1% respecto al valor inicial de eficiencia, entonces los parámetros evidencian sensibilidad (Tobón, comunicación personal).

Para la evaluación de la eficiencia del modelo y de las incertidumbres asociadas con la predicción hidrológica se consideró el principio de equifinalidad (Beven, 2001b), el cual establece que al probarse la estructura del modelo, existen diferentes conjuntos de parámetros que presentan ajustes indicados a los caudales observados (Beven and Binley, 1992), lo cual constituye una ventaja respecto a la modelación convencional, puesto que permite identificar varios conjuntos de parámetros óptimos (Buytaert et al., 2003). Para ello se efectúa en cada ejecución del modelo una evaluación de su rendimiento por cada juego de parámetros seleccionado, mediante el cálculo de la eficiencia de una función objetivo denominada coeficiente de Nash-Sutcliffe –NS (Nash and Sutcliffe, 1970) (19), que en adelante se denominará $E(\Theta)$. Esta función es ampliamente utilizada a pesar de sus posibles desventajas (Schaefli and Gupta, 2007; Stedinger et al., 2008; Gupta et al., 2009), la cual se considera como una medida de bondad de ajuste de la predicción hidrológica y es seleccionada para efectos del

presente trabajo por ser fácil de interpretar y comparar con otros estudios de modelación (Buytaert and Beven, 2011):

$$E(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (o(t) - \hat{o}(t | \Theta))^2}{\sum_{t=1}^N (o(t) - \bar{o})^2} \quad (19);$$

donde $E(\Theta)$, es el coeficiente de Nash, usado para evaluar el poder predictivo de los modelos hidrológicos para un conjunto de parámetros Θ , variando entre $-\infty$ y 1; $o(t)$, es la variable observada en el instante t ; $\hat{o}(t | \Theta)$, es la variable prevista en el instante t para el conjunto de parámetros Θ ; \bar{o} , es la media de la variable observada y N , es el número de incrementos de tiempo. El coeficiente presenta el mayor ajuste ($E=1$) cuando el modelo representa perfectamente los datos observados. Una eficiencia de cero muestra que las predicciones del modelo son tan precisas como la media de los datos observados; en tanto que una eficiencia menor a cero, indica que la varianza residual descrita en la ecuación 19 es mayor que la varianza de los datos, razón por la cual la media observada es mejor que el modelo.

Se realizó además una adaptación del método Generalized Likelihood Uncertainly Estimation -GLUE, metodología propuesta por Beven y Binley (1992) ampliamente probada, la cual ha sido usada por el modelo para restringir los valores de los conjuntos de los parámetros. El método GLUE rechaza la hipótesis de la existencia de un único conjunto de parámetros óptimos, y en su lugar, usa una gran muestra de conjuntos de parámetros asociados para un mismo modelo de comportamiento indicado que puedan ser usados en predicciones posteriores (Beven y Binley, 1992). El procedimiento GLUE ha sido implementado en R como una librería adicional que se articula con TOPMODEL para generar una rutina completa de modelación hidrológica. Proporciona una herramienta para realizar análisis de sensibilidad, calibración, optimización y eficiencia de los parámetros; así como la estimación y evaluación de las incertidumbres de las predicciones hidrológicas (TOPMODEL, 2011).

Los pasos que se requieren para la aplicación del método GLUE son los siguientes (Da Silva and Kobiyama, 2007b): a) determinación del rango de muestreo válido para cada parámetro con base en estudios de campo (parámetros con sentido físico), revisión de literatura o simulaciones anteriores (calibración); b) escogencia del método para obtener los valores de los parámetros (técnica de simulación Monte Carlo); c) elección de una función objetivo para evaluar el rendimiento del modelo (coeficiente de Nash y Sutcliffe (1970)); d) elección de un criterio de aceptación o rechazo de los valores de rendimiento (Peters et al., 2003), como una medida de desempeño considerada comportamental y/o no comportamental, en donde los que no funcionan adecuadamente se les asignan bajas probabilidades o no se utilizan en las predicciones; y un paso opcional que no se considera en la presente investigación que es (e) la aplicación de un método de perfeccionamiento para los valores de rendimiento acorde a la ecuación de Bayes (Campling et al., 2002), según el cual la reducción de las incertidumbres puede lograrse con ecuaciones de entropía (p.e Shannon) para todos los conjuntos de los parámetros comportamentales (Freer et al., 1996).

En la presente investigación no se realiza énfasis en la fase de evaluación de incertidumbres; sin embargo GLUE es un método estadístico bayesiano, basado en técnicas de simulación Monte Carlo, que también es usado para generar límites de incertidumbre como criterio adicional de validación. Para esto, se calculan los cuantiles ponderados de las predicciones asociados a un conjunto de parámetros. Tanto los pesos como los límites de los conjuntos de parámetros, se derivan de acuerdo al mayor valor de eficiencia de Nash obtenido en el período de calibración del modelo. Los límites de comportamiento se eligen de tal manera que los rangos de incertidumbre contienen el 90% de todas las observaciones usadas en calibración, y posteriormente los conjuntos de parámetros del período de calibración se usan para generar los límites de predicción del período de validación (Buytaert and Beven, 2011). Esta metodología se utilizó en este estudio para acercarnos al tema de la incertidumbre, encontrándose que aunque el modelo presenta eficiencias -NS aceptables (superiores a 0,65), es incapaz de generar límites de incertidumbre con un 90% de confianza usando conjuntos de parámetros razonables, lo cual puede suceder cuando el modelo presenta sesgos en la representación de algunas partes del hidrograma (Buytaert and Beven, 2011), como son

los valores máximos, tal como se describe en la sección 5. En consecuencia los límites de incertidumbre se establecieron para el caudal promedio simulado para los conjuntos de parámetros con eficiencias superiores a 0,6.

4.3.1 Calibración

La calibración constituye el procedimiento de construcción del modelo, a partir del cual se obtiene de manera sistemática un conjunto de parámetros óptimos y valores iniciales, que se ajustan a las características particulares de cada cuenca (Blasone et al., 2008). Para ello se requiere definir un intervalo de confianza para cada uno de los parámetros, lo que permite evaluar la eficiencia del modelo a través del análisis de la función objetivo (Beven and Binley, 1992). La bondad de ajuste de esta función se alcanza cuando los errores de predicción son mínimos.

En la presente investigación, como un paso previo a la calibración, se realizó un análisis de sensibilidad de los parámetros, con la finalidad de determinar la incidencia de los parámetros en el modelo y establecer un orden para su calibración. Ello permitió restringir preliminarmente los rangos válidos de los valores de los parámetros (Tabla 3) y aumentar así, el número de simulaciones posteriores con base en las eficiencias más altas encontradas durante la aplicación del procedimiento GLUE. Los valores de los parámetros se presentaron de manera gráfica como incertidumbres asociadas al modelo (Beven, 2001b; Beven and Freer, 2001b). Específicamente para la etapa de calibración se realizaron simulaciones Monte Carlo, en donde los parámetros variaron dentro de un amplio rango acorde con sus límites (Tabla 1), los cuales fueron reducidos de manera progresiva hasta localizar el mejor conjunto de parámetros en términos de la eficiencia de Nash (Güntner et al., 1999), teniendo como referente adicional el sentido físico del valor de los parámetros, representativo de las condiciones de campo (Blasone et al., 2008). Posteriormente en un proceso denominado re-calibración (Tabla 4), se seleccionaron unos rangos más estrechos para los parámetros, de acuerdo con los valores máximos y mínimos que se encontraron para los conjuntos de parámetros encontrados en la fase de calibración con las mejores eficiencias de Nash-Sutcliffe. De

esta manera, se encontró finalmente con base en las simulaciones iniciales y en los datos de campo tomados en el 2008 y 2009, el intervalo válido de cada parámetro utilizado en la calibración general del modelo, producto del ajuste de los parámetros iniciales reportados en la literatura (Tabla 1), a través de los análisis de sensibilidad, calibración y re-calibración de los parámetros.

Se trabajó con un valor del coeficiente de Nash y Sutcliffe ($E(\Theta)$) igual a 0,6 como criterio de decisión (rechazo o aceptación) para los conjuntos de parámetros simulados, lo cual significa que aquellos conjuntos de parámetros con eficiencias superiores a este valor, se consideraron parámetros comportamentales. Este valor de eficiencia se eligió, puesto que las simulaciones iniciales para los registros del año 2008 (17.568 datos), permitieron excluir cerca del 70% de los conjuntos generados, lo que se considera más exigente si se compara con un estudio previo llevado a cabo en Brasil (Da Silva and Kobiyama, 2007b), en donde se excluyeron cerca del 60% de los conjuntos de los parámetros usando un nivel de Nash $E(\Theta)$ de 0,3, muy inferior al usado en el presente estudio.

Adicionalmente para la selección de las mejores simulaciones, se consideró como criterio físico, el valor producido de escorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX). Ésta se define como la escorrentía que se genera superficialmente, toda vez que la intensidad de la precipitación excede la tasa de infiltración del suelo (Buytaert et al., 2011). Normalmente este valor en páramos es cercano a cero y la importancia de este proceso en la explicación física del comportamiento del páramo se detalla en los capítulos de Resultados y Discusión, guardando estrecha relación con la prelación de ciertos procesos característicos de la cuenca. La estimación de FEX aunado a la determinación por componentes de los procesos hidrológicos dominantes para el ecosistema, facilitan en gran medida el entendimiento de los páramos y contribuyen a la definición de la línea base de simulación hidrológica.

Cabe anotar que dadas las limitaciones computacionales para la simulación simultánea y cálculo de todos los componentes del modelo para miles de conjuntos de

parámetros (TOPMODEL, 2011), tan sólo se seleccionaron cerca de cinco conjuntos de parámetros (Tabla 5), tres de los cuales presentaron los menores valores de FEX y eficiencias relativamente altas (>70%).

4.3.2 Validación

La validación se considera el procedimiento de verificación posterior, indispensable para evaluar la confiabilidad del modelo. En este paso se somete a prueba el modelo contra una serie de datos independientes, a fin de determinar con qué grado de exactitud el modelo reproduce o imita dicha información, utilizando los valores de los parámetros encontrados durante la calibración (Beven, 2001b). La validación se puede realizar de diferentes maneras, dentro de las cuales se recomienda probar el modelo en cuencas con condiciones similares para diferentes tiempos de paso y eventos de naturaleza extrema (Mauser and Bach, 2009).

En la presente investigación, se utilizaron los conjuntos de parámetros obtenidos con eficiencias de Nash superiores a 0,755 para la validación de la segunda serie de datos (17.520 registros) correspondiente al año 2009. Para ello se consideró el rango de valores obtenidos para cada parámetro en la etapa de calibración (Tabla 4) y con ello se ajustaron nuevamente los intervalos de los parámetros para las simulaciones posteriores a fin de garantizar mayores eficiencias. Con ello se obtuvo un nuevo conjunto de parámetros (Tabla 6) cuya naturaleza en valores y eficiencia es coincidente con la encontrada en el 2008. Dada la pertinencia de mantener conjuntos de parámetros con el fin de analizar el comportamiento de los mismos según los planteamientos de GLUE es que realizó dicha exploración; sin embargo, el método decisivo utilizado para validar la información consistió en incorporar el mejor conjunto de parámetros encontrado en calibración seleccionado bajo los criterios expuestos anteriormente en la sección 4.3.1 y la aplicación posterior de los mismos en los datos de validación.

4.4 Simulación de escenarios tendenciales de cambio climático y efecto sobre la respuesta hídrica de la cuenca

Dado que existe la posibilidad de aplicar modelos hidrológicos para predecir los efectos que el cambio climático ejerce sobre la variable de interés (caudal) (Buytaert and Beven, 2011), en la presente investigación se utilizó el modelo TOPMODEL para determinar de manera preliminar, los efectos causados por escenarios hipotéticos de cambio climático sobre el funcionamiento ecohidrológico del páramo y la magnitud de cambio en su oferta hídrica hasta el año 2030. Esto se realiza una vez que el escenario base de calibración y validación resulta acertado para caracterizar el comportamiento hidrológico actual de la cuenca de la quebrada La Chucua, Cundinamarca, Colombia.

Los escenarios de proyección de la presente investigación se definen acorde con las proyecciones de cambio climático a través del siglo XXI realizadas para la temperatura y la precipitación por el IDEAM (2010a), en las cuales se consideró la diferencia a favor de la disminución de la precipitación y aumento de la temperatura respecto al período de referencia 1971-2000, teniendo como base el futuro cercano 2011-2040. Se anota que aunque el IDEAM (2010b-a) reporta valores de cambio en las variables estudiadas para los páramos, ninguno corresponde al estudiado en cercanías al Parque Nacional Natural Chingaza, o localizado en el mismo departamento, por lo cual se utilizan para la proyección de escenarios, los datos de cambios de las variables en mención reportados para el departamento de Cundinamarca.

En la presente investigación se asumieron tres escenarios hasta el año 2030 denominados: disminución de la precipitación anual (Q_2), incremento de la temperatura media (Q_3), como variable incidente sobre la evapotranspiración (Buytaert et al., 2009); y un escenario combinado de aumento de la temperatura y disminución de la precipitación (Q_4). Para cada uno de los escenarios se calcularon con el modelo los caudales simulados hasta el año 2030, a partir del conjunto de parámetros seleccionado en la fase de calibración y se establecieron porcentajes de cambio de los caudales proyectados, con relación a los caudales generados en un escenario de línea base 2009.

El escenario Q₂ se plantea como un escenario de disminución de la precipitación en 7,2 % hasta el año 2030, producto de la tendencia histórica establecida para el departamento de Cundinamarca en -3 mm / década (reducción de la precipitación de 0,1%) para el período de referencia 1971-2000, y de una tasa de disminución de 7,1% para el período 2011-2040 respecto al período de referencia. Se considera entonces que para el período 2001-2010, en donde están contenidos los años de este estudio, se mantiene la misma tendencia de disminución de la precipitación observada en el período de referencia, con el fin de proyectar la precipitación del 2030 con base en la del 2009. Se determinan los efectos que tal disminución tiene en el caudal simulado, manteniendo constantes las demás variables del modelo.

El escenario Q₃ se plantea como un escenario de aumento de la temperatura en 0,63 °C hasta el año 2030, consecuencia de la tendencia histórica establecida para el departamento de Cundinamarca en 0,13 °C / década para el período de referencia 1971-2000 y de una tasa de aumento de 0,5°C para el período 2011-2040, en relación con el período de referencia. Se considera entonces que para el período 2001-2010, en donde están contenidos los años de este estudio, se mantiene la misma tendencia observada durante el período de referencia, esto con el fin de proyectar la temperatura del 2030 con base en la del 2009. Para la estimación de los caudales simulados con TOPMODEL bajo el supuesto del incremento en la temperatura y por ende la modificación respectiva en la variable evapotranspiración, se cambiaron únicamente los valores de temperatura en la fórmula de evapotranspiración y se mantuvieron constantes las demás variables del modelo.

Por último se realiza la simulación de un escenario combinado Q₄, de incremento en la temperatura de 0,63 °C y disminución en la precipitación de 7,2 % hasta el año 2030. En este escenario se esperan repercusiones en las características del régimen hidrológico de alta montaña, con un aumento marcado de la variabilidad natural de las series hidrológicas, tal como lo expone el IDEAM (2010a), quien asegura que esto se puede traducir en sobrecostos para el diseño de dispositivos hidráulicos y operación de las estructuras.

5 RESULTADOS

5.1 Simulación de línea base

Con el objeto de aproximarnos en la representación del comportamiento hidrológico actual de la cuenca de la quebrada La Chucua, se corrió el modelo *TOPMODEL versión 0.7.2-2* para los años 2008 y 2009, a fin de establecer una línea base de simulación hidrológica para la cuenca. Se describe en esta sección los hallazgos encontrados en la información de entrada que requiere el modelo, los resultados de la calibración y validación, los procesos hidrológicos dominantes que contribuyen en la determinación del funcionamiento hidrológico del páramo y los principales efectos ecohidrológicos sobre este ecosistema, respecto a los escenarios de cambio climático.

Respecto a la información requerida por *TOPMODEL* tenemos para la cuenca el mapa de Índices Topográfico y su respectiva distribución por marcas de clase (Figura 5), de donde se denota una correspondencia entre los valores más altos del índice topográfico con la red de drenaje; sin embargo, se presentan zonas en la quebrada con valores más altos (11 y 12) al promedio de la categoría (9), lo que podría ser atribuido a la calidad del DEM (Pan et al., 2004). Esto influye en la determinación espacial de las áreas de saturación, pero no incide directamente en la predicción de los caudales, aunque en algunas ocasiones podría sobreestimarlos.

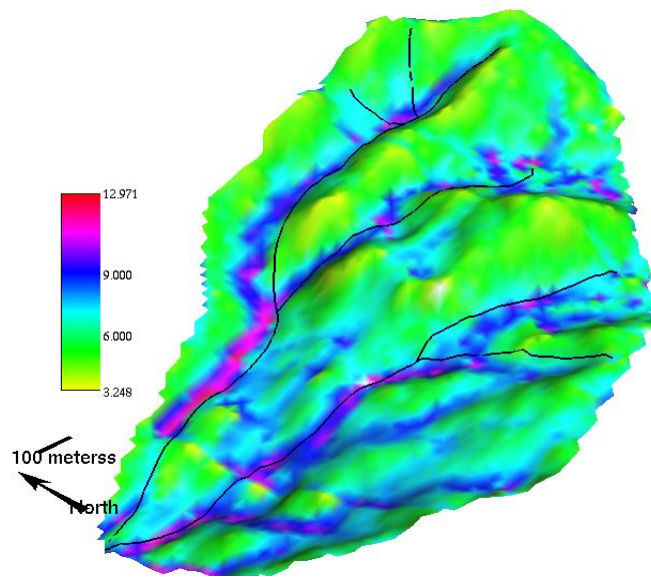


Figura 5. Distribución espacial del Índice Topográfico para la cuenca de la quebrada La Chucua. Los colores azul oscuro y fucsia indican las áreas de la cuenca con mayor susceptibilidad a saturarse.

Los altos valores del índice topográfico están relacionados con áreas aportantes generadoras de escorrentía superficial y flujos de retorno, asociados a lugares topográficamente convergentes, de suaves pendientes (Beven, 1997a) y bajas transmisividades, en los cuales el nivel freático alcanza la superficie. Estas áreas en la cuenca generalmente podrían corresponder a valles estrechos y/o depresiones y concavidades originarios del Pleistoceno (Güntner et al., 1999), en los cuales, la condición de saturación ocasiona un decrecimiento en la cantidad de flujo subsuperficial y da lugar al desarrollo de áreas saturadas de manera permanente. Un aumento en la media del índice, incrementa la cantidad de áreas contribuyentes, en tanto que un aumento en su desviación estándar, incrementa el tamaño de éstas (Raalaub, 2003). El valor promedio de esta variable para la cuenca es de 8,10, el cual es relativamente alto dentro del rango de variación, aunque la distribución de estos valores por marca de clase muestran que la categoría donde se agrupan más píxeles en el mapa (17,7% del área de la cuenca) presenta un menor valor en cercanías a 5,19. Los valores más bajos del índice (3 – 6) se encuentran asociados con áreas de mayores pendientes (Campling et al., 2002).

La información hidrometeorológica mensual (Figura 6), representa los datos para el 2008 y 2009, desde el 1 de enero hasta el 31 de diciembre, a una resolución temporal de 30 minutos. La comparación de la información hidrometeorológica para los dos años de medición (Figura 6), evidencia una baja variabilidad temporal de la precipitación, evapotranspiración y caudal en la cuenca. Los valores registrados no superan 0,5 m en ninguno de los meses del año. Sin embargo, el año 2009 se comporta más homogéneamente, lo cual concuerda con la idea de que la precipitación ocuriente en páramos es de baja estacionalidad (Buytaert et al., 2007). El 2008 presenta 3 picos para los meses de abril, julio y octubre, lo cual parecería no corresponder al patrón monomodal biestacional descrito para el Parque Nacional Natural Chingaza (UAESPNN, 2005), pero también podría estar evidenciando la variación espacial de la precipitación dentro del área. Para el 2009, se evidencia el mayor pico en el mes de junio. En ambos años, los meses más secos corresponden a diciembre, enero y febrero, lo cual resulta interesante para la realización de procedimientos de modelación por regímenes de humedad (temporadas húmedas y secas). De acuerdo con los registros, la precipitación y el caudal se comportan de manera similar, lo que se traduce en una rápida respuesta de la cuenca ante los eventos de precipitación (Tobón, 2009).

La existencia de meses secos durante el período de medición, coincidente para ambos años, de diciembre a febrero y en agosto, no afecta la eficiencia hídrica de la cuenca, la cual oscila entre 0,68 y 0,79 m, consistente con el coeficiente estimado para otros páramos en el rango de 0,5 – 0,7 m (Buytaert et al, 2007); lo que evidencia una baja tasa de evapotranspiración favorable de excedentes hídricos, típico de ambientes de páramo (Tobón and Arroyave, 2008). Aunque los valores de evapotranspiración son altos, estimados como la sumatoria de la interceptación del agua por las coberturas representativas presentes en el páramo durante los eventos de precipitación, más la transpiración cuando el dosel se encuentra seco, los valores son consistentes con los reportados para el área (Rangel, 2000). La hipótesis de la eficiencia hídrica del páramo también se refleja en el cambio de almacenamiento positivo de sus suelos⁴ (0,19 – 0,29

⁴ Estimado a través del balance hídrico general sugerido por Chang (1968), mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta S = P - Q - E \quad (20);$$

m), equiparable con el déficit de humedad de estos y la capacidad de los mismos para almacenar agua (Tobón, 2009).

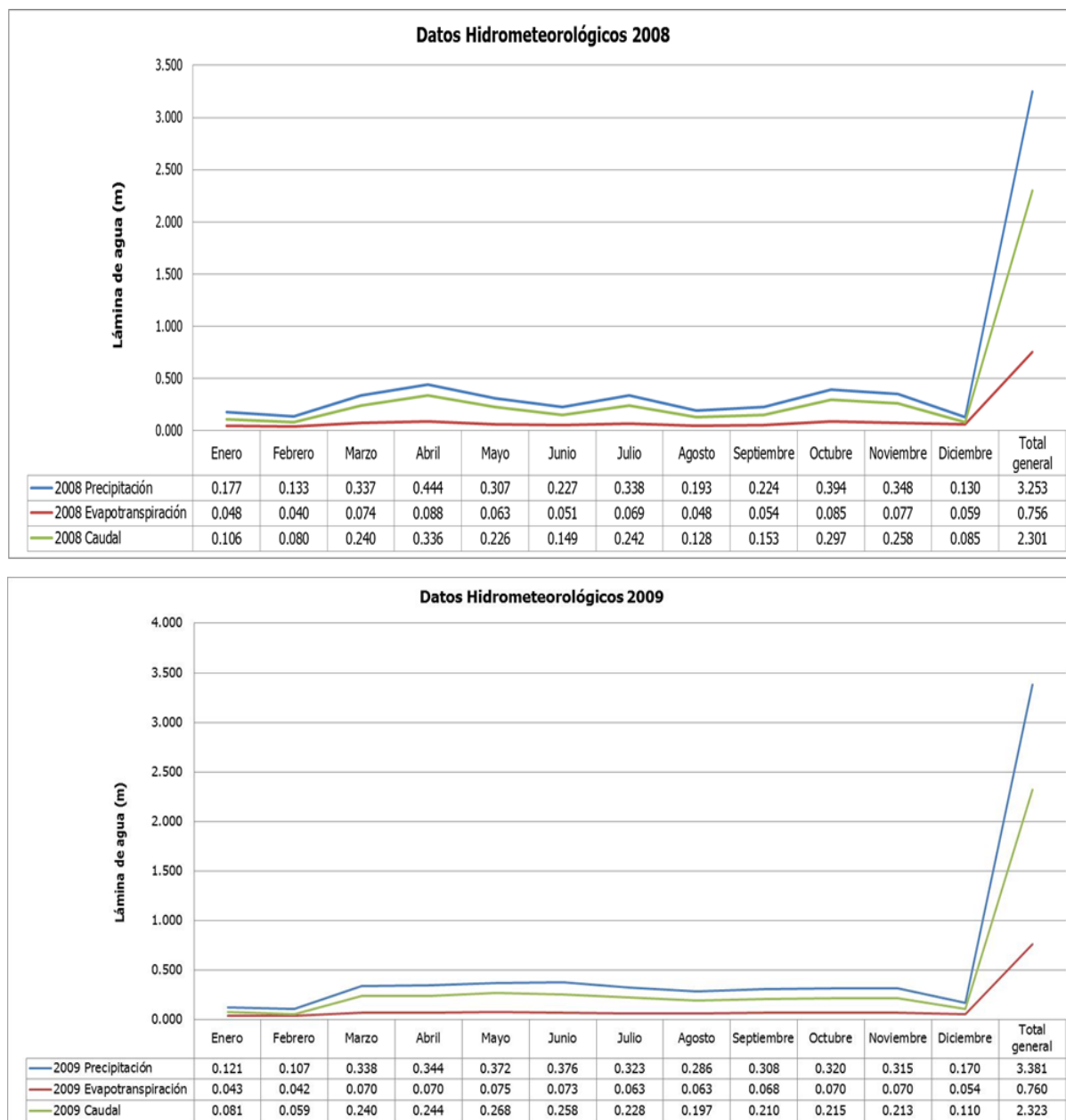


Figura 6. Eventos de precipitación y caudal registrados y de evapotranspiración estimada, para la cuenca de la quebrada La Chucua durante los años 2008-2009.

en donde ΔS [$m \text{ min}^{-1}$], es el cambio de almacenamiento de agua en el suelo a través del tiempo (cada 30 minutos); P [m], es precipitación; Q [m], es caudal y E [m], es evapotranspiración.

5.1.1 Análisis de Sensibilidad

El intervalo de los valores de cada parámetro se determinó de acuerdo con los datos de campo ajustados a las condiciones específicas de la cuenca, de tal manera que estos tuvieran una explicación física y mostraran una concordancia con los resultados de la aplicación del modelo en otros páramos (Buytaert and Beven, 2011). Inicialmente se realizaron simulaciones del comportamiento hidrológico de la cuenca con iteraciones entre 10.000 y 50.000 para los 17.568 registros del año 2008. Sin embargo, entre las continuas simulaciones se encontraron valores muy similares de eficiencia de la función objetivo y de escorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX), por lo que finalmente se seleccionó un máximo de 10.000 iteraciones para optimizar la capacidad del computador en la ejecución de los procesos y para realizar los procesos de análisis de sensibilidad, calibración y validación.

De las 10.000 simulaciones realizadas para los datos de 2008 usados para calibración, 3.065 obtuvieron un coeficiente de Nash - Sutcliffe ($E(\Theta)$) igual o superior a 0,6, valor indicado para realizar simulaciones hidrológicas (Buytaert et al., 2008), consistente además con el estudio realizado en el páramo de Huagrahuma (Buytaert and Beven, 2011). Los resultados del análisis de sensibilidad (Figura 7) mostraron que los parámetros menos sensibles son aquellos que no revelaron ningún valor óptimo sobre el rango de valores posibles (Buytaert et al., 2003). En orden ascendente de sensibilidad dichos parámetros fueron: t_d , $S_{r_{\max}}$, qs_0 , C_D , k_0 y S_{r_0} ; por el contrario en orden descendente, los parámetros m , v_r y $LnTe$ resultaron ser los más sensibles con sus máximos valores en los rangos respectivos de 0 – 0,005, 1.500 – 2.300 y 0,5 - 3 (Tabla 3), lo que soporta la premisa de la importancia de estos tres parámetros en la respuesta hidrológica de la cuenca (Campling et al., 2002) y facilita el ajuste de los intervalos.

Dentro de los parámetros menos sensibles, el menor de ellos es t_d y el mayor es S_{r_0} . Sin embargo, ninguno de estos parámetros presenta una sensibilidad mayor a 0,3% respecto al valor de eficiencia obtenido inicialmente con diferentes juegos de

parámetros derivados de la Tabla 1. Esto coincide con el análisis de sensibilidad realizado en un páramo al Sur de Ecuador (Buytaert et al., 2003), en donde los parámetros de menor sensibilidad son $S_{r_{\max}}$ y S_{r_0} . De otro lado, en la Figura 7 no se aprecia el parámetro C_D debido a su falta de sensibilidad. Finalmente, se resalta el potencial de los análisis de sensibilidad que permitieron identificar y ajustar principalmente los rangos de los parámetros más sensibles m , v_r y $LnTe$ (Tabla 3), incidentes en la magnitud del caudal y por tanto en la eficiencia $E(\Theta)$, con valores respectivos de 31,4%, 8,9% y 2,7%.

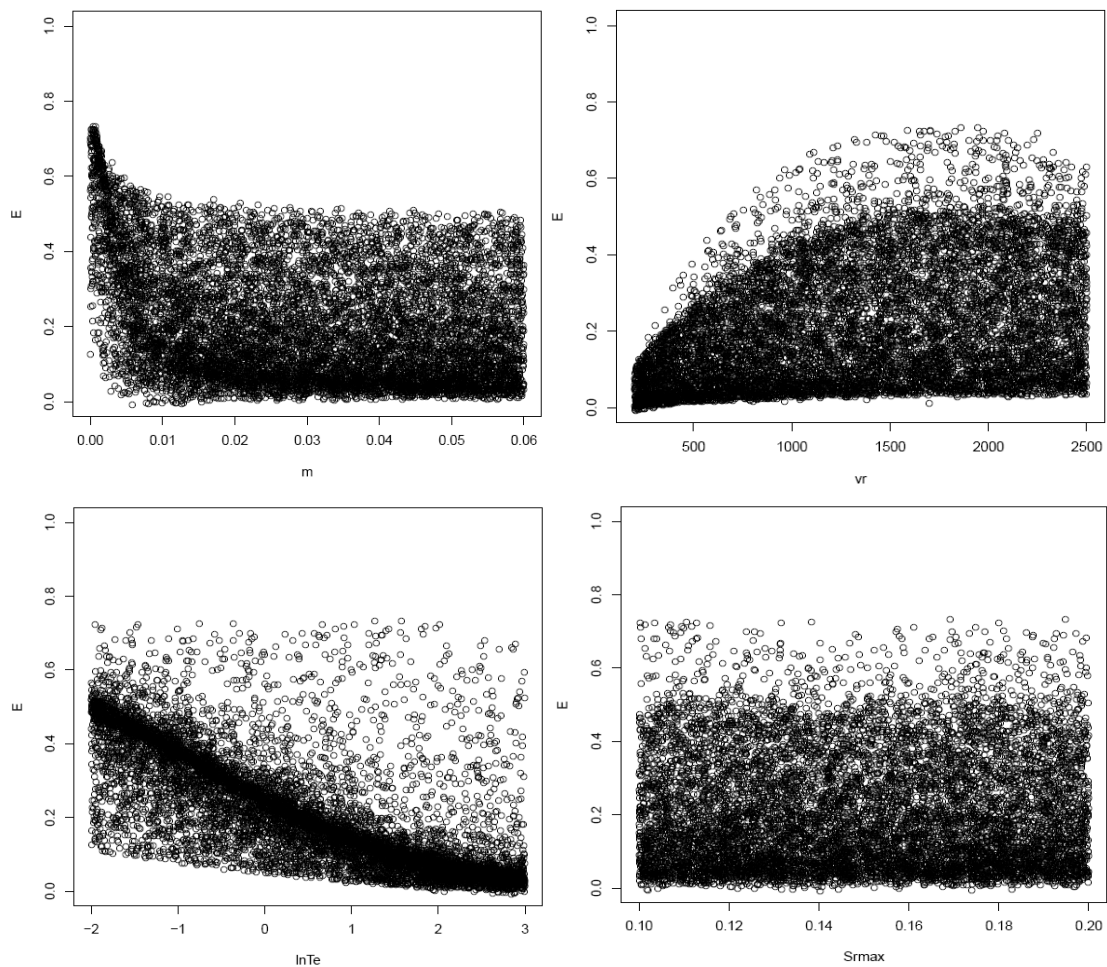


Figura 7. Gráficos de dispersión del comportamiento de los parámetros acorde a las simulaciones realizadas en 2008 con base en los parámetros de la Tabla 1. E corresponde a la eficiencia entre 0 y 1.

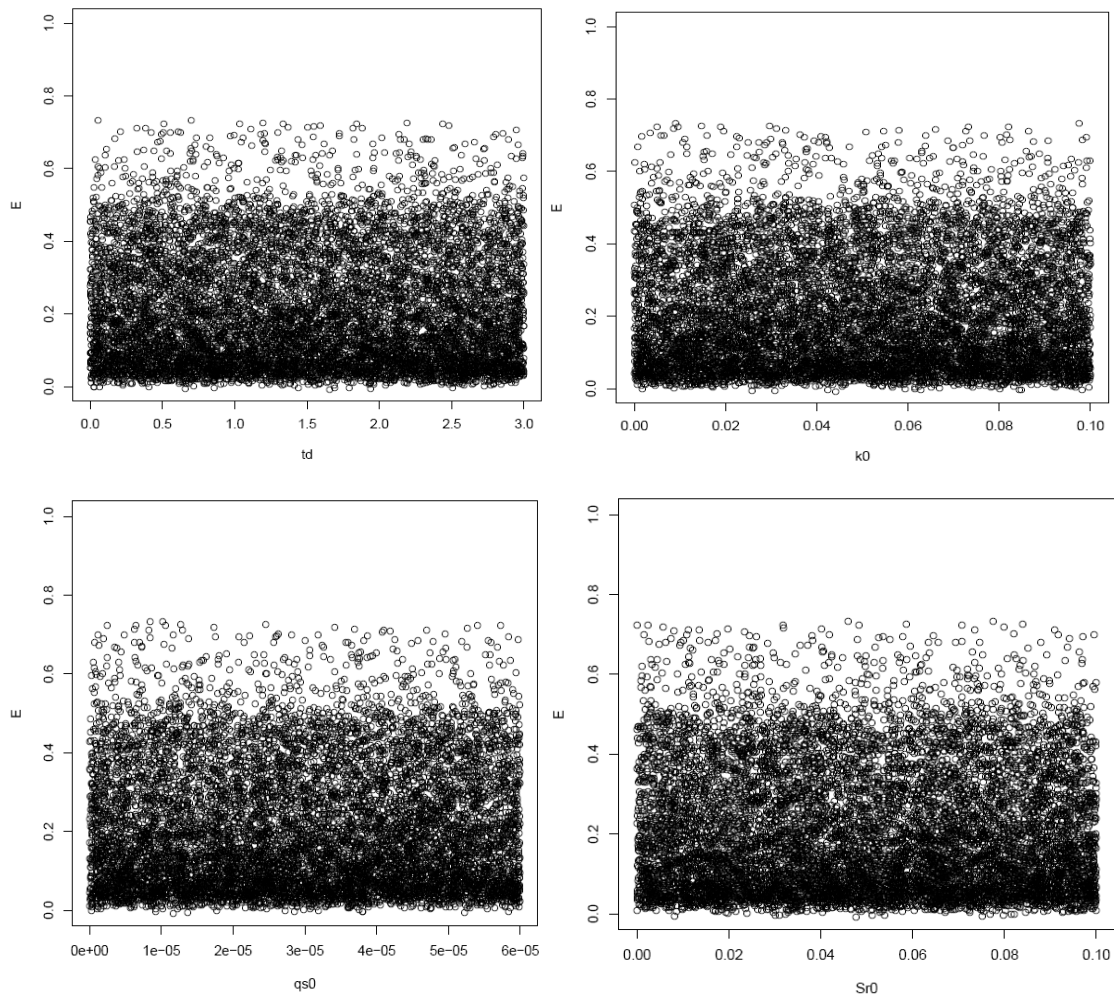


Figura 7. Gráficos de dispersión del comportamiento de los parámetros acorde a las simulaciones realizadas en 2008 con base en los parámetros de la Tabla 1. E corresponde a la eficiencia entre 0 y 1 (continuación).

5.1.2 Calibración

El análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo realizado en la sección 5.1.1, muestra el grado de equifinalidad que existe entre los conjuntos de los parámetros, puesto que un amplio rango de valores para cada uno de ellos proporciona resultados favorables durante la simulación, dado que es posible obtener iguales valores de eficiencia $E(\Theta)$ en diversas simulaciones (Beven, 2001a; Beven, 2001b). Una vez

culminado el análisis de sensibilidad, el intervalo más ajustado de cada parámetro usado en la calibración general del modelo se presenta en la Tabla 3.

Tabla 3. Intervalos de los parámetros de TOPMODEL establecidos en las simulaciones iniciales, con base en la revisión de literatura y análisis de sensibilidad.

Parámetro	Rango ajustado	
qs_0	0	0,00006
$LnTe$	0,5	3
m	0	0,005
S_{r0}	0	0,1
S_{rmax}	0,1	0,2
t_d	0	3
vch	1000	1000
vr	1500	2300
k_0	0	1
C_D	0	5
dt	0,5	0,5

Finalmente en un proceso de re-calibración, se seleccionaron como valores para cada uno de los parámetros (Tabla 4), aquellos máximos y mínimos correspondientes a los conjuntos de parámetros con los mayores valores de eficiencias ($E(\Theta) > 0,755$) obtenidos en las simulaciones realizadas a partir de los valores de la Tabla 3.

Tabla 4. Rangos definitivos seleccionados para calibración.

Parámetro	Rango	
qs_0	2,81E-07	5,518E-05
$LnTe$	0,664	2,132
m	2,64E-04	6,20E-04
S_{r0}	6,99E-05	6,95E-02
S_{rmax}	0,106	0,196
t_d	0,083	2,986
vch	1000	1000
vr	1575,2	1894,7
k_0	0,0289	0,961
C_D	0,556	4,825
dt	0,5	0,5

Los resultados del procedimiento ajustado tipo GLUE (Tabla 5) constituyen conjuntos de parámetros que generan la mejor eficiencia de la función objetivo $E(\Theta)$, cuyos valores presentan un significado físico para el funcionamiento hidrológico de la cuenca, analizada en mayor detalle en la sección 6.1. Se encontraron cuatro conjuntos (denominados conjunto número 2, 3, 4 y 5) que presentaron el menor valor de esorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX), los cuales hacen parte de los 80 conjuntos de parámetros (no se muestran tales conjuntos) que obtuvieron eficiencias superiores a 0,755. Para esta serie de datos de calibración se obtiene la mayor eficiencia $E(\Theta)$ de 0,7610, correspondiente al conjunto número 1; sin embargo, las diferencias en las eficiencias de los conjuntos de parámetros resultaron ser muy pocas, por lo que el desempeño general de todas las simulaciones se puede considerar muy similar, a pesar de las pequeñas variaciones en los valores de algunos parámetros que generan esas eficiencias, lo cual está asociado con la sensibilidad de los parámetros y su incidencia en la representación de los procesos, medida a través de la variable respuesta caudal.

Tabla 5. Conjuntos de parámetros seleccionados producto de 10.000 iteraciones en el proceso de calibración de los datos con la serie de registros del año 2008.

Parámetro	Unidad	Conjunto de parámetros				
		1	2	3	4	5
qs_0	[m]	4,44E-05	9,82E-06	1,37E-05	3,37E-05	4,27E-05
$LnTe$	[m ² h ⁻¹]	1,656	1,871	2,029	1,891	1,855
m		4,91E-04	6,53E-04	6,53E-04	6,38E-04	5,91E-04
S_{r0}	[m]	6,87E-05	1,51E-03	1,23E-03	5,20E-03	6,33E-03
S_{rmax}	[m]	0,140	0,193	0,197	0,119	0,182
t_d	[h m ⁻¹]	1,598	2,378	1,900	2,322	2,921
vch	[m h ⁻¹]	1000	1000	1000	1000	1000
vr	[m h ⁻¹]	1737,2	1777,5	1808,6	1873,7	1711,8
k_0	[m h ⁻¹]	0,945	0,447	0,451	0,901	0,802
C_D	[m]	2,466	3,513	3,267	2,689	3,474
dt	[h]	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
FEX	[m]	0,3550	0,2277	0,2294	0,2306	0,2610
E(Θ)		0,7610	0,7557	0,7558	0,7557	0,7555

Durante el procedimiento de calibración, se hizo necesario sacrificar un poco en los valores de eficiencia $E(\Theta)$ estimados para obtener un mejor ajuste a las condiciones de páramo (es decir, bajo los menores valores de FEX). Es por ello que se seleccionó el conjunto de parámetros 3 (Tabla 5) que presenta uno de los valores más bajos de FEX, pero con unos parámetros más aceptables a las condiciones del páramo, y una eficiencia (0,7558) que logra ser superior a la de los otros tres conjuntos (2, 4 y 5), sin diferir notablemente del mayor valor. Este conjunto de parámetros se usó para calcular los caudales simulados por TOPMODEL durante el 2008 (período de calibración, Figura

8), notándose principalmente una subestimación de los caudales máximos y en menor medida, una sobreestimación de los caudales mínimos.

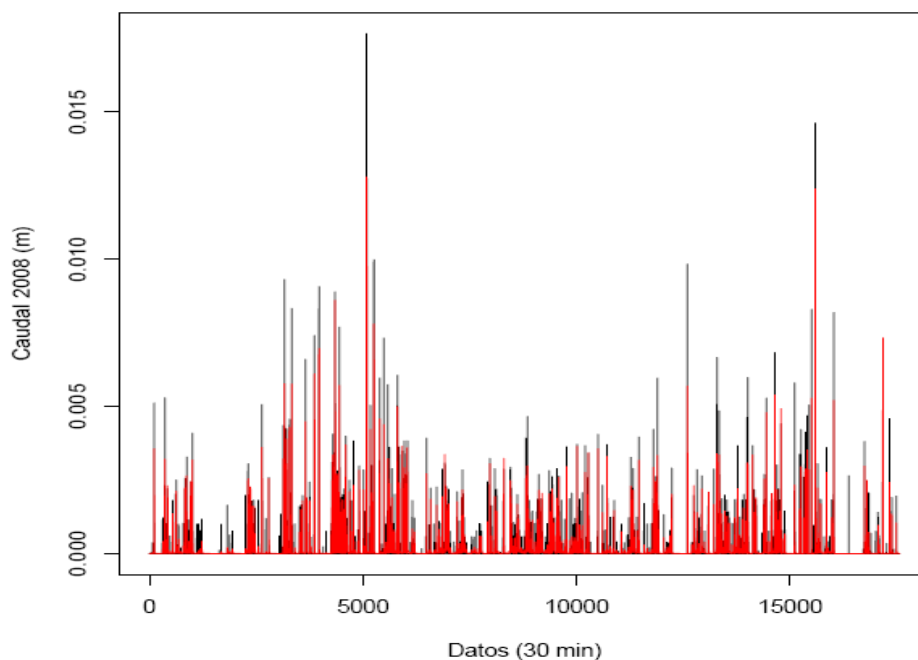


Figura 8. Caudales observados (negro) y simulados (rojo) para la cuenca de la quebrada La Chucua durante el 2008.

Los resultados parecen indicar que no necesariamente a medida que disminuye el valor de FEX, aumenta de manera directa y/o proporcional la eficiencia de los parámetros utilizados, aunque en el capítulo 6.1 se discutirá un poco sobre la interdependencia de parámetros y la incidencia de sus valores sobre los procesos hidrológicos y la eficiencia $E(\Theta)$. Aunque se hallaron valores de FEX cercanos a 0,23 m, esto tan sólo representa el 6,8% del valor de la precipitación total para el 2008. A pesar de ello, es evidente la correspondencia entre los caudales máximos del 2008 (Figura 8, datos cercanos a 5.000 y 15.000) y los picos máximos encontrados para la distribución de FEX durante la calibración (Figura 9). Pareciera que los picos máximos guardarán relación con los mayores estímulos de precipitación encontrados en los registros, del orden de 22,5 mm en tan sólo 30 minutos, lo que aparentemente correspondería a un dato extremo, en donde aquellos eventos sucesivos de igual

naturaleza, podrían generar en el modelo una incapacidad para representar el proceso observado.

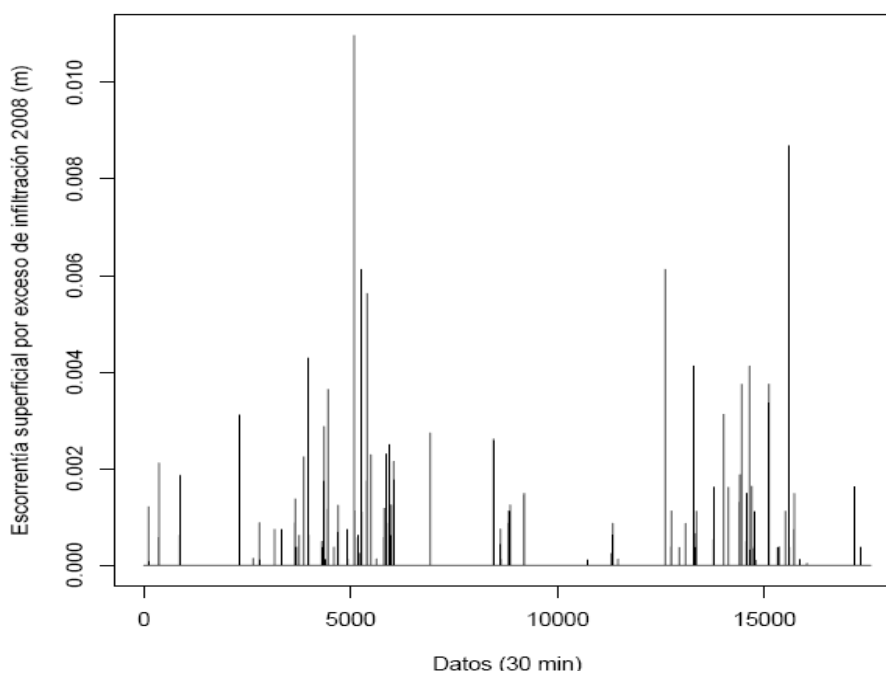


Figura 9. Distribución de la escorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX) en el período de calibración (2008).

Como un criterio adicional de validación dentro del proceso de calibración, una vez que fue seleccionado el mejor conjunto de parámetros para representar las condiciones de la cuenca, se calcularon los límites de incertidumbre para el caudal promedio simulado por este. Los intervalos de confianza del 90% fueron construidos con base en los valores de eficiencia con un coeficiente de $E(\Theta) > 0,6$ y se presentan junto con el hidrograma del caudal simulado promedio para todas aquellas mejores simulaciones de los 80 conjuntos de parámetros (Figura 10), encontrándose que los datos están contenidos en el rango.

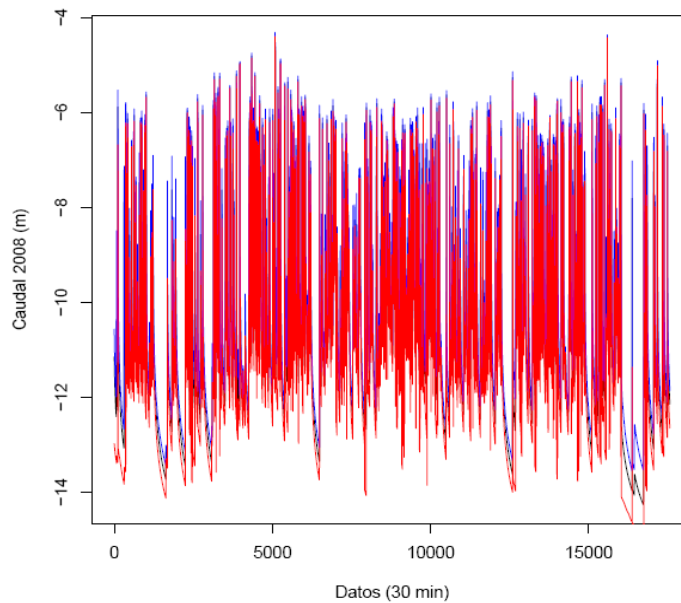


Figura 10. Intervalos de confianza del 90% para el caudal simulado promedio (a escala logarítmica) con base en las simulaciones y eficiencias superiores a 0,6. Convenciones: negro (caudal simulado promedio), rojo (límite inferior del intervalo) y azul (límite superior del intervalo).

5.1.3 Validación

Para la validación del modelo en la segunda serie de datos con un total de 17.520 registros correspondientes al año 2009, se consideró el rango de valores obtenidos para cada parámetro en la etapa de calibración (Tabla 4). Los resultados de las simulaciones fueron reordenados de acuerdo con los mejores valores de eficiencia y FEX. En la Tabla 6 se presentan los cinco mejores conjuntos de parámetros, en donde el conjunto con mayor valor de eficiencia en la etapa de validación corresponde al número 6 con un valor de $E(\Theta)$ de 0,7618.

Tabla 6. Resultados de 10.000 iteraciones para el proceso de validación de datos con la serie de registros del año 2009.

Parámetro	Unidad	Conjunto de parámetros				
		6	7	8	9	10
qs_0	[m]	2,52E-05	1,79E-05	3,97E-05	2,22E-06	7,95E-06
$LnTe$	[m ² h ⁻¹]	1,889	1,821	1,948	1,808	1,926
m		5,85E-04	6,52E-04	6,51E-04	6,15E-04	6,24E-04
S_{r0}	[m]	7,56E-03	8,30E-03	2,60E-03	1,69E-02	5,50E-03
S_{rmax}	[m]	0,197	0,153	0,122	0,137	0,120
t_d	[h m ⁻¹]	0,239	2,765	0,541	2,269	2,170
vch	[m h ⁻¹]	1000	1000	1000	1000	1000
vr	[m h ⁻¹]	1705,6	1750,2	1787,4	1700,5	1768,0
k_0	[m h ⁻¹]	0,902	0,716	0,860	0,790	0,602
C_D	[m]	4,667	3,697	3,780	2,971	2,635
dt	[h]	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
FEX	[m]	0,4298	0,3723	0,3725	0,4158	0,4223
$E(\Theta)$		0,7618	0,7604	0,7604	0,7603	0,7601

La eficiencia general del modelo se incrementó tan sólo un poco en aquellos conjuntos de parámetros encontrados en 2009 comparativamente con los resultados de calibración, lo que significa que el modelo es adecuado para predecir el comportamiento de los registros de los años 2008 y 2009 y además, modela adecuadamente la dinámica del páramo en la segunda serie de datos usada para validación. De acuerdo con los resultados, parece existir una relación directa entre el FEX y la eficiencia $E(\Theta)$ asociada a los conjuntos de parámetros, lo que sugiere que ganar poder predictivo del modelo en términos estadísticos implica perder capacidad de representar de manera

adecuada el funcionamiento del páramo, por lo que elegir los conjuntos que resultan en una mayor eficiencia, significaría aumentar el proceso de generación de escorrentía superficial por exceso de infiltración, que en realidad debe tener los menores valores posibles. Sin embargo, la disminución en la eficiencia entre los conjuntos de parámetros es poca (Tabla 5; Tabla 6), lo que podría estar asociado a los valores obtenidos para cada parámetro. En ese sentido, fue posible seleccionar un conjunto de parámetros con uno de los menores valores de FEX, cuya interpretación física tuviera coherencia con lo observado en campo, debido a que en algunas ocasiones se genera casi superficialmente flujo laminar en la capa de hojarasca.

En concordancia con lo anterior, tal como se definió en la metodología de validación, se seleccionó para efectos prácticos a partir del proceso de calibración, aquel conjunto de parámetros con un bajo valor de FEX (Conjunto 3), el cual fue usado para realizar la validación y el cálculo de los caudales simulados del 2009 (Figura 11). Para el período de validación también se denota una subestimación de los picos máximos con una eficiencia (0,7579) cercana y un poco mayor a la obtenida en calibración (Tabla 6).

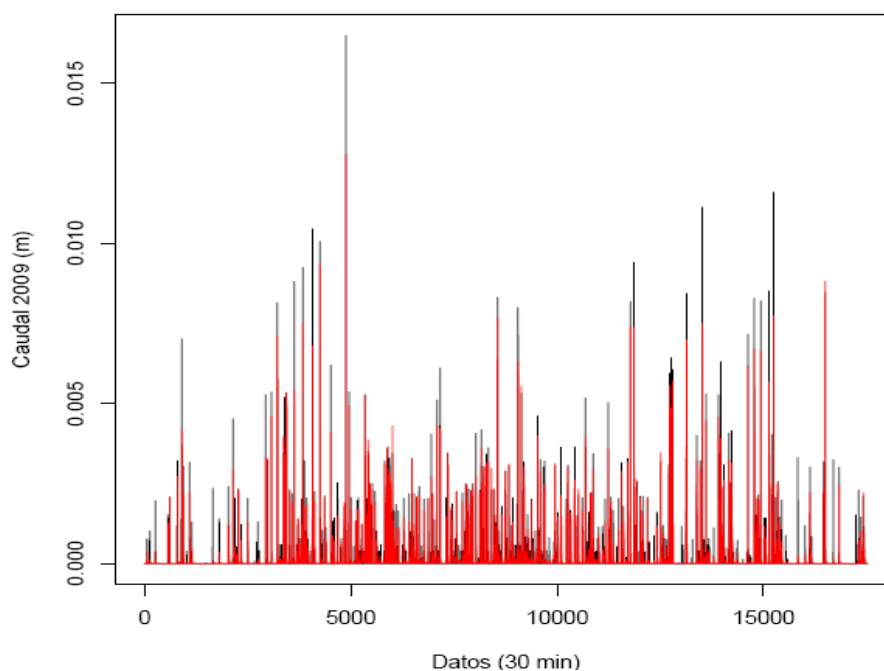


Figura 11. Caudales observados (negro) y simulados (rojo) para la cuenca de la quebrada La Chucua durante el 2009.

Finalmente se determinaron para el páramo los procesos hidrológicos dominantes (Tabla 7) con base en el conjunto de parámetros seleccionado tanto en la fase de calibración como en la fase de validación (Conjunto 3, Tabla 5). Estos resultados muestran que en términos generales, el proceso dominante que caracteriza la hidrología del páramo en la cuenca está dado por la escorrentía subsuperficial (q_s), puesto que se generan en promedio 1.628,3 mm de agua por este proceso para los dos años de evaluación. Este proceso es 1,7 veces mayor que el proceso de escorrentía superficial por exceso de saturación (q_o) que tan sólo genera 933,1 mm de agua en promedio para 2008 y 2009, proceso que también es relevante en el páramo pues está relacionado con las áreas saturadas contribuyentes. La escorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX) es cerca del 12,6% comparada con el valor total para los caudales simulados (Q_{sim}) durante este período, un poco alta si se considera que este valor es mínimo en páramos pero que está afectado por el gran valor de FEX en 2009 (0,40 m), en donde se aprecia la sobrestimación de todas las variables respecto al 2008 (Tabla 7). Se anota además que tanto para el 2008 como para el 2009 los caudales simulados están sobrestimados en 0,25 m en promedio respecto a los caudales observados durante el período de estudio, lo que podría estar asociado con la sobrestimación de los caudales mínimos que representan la mayoría de los datos (Figura 9; Figura 11), aunque en la sección 6.3 se precisa esto en mayor detalle.

Tabla 7. Procesos dominantes durante la calibración y validación de TOPMODEL para la cuenca de la quebrada La Chucua.

Fase	$E(\Theta)$	$Q_{sim}(m)$	$q_o(m)$	$q_s(m)$	FEX(m)
Calibración	0,7557	2,5006	0,8421	1,6585	0,2294
Validación	0,7579	2,6223	1,0241	1,5982	0,4002

5.2 Simulación de escenarios tendenciales de cambio climático

Para la simulación de los escenarios de cambio climático se asumió como escenario base los caudales estimados por el conjunto de parámetros número 3 (Tabla 5), dada la consistencia encontrada en los criterios evaluados para realizar las proyecciones futuras. Este conjunto se considera el más adecuado para representar el funcionamiento hidrológico de la cuenca, por lo que se utilizó para las simulaciones de los escenarios de cambio climático. Los tres escenarios de proyección evaluados para el año 2030 se denominaron: Q₂ o disminución de la precipitación en 7,2%; Q₃ o escenario de aumento de la temperatura en 0,63°C y Q₄ o escenario combinado de disminución de la precipitación y aumento de la temperatura. Cada escenario se ajustó modificando la variable en cuestión y manteniendo constantes las demás variables en el modelo. Los resultados se presentan en la Tabla 8, en donde los escenarios corresponden al cambio en porcentaje respecto al valor total mensual de caudal para 2009.

Tabla 8. Porcentaje de cambio en los caudales simulados con TOPMODEL bajo tres escenarios de cambio climático.

%/mes	Q línea base 2009 (m)	Q ₂	Q ₃	Q ₄
Enero	0,0821	-10,44%	-0,41%	-10,84%
Febrero	0,0616	-12,61%	-0,86%	-13,46%
Marzo	0,2661	-9,08%	-0,15%	-9,23%
Abril	0,2745	-9,09%	-0,13%	-9,22%
Mayo	0,3006	-8,73%	-0,11%	-8,84%
Junio	0,3006	-9,20%	-0,12%	-9,32%
Julio	0,2615	-8,86%	-0,11%	-8,97%
Agosto	0,2238	-9,23%	-0,17%	-9,40%
Septiembre	0,2405	-9,10%	-0,15%	-9,24%
Octubre	0,2519	-9,22%	-0,16%	-9,38%
Noviembre	0,2414	-9,38%	-0,18%	-9,56%
Diciembre	0,1177	-10,38%	-0,38%	-10,77%

%/mes	Q línea base 2009 (m)	Q₂	Q₃	Q₄
Total General	2,6222	-9,27%	-0,18%	-9,45%
Promedio	0,2185	-9,58%	-0,24%	-9,82%

Los resultados de la simulación de escenarios futuros indican que no se presenta una disminución promedio en el caudal para el 2030 superior a 10%, en relación al escenario de línea base (2009). El escenario que más incide sobre el caudal en el páramo, es el escenario combinado Q₄, que se traduce en una disminución del caudal promedio de 9,82%, lo cual se debe principalmente a la reducción de la variable precipitación, puesto que al comparar los dos escenarios en los que se modifican únicamente las variables temperatura y precipitación, es esta última variable la que presenta el porcentaje de cambio más alto.

Por otra parte, la tasa de incremento en la temperatura promedio es muy baja, del orden de 0,63°C en total para el período 2009-2030, lo que implica que los valores proyectados de evapotranspiración para el 2030, sean muy parecidos a los del año 2009. De esta manera, el efecto de la evapotranspiración en el rendimiento hídrico es muy poco (-0,24%), dada la pequeña magnitud del incremento en la temperatura promedio anual. En consecuencia, el escenario más incidente sobre la respuesta hídrica es Q₄, aunque el valor de reducción promedio (-9,82%) difiere muy poco del escenario de precipitación (Tabla 8), lo que devela la importancia de esta variable en el rendimiento hídrico del páramo en estudio. Finalmente, para todos los escenarios, las mayores reducciones en el caudal simulado, corresponden a los meses más secos reportados históricamente para el páramo (enero, febrero y diciembre) y se acercan a valores máximos de 13,4% en el escenario Q₄ y 0,86% en el escenario Q₃. Puesto que las tasas que se aplican para cambiar los datos de las variables tomadas en campo, son lineales, en los escenarios aquí planteados no se modifica la variabilidad natural de las series hidrológicas y por tanto no se puede asumir como un escenario que considere la estacionalidad de la precipitación. Ello significa que los resultados tan solo muestran el efecto que tiene un cambio determinado en la magnitud de las variables sobre la respuesta hídrica del páramo, bajo los escenarios más factibles de cambio climático,

dada la dificultad que aún existe en la comunidad científica para establecer las variaciones mensuales, a tan largo plazo de las principales variables que ingresan al modelo.

6 DISCUSIÓN

Durante la simulación de la línea base se construyó el mapa de índices topográfico para la cuenca de la quebrada La Chucua, Cundinamarca (Figura 5). A partir de esta distribución se generaron las unidades de similaridad hidrológica, lo cual implicó una agrupación de los elementos de igual valor, por marcas de clase, y sobre estas marcas se efectuaron los cálculos y análisis posteriores como se ha realizado en otros estudios (Beven et al., 1984). Dado que el proceso de simulación hidrológica supone para cada tiempo de paso, un déficit de almacenamiento y una tasa de tránsito del flujo subsuperficial; mediante este modelo se identificó que el flujo recibido por el conjunto de pixeles con el mayor valor del índice topográfico, produce una disminución en el déficit de almacenamiento saturado y con ello se genera escorrentía (Campling et al., 2002). De acuerdo con esta aproximación, cuando el índice topográfico tiene un menor valor se eleva el flujo subsuperficial y por tanto cuando se presentan los mayores valores de flujo subsuperficial en áreas saturadas se reduce la escorrentía superficial (Da Silva and Kobiyama, 2007b).

El índice topográfico resulta ser sumamente importante en la modelación hidrológica, puesto que ayuda a determinar la escorrentía superficial y el flujo subsuperficial de retorno. Sus mayores valores se encuentran asociados a lugares donde se favorece la concentración de agua (Güntner et al., 1999), indicando una alta probabilidad de saturación superficial o subsuperficial (Piñol et al., 1997). En la presente cuenca se encontraron altos valores del índice topográfico en comparación con otras cuencas en zonas templadas (Freer et al., 2004); sin embargo, tan solo el 21% del área total de la cuenca constituye un aporte efectivo a la generación de escorrentía

superficial por exceso de saturación. Esto sugiere que el proceso dominante en la cuenca es el flujo subsuperficial, lo que estaría más asociado a los suelos que a la topografía. Los suelos de los ecosistemas de páramo presentan altos contenidos de humedad, alcanzando valores de retención hasta de un 80% a capacidad de campo (Buytaert et al., 2003), por lo que podría inferirse que el área restante de la cuenca (79%) contribuye al mantenimiento del flujo base (Buytaert and Beven, 2011). Por otra parte, en el presente estudio la diferencia de la evapotranspiración actual estimada por el modelo es menor (valor promedio de 0,0021 m para 2008 y 2009) que la evapotranspiración potencial (variable de entrada al modelo), lo que también refleja los altos contenidos de agua en el suelo, tal como lo señalan Buytaert et al. (2009).

Las áreas de la cuenca en donde el déficit local (ecuación 1) es menor o igual a cero se pueden considerar como áreas contributivas de escorrentía superficial por exceso de saturación (Güntner et al., 1999). Aunque el modelo no espacializa dichas áreas, si permite analizar la dinámica hídrica por componentes (sección 6.2) y su correspondencia con lo que estima el índice topográfico en la cuenca (Figura 5). Por otra parte, la diferencia de las áreas saturadas entre lo que se mapea en campo y lo que se estima con la función del índice topográfico, puede obedecer a que no todas son calculadas exactamente por la función. Tales diferencias podrían estar asociadas con factores que no son topográficos como la geología y que inciden en la generación de zonas saturadas, tales como fracturas, la variabilidad espacial de la transmisividad y las condiciones climáticas que varían con la elevación (Güntner et al., 1999).

Respecto a la serie de registros hidrometeorológicos, la primera se utilizó para la calibración general del modelo y la estimación de los parámetros, y con la segunda serie de datos se realizó una validación posterior, a partir de los parámetros estimados con antelación (Conjunto 3, Tabla 5). La única variable espacialmente distribuida como tratamiento especial a la variabilidad natural de la cuenca que se incluyó en el modelo, es el índice topográfico tal como lo explican Higy and Musy (2000).

Una vez aplicado TOPMODEL con todos los parámetros y datos originales, las predicciones hidrológicas presentaron buen ajuste con valores de eficiencia $E(\Theta)$ de hasta 0,76, considerados como valores aceptables (Buytaert et al., 2008). Las eficiencias encontradas son cercanas a los valores que se obtuvieron ($E(\Theta) = 0,67$) para el modelo probado en una cuenca de páramo en Ecuador (Buytaert and Beven, 2011). Sin embargo, es posible que períodos más cortos de tiempo pudiesen ayudar a garantizar mejores simulaciones y ajustes, pues en la medida en que se agrega mayor cantidad de datos al modelo, la variabilidad de los registros aumenta y es por eso que se hace más difícil ajustar los parámetros, normalmente puntuales, a todos los datos (Buytaert et al., 2008). Es por esto que Da Silva and Kobiyama (2007b) señalan que si la técnica de muestro recortado no mejora las eficiencias del modelo, probablemente el comportamiento de la serie de datos no se ajusta adecuadamente a los supuestos del modelo.

En la presente investigación, TOPMODEL tiene principalmente problemas de representación durante el período seco (caudales mínimos), lo cual es consistente con la aplicación del mismo en otras cuencas (Gallart et al., 2007; Buytaert and Beven, 2011), esto se explica en más detalle en la sección 6.3. Para los períodos en donde la precipitación excede la evapotranspiración (como es el caso de este estudio), un amplio rango de los parámetros de TOPMODEL proporcionan simulaciones acordes con los caudales observados, pero el flujo base se simula de manera muy incierta (Gallart et al., 2007).

El problema de la equifinalidad, que establece que pueden existir diferentes conjuntos de parámetros que representen adecuadamente los caudales observados (Beven and Binley, 1992), no puede ser fácilmente resuelto, y por tanto fue necesario recurrir al ajuste de un método que permitió validar las simulaciones. Este procedimiento se basó en GLUE y fue implementado en el software R. Este consistió en la determinación del rango de muestreo válido para cada parámetro con base en estudios de campo (parámetros con sentido físico), revisión de literatura y análisis de sensibilidad. La aproximación presentada también permitió la elección de los valores de

los parámetros por medio de la técnica de simulación Monte Carlo y la evaluación del rendimiento del modelo mediante la función objetivo de Nash and Sutcliffe (1970), que se considera de uso relativamente sencillo comparado con otros criterios. Finalmente, se estableció un criterio de rechazo de los valores de rendimiento menores a 0,6, como una medida de desempeño considerada no comportamental para el modelo según Peters et al. (2003). En resumen, el procedimiento utilizado permitió de manera adecuada, realizar una exploración completa del espacio de actuación de cada parámetro según un rango de variación establecido en la literatura para los ecosistemas de páramo (Buytaert and Beven, 2011).

La calibración permitió obtener intervalos más ajustados para cada uno de los parámetros de TOPMODEL, estos intervalos se ajustaron además mediante un análisis de sensibilidad en el que se encontró que los parámetros m , v_r y $LnTe$ fueron los más sensibles, puesto que presentaron máximos valores en rangos específicos (Figura 7). Esto hace que dichos parámetros tengan una mayor influencia en la respuesta hidrológica que tiene la cuenca, lo cual se discute en la sección 6.1. En esta fase de modelación es posible que mientras se consideran más datos, el modelo pierda un poco de eficiencia. Esta última característica es típica en TOPMODEL para el período seco, pues se conoce que las hipótesis del modelo revelan problemas para representar esta estación (Gallart et al., 2007), dado que ocurre una evapotranspiración mayor en campo a la que realmente se considera en el modelo, sobrestimando los caudales para este período (Gallart et al., 2007); o en algunos casos, la falta de un estímulo suficiente de precipitación podría hacer que al comienzo de esta estación no se genere el suficiente aporte de agua para producir caudales indicados (Güntner et al., 1999). Es probable entonces que la menor eficiencia en calibración con respecto a validación pueda estar asociada a la distribución de los caudales en 2008 un poco más variable que en 2009, aunado a que el año 2008 fue un poco más seco que el último año en mención.

Para el caso de validación, se incrementaron los valores del coeficiente de eficiencia cuando se utilizó el rango de parámetros seleccionados en la fase de calibración, y específicamente, con el conjunto de parámetros número 3. Esto constituye

evidencia de la capacidad que tiene el modelo ajustado para predecir el comportamiento de los registros y modelar adecuadamente la dinámica del páramo en la cuenca de la quebrada La Chucua. Sin embargo se debe considerar que la validación aquí presentada, es un procedimiento simple que no está sujeto al ajuste de otros criterios que son comúnmente usados como es la evaluación de estados internos, entre los que se incluyen el almacenamiento y otros patrones espaciales en la cuenca, diferentes al índice topográfico. No obstante, este procedimiento de validación utilizado es factible, ya que los parámetros de TOPMODEL están relacionados con mediciones de características de terreno, y aunque la evaluación de los datos simulados contra los datos medidos en campo a veces resulta no ser suficiente para analizar procesos complejos (Güntner et al., 1999), se considera que la calibración y/o validación multiobjetivo (en donde se consideran demasiadas variables de estado para evaluar la eficiencia), aún continúa siendo una técnica muy reciente y dispendiosa (Buytaert et al, 2008) que se escapa de los objetivos de la presente investigación.

Las fases de calibración y validación fueron esenciales en la determinación de la respuesta hídrica de la cuenca, a partir de los parámetros considerados comportamentales y el ajuste efectivo del modelo ($E(\Theta) > 0,76$), lo que permitió comprobar que los caudales simulados se encuentran cercanos a los datos observados durante los dos años de medición. Sin embargo, los detalles del poder predictivo del modelo y las incertidumbres asociadas se presentan en la sección 6.4. Los resultados mostraron una sobrestimación del caudal total. Estas diferencias entre los valores simulados y los valores de campo, en parte pueden ser explicadas por posibles errores en las mediciones que no son detectados fácilmente en el análisis de calidad de los datos realizado inicialmente en la investigación.

La sobrestimación en el caudal total también puede asociarse también a una sobrestimación del porcentaje de áreas saturadas simuladas cuando se presenta gran cantidad de agua disponible, lo cual es atribuible a la calidad del DEM para determinar a través de la topografía áreas contribuyentes. Además el parámetro m incide en la determinación de estas áreas, por lo que debe ser calibrado con un gran valor que se

ajuste mejor a los flujos pico a expensas del rendimiento de las recesiones durante las simulaciones (Güntner et al., 1999) y los valores de eficiencia. Dicha sobreestimación también puede obedecer a un efecto combinado de la mezcla de caudales subsuperficiales de retorno con escorrentía superficial, que aunque es insignificante en páramos dada la alta infiltración de los mismos; bajo condiciones de humedad excesiva el modelo podría estar uniendo estos dos flujos, impidiendo no solo la diferenciación de dichos flujos en el hidrograma por componentes, sino que podría aumentar el flujo base y por ende el caudal total (Dietterick et al., 1999).

Por la anterior, se podría considerar que la sobreestimación del flujo observado obedece en buena medida a una sobreestimación del almacenamiento interno en temporada de invierno cuando áreas como lagunas se conectan a la red de drenaje, generándose proporciones de escorrentía superficial superiores a las que normalmente se observan en estos ambientes. En adición, la alta variabilidad espacial de la precipitación es un factor muy incidente en páramos, ya que existe un gran sesgo en el patrón de la precipitación durante condiciones húmedas debido a la dirección dominante del viento, lo cual induce grandes errores al modelo al asumir una mayor cantidad de agua respecto a la que efectivamente ingresa al sistema (Buytaert and Beven, 2011).

Por otra parte, en cuanto al tamaño de la cuenca, este es menor a 1.000 Km² (Beven and Kirkby, 1979), según lo cual teóricamente no se hace necesario dividir el área por subcuencas, cada uno con un módulo diferente de distancia propia hacia la salida de la cuenca (Beven et al, 1984), por lo que se puede suponer que toda la escorrentía alcanza la salida de la cuenca en un sólo tiempo de paso (Beven, 2001a). Sin embargo, en la presente investigación se realizó tal división por ser una cuenca localizada en ecosistemas de páramo en donde la presencia de lagunas, podría incidir en la respuesta diferencial del área, de un modo más lento. En este mismo sentido, Beven and Kirkby (1979), encontraron que algunas cuencas pequeñas de naturaleza escarpada con corrientes irregulares, no mantenían un comportamiento lineal; por lo que consideraron necesario definir un modelo cinemático de ondas, basado en un procedimiento de convolución lineal de enrutamiento. La versión reciente de TOPMODEL (Buytaert and Beven, 2011) no incorpora en su estructura tal

procedimiento, y en vez de ello incluye un parámetro de velocidad de flujo superficial que aunado a una resolución detallada del modelo de elevación digital y una selección adecuada de la escala temporal, permite mejorar la simulación del flujo superficial de retraso antes de ser enviado al canal.

El modelo estimado en el presente estudio, no tiene implementado el procedimiento mencionado anteriormente, pero para mejorar el algoritmo de tránsito de caudales, se establece el tiempo de retraso de la cuenca (Tabla 2), el cual sumado a la velocidad de la corriente principal contribuye al momento oportuno en que alcanza el agua la salida; lo que significa que tanto un menor valor de la velocidad como la forma en que se determinó el área por subcuencas en el *delay* podrían incidir en la subestimación de los flujos picos para los años de estudio. Adicionalmente, las posibles variaciones en estimaciones posteriores con la versión más reciente de TOPMODEL (Buytaert and Beven, 2011), podrían asociarse a que la versión aquí implementada no incorpora en el modelo la representación de lagunas incidentes en la respuesta hídrica del páramo. Aunque el modelo reciente presenta una eficiencia un poco mejorada respecto al modelo tradicional, este no se encuentra disponible para ser usado.

6.1 Análisis físico de los parámetros del modelo e incidencia de sus valores con los procesos asociados a la hidrología del páramo

Acorde a lo encontrado en la sección 5.1.1, los parámetros más sensibles encontrados en la modelación son m y vr . El primero representa la sensibilidad de la conductividad hidráulica al contenido de agua. Un valor muy pequeño indica un movimiento lento del agua en el suelo, en donde la conductividad cae muy rápidamente cuando el contenido de humedad en el suelo deja el punto de saturación (Buytaert et al., 2003). Este parámetro guarda relación con el control del flujo subsuperficial y el déficit de almacenamiento local, lo que es importante en el caso de la regulación hídrica de los

páramos, dado que es común atribuir a los suelos de páramo una alta capacidad de amortiguación. Esta condición se correlaciona positivamente con el flujo base sostenido que ellos presentan (Buytaert and Beven, 2011). El parámetro m tiene por tanto un efecto notable sobre el cálculo del déficit de almacenamiento local, las áreas contributivas (distribución del flujo superficial y/o subsuperficial en dichas áreas) y la forma de la curva de recesión en el hidrograma (Piñol et al., 1997). Por otra parte, el parámetro vr se relaciona con el modelo de tránsito de caudales de la cuenca, el cual en TOPMPODEL se asume de tipo agregado (Buytaert et al., 2003). Este parámetro, conjuntamente con el *delay* de la cuenca se relaciona con la representación de los flujos, especialmente los picos, por cuanto el movimiento del agua en el canal es una función del tiempo que cada área dentro de la cuenca invierte para llegar al punto de aforo.

En relación al conjunto de parámetros seleccionado (3, Tabla 5), se presentaron bajos valores de m (0,00065) que indicarían una profundidad efectiva mínima del nivel freático, asociado con un decaimiento de la transmisividad (Beven, 2001b). En tanto que la transmisividad que se registra ($2,02 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$), corresponde a una conductividad hidráulica alta en condiciones de saturación, lo cual se relaciona con la generación de escorrentía subsuperficial en el suelo. m también controla el flujo base, el cual no parece ser indicado en su representación (Figura 8; Figura 11) ya que la curva de recesión del hidrograma no se aprecia con claridad; esto puede estar asociado con una posible respuesta rápida de la cuenca. Adicionalmente, la complejidad del comportamiento de los suelos de páramo no ha permitido mejorar el modelo de flujo subsuperficial, en donde la función de transmisividad exponencial resulta la más adecuada para representar dicho flujo (Buytaert and Beven, 2011). Este efecto además se compensa con los altos valores de transmisividad debido a las características físicas de los suelos de páramo, en donde aproximadamente el 63 % del flujo generado corresponde a caudal subsuperficial (Tabla 7). Por otro lado, mientras menor sea el valor del parámetro m , mayor es la tasa de infiltración, tal como ocurrió en la presente investigación, lo que se asocia con la alta capacidad de infiltración propia de los páramos (Tobón, 2009) y por ende, con una insignificante generación de escorrentía superficial por exceso de infiltración (FEX), en donde la mayoría del agua es almacenada en el suelo.

El parámetro m es esencial debido a su alta influencia en la mayoría de las aplicaciones de TOPMODEL, y se considera que un valor inadecuado por calibración para este parámetro incide por ejemplo en la sobreestimación de la dinámica de las áreas saturadas (Güntner et al., 1999). Por tanto, las predicciones son muy sensibles a la recesión del parámetro, el cual se encuentra vinculado con la forma de la curva de recesión de flujo (Da Silva and Kobiyama, 2007b; Gallart et al., 2007); y dada su alta sensibilidad, la calidad de la simulación (determinación de una adecuada función de distribución de probabilidad) depende mucho del valor inicial asignado a m . Puesto que el parámetro m define la variación de la conductividad hidráulica saturada con la profundidad, a mayor valor de m , mayor aplanamiento de la curva de recesión. Es así que la función del parámetro m controla la dinámica de la escorrentía subsuperficial en la cuenca y con un menor valor de m , se reduce el rango de las tasas de flujo subsuperficial y así, disminuye el valor máximo de los flujos.

En cuanto a la velocidad de flujo en el canal principal v_r estimada con TOPMODEL, se considera que es alta ($1808,56 \text{ m h}^{-1}$), lo cual es típico de corrientes de montaña, sin embargo es menor al valor encontrado en campo ($2520,4 \text{ m h}^{-1}$). Esto podría sugerir la existencia de reservorios escondidos, fuertemente relacionados con grietas y macroporos, en donde el agua no está contenida en la matriz del suelo y/o en la red de drenaje, tal como se encontró en un páramo en Ecuador, en donde los bajos valores experimentales obtenidos con el modelo (750 m h^{-1}) revelaron que un movimiento muy lento del agua en la cuenca podría asociarse con la hipótesis de reservorios (Buytaert et al., 2003).

En relación con los otros parámetros del modelo se encontró que: $LnTe$, está asociado con la conductividad hidráulica en el perfil del suelo y presenta altos valores que corresponden con las mediciones realizadas en campo. Este parámetro se asume a partir de la función generalizada de poder, la cual contiene un rango de transmisividades potenciales que van desde la lineal ($n=1$), hasta la exponencial ($n=\text{infinito}$) (Wang et al, 2005), en donde para este estudio se asumió un comportamiento exponencial. Experimentos realizados en campo mostraron altos valores de conductividad ($0,03 \text{ m h}^{-1}$

¹), superiores a los de otros páramos ($0,02 \text{ m h}^{-1}$) (Buytaert et al., 2005). El comportamiento de la conductividad es variable entre y al interior de coberturas, reflejando puntos con mayor velocidad, que obedecen a sitios con mayor probabilidad de generar escorrentía; lo que corresponde a fuertes pendientes; es decir, guardan relación con el modelo de elevación digital. Es por esto que la estimación del valor de la transmisividad inicial se hace difícil ya que depende de la resolución espacial del DEM (Güntner et al., 1999).

En las condiciones de la presente investigación, la conductividad hidráulica en el horizonte superficial, correspondiente a los horizontes orgánicos, es muy alta (87 mm h^{-1}) y muy en dirección a la matriz del suelo (5 mm h^{-1}). Normalmente el agua en el perfil del suelo se mueve rápidamente bajo condiciones de saturación y presenta un movimiento lento, cayendo rápidamente a cero bajo una tensión de 1 bar (antes de capacidad de campo). Lo anterior significa que se puede tener un amplio rango de valores para el nivel freático, dependiendo de la condición de humedad del suelo, así como tener bajos valores en áreas saturadas (Gallart et al., 2007).

T_0 es la transmisividad lateral local cuando la zona saturada alcanza la superficie de terreno (Güntner et al., 1999). Los valores altos para esta transmisividad corresponden a sitios con profundas pendientes y altas porosidades efectivas y los bajos valores, a depósitos compactados (Güntner et al., 1999). Puesto que los valores de transmisividad en campo se obtienen a partir del DEM, usado para la derivación del índice topográfico, la modelación realizada en la presente investigación es altamente dependiente de la resolución de la grilla y por tanto estuvo limitada a la información espacial de elevación disponible, sin embargo puede considerarse que una resolución espacial de 30 m resultó ser suficiente para entender el funcionamiento hidrológico de la cuenca y capturar los principales procesos hidrológicos.

El $LnTe$ en algunas simulaciones puede presentar valores negativos, mostrando la incapacidad del suelo para transmitir agua, propia de las zonas con espejos de agua permanente, o incluso, puede estar asociado con la hidrofobicidad que exhiben algunos

Andisoles superficialmente. Este valor del parámetro también puede indicar la alta capacidad de los suelos para retener agua y transmitirla muy lentamente, en virtud principalmente de los minerales de alófono presentes en la fracción de arcillas, típico de los suelos derivados de ceniza volcánica con contenidos de materia orgánica (Jaramillo, 2002). No obstante, aunque el valor negativo para el parámetro es posible, los valores de eficiencia arrojados por el modelo durante los análisis de calibración fueron menores ($<0,6$; resultados que no se mostraron en el estudio dada las bajas eficiencias), lo que indicaría que el valor positivo del parámetro es más acorde con la explicación física del funcionamiento de los suelos en páramos.

En síntesis, acorde con las propiedades hidrofísicas de los suelos de los páramos descritas anteriormente, la transmisividad tiende a caer con la profundidad, lo que soporta la idea del uso de una transmisividad no lineal en el perfil del suelo y guarda relación con la asunción A5 de TOPMODEL. Sin embargo, la presencia abundante de poros y grietas en los suelos de páramo aunado a un patrón de flujo preferencial, introduce sesgos en el uso del modelo tradicional para el presente estudio, razón por la cual recientemente se ha planteado un reservorio lineal lento en concordancia con la respuesta variable del suelo para la generación de escorrentía, particularmente el de las lagunas presentes en estos ecosistemas (Buytaert and Beven, 2011).

q_{s0} , es uno de los parámetros inicializadores de TOPMODEL, razón por la cual no se comporta como un parámetro sensible. Incide en el bajo ajuste del caudal estimado para el período inicial de simulación en 2008 y 2009, efecto que se disipa una vez el parámetro logra estabilizarse y acercarse a su valor real, permitiendo un mejor ajuste entre los caudales observados y simulados (Buytaert, comunicación personal).

El almacenamiento máximo en la zona de raíces expresado como un déficit, $S_{r\max}$, es un indicador de la profundidad del nivel freático. Este parámetro puede aproximarse a la máxima cantidad de agua disponible en la zona de raíces (Güntner et al., 1999), la cual puede asociarse con la capacidad de campo del suelo (Da Silva and Kobiyama, 2007a). Dado que no se encontraron tantos valores negativos del

almacenamiento del suelo durante las múltiples simulaciones realizadas, se podría afirmar que en promedio más de la mitad de la cuenca no estuvo saturada, aspecto que puede estar asociado con lo observado en campo durante el fuerte período seco que se presentó entre diciembre y marzo de 2008-2009.

Un incremento en $S_{r\max}$ hacia valores superiores a 100 mm, como lo presentado en esta investigación (0,197 m), proporciona grandes cantidades de agua disponibles para evapotranspiración. Como el funcionamiento del modelo se encuentra influenciado significativamente durante los períodos de flujo bajo y no durante los períodos de flujo alto, la reducción de la escorrentía total correspondería a un incremento en la evapotranspiración que sólo afecta la forma del hidrograma durante los picos (Güntner et al., 1999).

Cabe anotar el grado de multicolinealidad existente entre los parámetros del modelo, por ello cuando se registra el valor más bajo de m , el almacenamiento máximo de la zona de raíces es máximo y la transmisividad es baja (Campling et al., 2002), lo que induce el fenómeno de sobreparametrización, en donde los errores se distribuyen entre los parámetros, comprometiendo la confiabilidad de las predicciones. Esto no ocurrió en el presente estudio, pues aunque los parámetros actúan de manera interdependiente, los mayores valores de eficiencias se obtienen bajo la combinación de altos valores de $LnTe$ con bajos valores de m . Otro ejemplo de multicolinealidad se aprecia durante los períodos de caudales mínimos, en donde un gran valor de $S_{r\max}$ (alta evapotranspiración y reducción del caudal) puede ser compensado por un incremento en el valor de m (recesiones planas en el hidrograma), lo que se traduce en que el modelo proporciona el mismo rendimiento. Sin embargo, durante los períodos de caudales máximos existe una relación inversa: el incremento de la escorrentía debido al aumento del valor de m es compensado con una alta evapotranspiración en términos de los grandes valores de $S_{r\max}$, lo cual revela la interdependencia de los parámetros y la equifinalidad entre ellos (Güntner et al., 1999).

t_d es un parámetro que carece de sentido físico, mientras que vch es un parámetro de baja incidencia por su falta de implementación en el modelo (TOPMODEL, 2011). El primero trata de explicar el tiempo que se demora en llegar el agua a la zona saturada desde la zona vadosa y su variabilidad en este compartimiento, es por ello que se obtiene vía calibración (Buytaert, comunicación personal). Los valores encontrados en la calibración (1,9 m) no son cercanos al límite inferior del rango establecido para este parámetro y por ende, podrían indicar que el suelo no está saturado completamente.

t_d describe el movimiento vertical del agua en el suelo y no tiene un equivalente físico directo, pero su valor recíproco puede considerarse una medida de la conductividad hidráulica (Güntner et al., 1999). Cuando se selecciona un valor pequeño, es posible obtener una buena simulación para que el agua de precipitación alcance la superficie desde la zona saturada en 1 hora. Dichos valores inciden en que la escorrentía subsuperficial modelada reaccione inmediatamente con los eventos de precipitación, lo cual no sería representativo en los páramos donde este movimiento subsuperficial es más lento y por tanto, lo es también la respuesta hídrica de la cuenca (Güntner et al., 1999). TOPMODEL propuesto para condiciones de páramo, incorpora un largo tiempo de residencia (2.500 h) a través de un reservorio lineal lento de 80 días, en el que aproximadamente el 20% de la precipitación es conducida a las lagunas para contribuir luego a la descarga de las corrientes como flujo base. Sin embargo, aún se desconoce si las lagunas en sí mismas son responsables de los largos tiempos de residencia o si drenan lentamente desde las laderas a través de éstas áreas o por fracturas (Buytaert and Beven, 2011). Es por ello que la parametrización de t_d podría indicar otros procesos generadores de flujo subsuperficial rápido que son de gran importancia. Estos podrían ser flujos preferenciales, flujos de translación y niveles freáticos colgantes. Es decir, el parámetro integra varios procesos que no son capturados explícitamente por la formulación simple del modelo (Güntner et al., 1999).

k_0 y C_D , participan en la ecuación de infiltración utilizada por TOPMODEL, poco influyente en este estudio, pues están relacionados con la escorrentía superficial

por exceso de infiltración, virtualmente nula en páramos, debido a la combinación de altos contenidos de carbono orgánico y el material parental de origen volcánico que presentan los Andisoles, lo cual favorece la alta porosidad y a su vez, la alta capacidad de infiltración (Jaramillo, 2002; Buytaert et al., 2006).

6.2 Identificación de los procesos hidrológicos dominantes en el páramo

Acorde a la metodología implementada de optimización del modelo, en términos físicos los conjuntos de parámetros seleccionados que presentan la menor escorrentía superficial por exceso de infiltración, FEX, parecen representar adecuadamente las condiciones promedio del páramo en la cuenca. Sin embargo, en la cuenca se presentan valores de FEX que no son tan bajos como sería deseable (Tabla 7), lo cual no puede considerarse una desventaja del modelo presentado, dado que el objetivo de la investigación fue alcanzar a través de TOPMODEL una mejor comprensión de los procesos físicos que constituyen la hidrología del páramo, más que obtener un modelo predictivo exacto de la escorrentía de la cuenca. Se señala entonces que el valor de FEX es indicado, máxime si se tiene en cuenta que aproximadamente el 34% de la cuenca se encuentra bajo cobertura de bosque, y que los valores hallados de escorrentía superficial por exceso de infiltración pueden deberse a esta área, o al interflujo que se presenta en la capa superior de la hojarasca en el suelo.

Uno de los principales hallazgos encontrados en la Tabla 7, corresponde a la identificación del proceso hidrológico dominante para la cuenca de la quebrada La Chucua, en donde la escorrentía subsuperficial es el principal componente del caudal, determinado en gran medida por los suelos del páramo. En adición, la topografía también incide en la generación de este flujo como mecanismo característico de laderas. Puesto que es ampliamente conocido que los suelos de los páramos tienen una respuesta hidrológica lenta y una buena capacidad de regulación, debido a la combinación de una alta capacidad de almacenamiento y retención de agua en conjunto con una alta

conductividad hidráulica saturada (Buytaert et al., 2005), los resultados de TOPMODEL en el páramo de La Chucua sugieren que cerca del 63% del caudal total simulado (Q_{sim} , Tabla 7) se debe a caudal subsuperficial (q_s), lo que correlaciona con el mantenimiento del flujo base en la cuenca debido a las características de los suelos del páramo. Este resultado es opuesto a lo encontrado en el páramo de Huagrahuma (Buytaert and Beven, 2011), donde el proceso dominante corresponde a la generación de escorrentía superficial por exceso de saturación, propio de áreas contribuyentes saturadas. Una posible explicación a lo encontrado en el presente estudio es que existen en la cuenca La Chucua menos áreas aportantes de este tipo de escorrentía, o una menor cantidad de concavidades locales donde el flujo superficial o subsuperficial se acumula, dependiendo del proceso dominante.

Un factor esencial para entender el patrón de flujo de agua en el perfil del suelo del páramo es la característica de los horizontes involucrados. En ese sentido, los horizontes O y AO presentan una mayor porosidad que el horizonte B; lo que hace que en el horizonte B, se genere un almacenamiento de agua que se desplaza horizontalmente en el perfil, en vez de continuar de manera vertical, con lo cual se favorece la formación de flujo subsuperficial. Por esta razón es común que ante la presencia de un evento de precipitación, se promueva la formación de áreas saturadas y la escorrentía superficial por exceso de saturación (Campling et al., 2002).

Es importante anotar que alguna parte del agua que corre superficialmente corresponde a flujo subsuperficial directo conocido como flujo de retorno; el cual, al igual que la escorrentía superficial por exceso de saturación, también tiene lugar en pendientes saturadas y depresiones. Este es un mecanismo de rápida respuesta que aporta agua subsuperficialmente a la corriente, en proporción a la tasa de recarga de la zona insaturada a la saturada, correspondiente a patrones rápidos preferenciales de flujo de los macroporos, asociados con las presiones de velocidades de onda de los flujos transitorios. Este flujo permite compensar el movimiento lento del flujo subsuperficial, especialmente después de largos períodos secos (Piñol et al., 1997) y en condiciones saturadas, aporta agua de manera significativa a la respuesta rápida de la cuenca (Beven, 2001). Sin embargo, el modelo no permite diferenciar los flujos de retorno de los flujos

subsuperficiales, lo cual según lo descrito con anterioridad, hace que este concepto cobre relevancia para la determinación de los aportes de este componente al caudal; aunque para la realización de este estudio no fue un impedimento, ya que se pudo encontrar una correspondencia de los procesos hidrológicos dominantes de la cuenca con el flujo subsuperficial.

Otro aspecto que favorece la formación de los flujos en el páramo es la estructura del modelo. De manera general, es ampliamente conocido que en zonas montañosas en donde el suelo no es muy profundo existe un mecanismo que permite la generación de escorrentía cuando la infiltración del agua lluvia tiene lugar en el suelo, según el cual el agua fluye desde la superficie a la zona saturada debido a un exceso de saturación de la porosidad total en el perfil. Este proceso se denomina mecanismo Dunne y es contrario a lo que ocurre con la generación de escorrentía tipo Horton, en la cual la escorrentía superficial se da por un exceso de infiltración. El mecanismo Dunne puede ocurrir cuando la porosidad del suelo es limitada o está ocupada por agua en gran parte al inicio de la lluvia, o cuando la intensidad de la precipitación es inferior a la conductividad hidráulica saturada, en donde el suelo puede experimentar saturación total (Lorite et al., in press).

Para la generación de este tipo de escorrentía característica de los páramos, se utilizan 6 parámetros del modelo a saber: m , equivalente a la variación de la transmisividad del suelo con la profundidad; $\ln T_0$, correspondiente al valor de la transmisividad del suelo cuando éste se encuentra saturado; vr , el cual es la velocidad de circulación del agua en la cuenca; $S_{r\max}$, conocido como el almacenamiento máximo permitido por el dosel vegetal; y S_{r0} , que indica el déficit de humedad inicial del suelo. Además para mejorar la representación de las simulaciones, en este proceso se consideran otros parámetros adicionales, entre los cuales se destaca el ascenso capilar como un parámetro de almacenamiento – succión, indicado para la escorrentía tipo Horton. Lo anterior significa que los parámetros del modelo TOPMODEL también controlan el tipo de escorrentía que se genera en la cuenca, permitiendo así que el proceso hidrológico dominante en ecosistemas de páramo esté representado a través de

áreas contributivas, en donde puede darse lugar principalmente a la escorrentía superficial por exceso de saturación, como una respuesta a la saturación total de los poros del suelo mediante el mecanismo tipo Dunne. Cuando no ocurre una saturación completa del suelo se favorece el componente subsuperficial (Tabla 7). Este resultado se considera apropiado y complementario a lo encontrado en Ecuador (Buytaert and Beven, 2011), en donde la formación de flujo subsuperficial como proceso dominante puede derivarse algunas veces de las áreas aportantes de agua y específicamente, por las propiedades físicas de los suelos de los páramos.

Asimismo se resalta la importancia del parámetro T_0 , considerado de mayor relevancia para la determinación del flujo subsuperficial, el cual puede medirse directamente sobre áreas saturadas que requieren ser mapeadas en campo para su verificación posterior (Gallart et al., 2007). A pesar de esto, algunos autores como Güntner et al. (1999) señalan que la simple representación del flujo subsuperficial del modelo no permite representar adecuadamente la real situación de los mecanismos de generación de escorrentía ni los patrones de flujo en una cuenca. Por lo que se hace necesario resaltar la compensación que se encontró en la presente investigación, entre los bajos valores del parámetro m , junto con altos valores de transmisividad, en donde la curva de recesión del hidrograma se representa mejor (Da Silva and Kobiyama, 2007b).

6.3 Capacidad predictiva del modelo e incertidumbre de la predicción hidrológica

Uno de los principales aspectos a destacar del modelo ajustado a la cuenca de la quebrada La Chucua, es la alta eficiencia encontrada (0,755) para los conjuntos de parámetros seleccionados, la cual se mantuvo constante entre los conjuntos analizados (Tabla 5; Tabla 6), respecto a la eficiencia obtenida a partir de los datos en 2008, lo que significa que el modelo parece ser adecuado para predecir el comportamiento de los registros y en la modelación de la dinámica hídrica del páramo durante la segunda serie

de datos usada para validación. Esto significa que el modelo es capaz de predecir casi en un 76% las tendencias actuales y en ese mismo porcentaje permite realizar predicciones futuras (sección 6.4). Aún así en las estimaciones realizadas, pueden encontrarse valores de caudales observados que no se encuentran dentro de los intervalos de confianza construidos para evaluar la incertidumbre de las predicciones, lo que únicamente podría reflejar una imposibilidad del modelo para predecir de manera exacta los caudales, debido a posibles errores de captura de información del instrumento, que no fueron detectados en el análisis de calidad de los datos, o por los errores asociados al funcionamiento del modelo.

Lo anterior no se considera un resultado desfavorable dados los objetivos de la presente investigación, ya que los análisis de concordancia entre los datos simulados y observados, a resolución mensual y anual, permitieron corroborar que en realidad los resultados generados por el modelo son positivos, conforme a los altos valores de eficiencia. Pese a esto, el modelo no parece capturar adecuadamente la variabilidad de los datos a una resolución tan fina, especialmente la presencia de picos. No obstante lo anterior, la evaluación de las predicciones son indicadas en las etapas de calibración y validación, así este último procedimiento se haya realizado de manera simple; lo cual puede corroborarse porque existe una sincronía temporal entre las series de los datos observados y simulados para los años 2008 y 2009. Aunque la información es escasa y ello puede incidir en la calidad de las predicciones (Bormann et al., 2005), la incorporación al modelo de un año hidrológico completo permite considerar la variación estacional de las variables climáticas. En definitiva TOPMODEL es bueno para representar el proceso hidrológico en el páramo de la cuenca de la quebrada La Chucua. Una de las principales ventajas de la aplicación de los modelos conceptuales (caso de estudio), es la simplificación de la complejidad de los procesos, favoreciendo el entendimiento de mismos, aunque por lo general la evaluación de la incertidumbre de los datos es limitada (Bormann et al., 2005).

De acuerdo con el alcance de la presente investigación, se hace necesario señalar que el análisis de incertidumbre en realidad permite identificar fuentes de error y es por

ello que no debería considerarse como un objetivo, sino como una herramienta que contribuye a mejorar las predicciones y en la selección de conjuntos de parámetros óptimos. En esta línea de investigación, aunque se ha avanzado considerablemente, sólo ha habido un limitado progreso para el desarrollo de mejores modelos (Buytaert et al., 2008), en donde este progreso ha sido reciente y sobrepasa los límites del presente trabajo. Sin embargo, la aplicación de TOPMODEL en la cuenca La Chucua, permitió mediante el procedimiento de Monte Carlo generar conjuntos de parámetros, a partir de la asignación de distribuciones uniformes de probabilidad. Los pesos de las probabilidades dependen de la calidad de las simulaciones, las cuales contienen información sobre los parámetros adecuados, la estructura del modelo y la calidad de los datos. De este modo, la metodología usada permitió encontrar los mejores conjuntos de parámetros tanto en la fase de calibración como de validación, mediante la comparación directa de las respuestas observadas y simuladas y la verificación posterior de los caudales observados a partir de la construcción de intervalos de confianza. Finalmente, la interpretación física de los parámetros es decisiva en la escogencia de los mismos, puesto que a través de ellos es posible dilucidar patrones de comportamiento hidrológico, teniendo como referente inicial el páramo en la cuenca de la quebrada La Chucua.

Para la evaluación de la incertidumbre normalmente se construyen con el método GLUE intervalos de confianza al 90%. Este estudio presentó la dificultad de contener algunos flujos mínimos en ese rango durante el período de monitoreo. La falta de una representación adecuada de la variación estacional incide en la cantidad de datos que contiene el intervalo. Aunque en páramos dicha variación es relativamente baja, la temporalidad de los procesos hidrológicos dominantes si podría estarse afectando (Buytaert and Beven, 2011). Adicionalmente para que estén contenidos el 90% de los caudales observados, se deberían considerar las menores eficiencias de calibración, tal como el caso de una cuenca de montaña ubicada en los Pirineos donde usaron valores entre 0,36 y 0,86 (Gallart et al., 2007). Para este estudio, se fijaron eficiencias mayores e iguales a 0,6, lo cual delimitó el espacio de actuación de los parámetros e incidió en los resultados. De otro lado, entre mayor sea el rango de eficiencia, mayores incertidumbres presentan los parámetros y los criterios evaluados. Estas desviaciones no

son fáciles de determinar ya que dependen de la función objetivo seleccionada (Gallart et al., 2007). Lo anterior es importante por cuanto plantea la utilidad de la amplitud del intervalo de confianza construido alrededor de la media: mientras el intervalo sea más estrecho, mayor confiabilidad existe de la predicción; lo que garantiza en cierta medida, la aplicación de las proyecciones en la planificación posterior de las necesidades del agua (Buytaert et al., 2008).

Por su parte, algunos problemas que han sido detectados durante el proceso de calibración, manejados de manera natural por el método GLUE, son los siguientes: complejidad de la respuesta superficial de la función objetivo, interacción de los parámetros, definición pobre de la función de distribución de los residuales y diferencias de optimización entre los períodos de calibración (Gallart et al., 2007). Adicional a esto, se pueden presentar otros problemas que no son fácilmente afrontados, como el hecho de que el modelo asume una homogeneidad espacial de las propiedades del suelo a escala de cuenca (Beven, 2001b), lo cual no necesariamente corresponde a la situación real. Pese a las múltiples incertidumbres inherentes a la modelación hidrológica, el procedimiento aquí aplicado permitió generar una gran cantidad de conjuntos de parámetros que representaron las condiciones del páramo, mediante una metodología de selección aleatoria dentro de un amplio rango de parámetros, determinado previamente con base en estudios de campo, revisión bibliográfica y un procedimiento de re-calibración de los rangos. Este método aunque demandó mucho tiempo de preparación y múltiples simulaciones, presenta la ventaja de revelar múltiples juegos de parámetros óptimos (Buytaert et al., 2003) con altos valores de eficiencia que también pueden ser utilizados en otras simulaciones.

Respecto al poder predictivo de los modelos hidrológicos, se plantea una dicotomía entre la necesidad de usar modelos robustos para predecir de manera exacta los datos de calibración, en contraposición con la representación más detallada de los procesos asociados al comportamiento hidrológico (Buytaert and Beven, 2011). TOPMODEL aunque es un modelo determinístico, está compuesto de once parámetros que permiten realizar una aproximación a los resultados y al entendimiento general de los procesos. Un indicio del principio de robustez para el modelo (Piñol et al, 1997) se

puede detectar en los valores de los conjuntos de parámetros obtenidos mediante los análisis de calibración (Tabla 5) y validación (Tabla 6), los cuales son cercanos entre sí, sin que las diferencias encontradas entre los conjuntos de parámetros modifiquen drásticamente los resultados. De ahí la importancia de encontrar los rangos de valores de comportamiento de cada parámetro, lo que nos aleja de la optimización clásica de parámetros (Buytaert et al., 2003). Por otra parte, que el modelo haya sido probado bajo diferentes condiciones está relacionado nuevamente con este principio y aunque podría estar sobreajustado dado que aún presenta un alto número de parámetros (Beven, 2001b); en relación con el modelo propuesto por Buytaert and Beven (2011), en el cual se incorporó a TOPMODEL un reservorio lineal lento, el modelo utilizado en la presente investigación es una versión más sencilla que permite la representación general de los procesos, aunque el caudal total simulado sea mayor al observado.

La sobreestimación de los caudales simulados por el modelo ha sido común en otras áreas del mundo donde TOPMODEL ha sido implementado (Campling et al., 2002; Dietterick et al., 1999; Buytaert and Beven, 2011). Igualmente, en algunos casos, el modelo presenta problemas para representar los valores mínimos y máximos de caudal, especialmente después de la estación húmeda. En los ecosistemas de páramo las áreas que están desconectadas físicamente de la red de drenaje como lagunas, podrían conectarse en temporada de invierno, lo que hace que el modelo propuesto por Buytaert and Beven (2011), no se ajuste en verano y en invierno tienda a sobrestimar el almacenamiento interno. Ello ocurre porque el modelo asume que toda el área de la ladera contribuye a la recarga de la zona saturada y por ende a la descarga de la cuenca, y aquellas zonas podrían incrementar las áreas contribuyentes efectivas, sobrestimando los caudales, especialmente durante el período seco. Por esta razón se resalta la importancia del parámetro S_0 , que utilizaron Piñol et al. (1997) en su estudio, para producir variabilidad efectiva en las áreas de drenaje localizadas en laderas sin recurrir a la sobreparametrización, el cual permite establecer un límite para el déficit de humedad, acorde al déficit de saturación local en función del índice topográfico. A través de este parámetro es posible determinar la proporción de la cuenca que contribuye a la escorrentía y/o al flujo subsuperficial y la parte que no aporta agua. Aunque el modelo

aplicado en este estudio no utiliza dicho parámetro, si permite separar el caudal total por componentes, tal como se evidenció en la sección 6.2.

En algunos casos como parece ser la presente investigación, puede suceder que el modelo representa bien el proceso y puede ser un indicador para el análisis del hidrograma en la separación de los flujos por componentes, pero puede no simular adecuadamente el caudal; mientras que en otras ocasiones sucede lo contrario (Gallart et al., 2007). Además de esto, no debe esperarse que los modelos con parámetros globales hagan buenas predicciones de las variables locales, ya que algunas de estas variables también dependen de controles locales, como por ejemplo, la información del nivel freático obtenida en campo (Gallart et al., 2007). La incorporación adicional de otras variables al modelo podría no solo ser oneroso, sino también dispendioso, por cuanto la utilización de la modelación como herramienta de investigación responde en algunos casos, a la contribución que los modelos realizan para la identificación de los procesos característicos en las áreas de estudio (Buytaert and Beven, 2011).

Una de las ventajas de los modelos aplicados a escala de cuenca, como el caso de TOPMODEL, es que se requieren unas pocas medidas de las propiedades del suelo, las cuales posteriormente son necesarias en las técnicas de calibración. En ese sentido, el modelo resulta ser parsimonioso en su parametrización y la necesidad de modificar la estructura del modelo partiendo de los ajustes realizados al modelo perceptual, deberá corresponder a la adición de un número mínimo de parámetros. Pese a esto, aunque el modelo sea mejorado en sus componentes o en algunos de los parámetros, ello no garantiza que ciertos comportamientos específicos se puedan representar a través de estos, y redunden en una mejor predicción de la descarga, o incluso se pueda realizar una calibración más sencilla de los parámetros (Piñol et al., 1997). Lo anterior evidencia la complejidad del proceso de calibración, en donde los valores de los parámetros más sensibles al estar involucrados en casi todos los procesos, no permiten mejorar el rendimiento del modelo.

Otro asunto que está sujeto a discusión respecto a la eficiencia del modelo, es la escogencia de la función objetivo, en relación a lo cual Gallart et al. (2007) reportan que

Nash-Sutcliffe, es una función sensible a los picos y por eso, aunque se eligió para evaluar la eficiencia del modelo, se debe reconocer que esta función evalúa principalmente las condiciones de flujo alto y no es por lo tanto muy indicadora de los flujos bajos, los cuales son evaluados a través de funciones logarítmicas (Güntner et al., 1999). Finalmente se añade lo complejo que resulta incorporar en la eficiencia del modelo el volumen de la escorrentía y la forma del hidrograma, por lo que se considera que la prueba de bondad de ajuste del modelo no es sencilla, pues incluye estos dos valores en una sola medida cuantitativa (Pinol et al., 1997). De lo anterior es claro que la función objetivo seleccionada presenta sensibilidad en relación con el caudal como criterio de evaluación, lo que va más allá del alcance propuesto en este estudio.

6.4 Implicaciones ecohidrológicas de los escenarios futuros

La principal consideración que permite trabajar con los escenarios futuros de cambio climático planteados con base en las proyecciones del IDEAM (2010a), es la asunción de que el clima del futuro (2030) se comporta conforme a la tendencia histórica del pasado. De acuerdo con los resultados de las estimaciones (Sección 5.2), en todos los escenarios proyectados, los efectos en el caudal para el año 2030, no parecen ser muy conservadores y podrían llegar a ser significativos, en especial si se considera la incidencia de la precipitación sobre el caudal. Aunque los cambios en las variables evaluadas en cada escenario, pueden no ser tan significativos en magnitud, dos escenarios (Q_2 y Q_4) ocasionaron cambios considerables en el rendimiento hídrico de la cuenca al aplicar TOPMODEL, revelando reducciones de hasta 9,8%. La proyección se realiza exclusivamente hasta el año 2030 por considerarse un intervalo de tiempo adecuado para que las estimaciones sean confiables, esto porque asumir un intervalo más amplio de tiempo podría ocasionar mayores sesgos en las estimaciones (Buytaert et al., 2009), dada la imposibilidad que existe de modelar a largo plazo los cambios en las características de la cuenca con base en registros históricos de solo dos años. Un estudio de cambio climático realizado en una cuenca de Ecuador (Buytaert et al., 2009) a partir de un modelo de circulación global bajo un escenario A1B para el período 2010-2030, reveló que el escenario proyectado apenas es un tiempo plausible para las actuales

decisiones de manejo y que es menos probable que las adaptaciones de los ecosistemas hayan ocurrido en ese corto tiempo.

Adicionalmente, puede considerarse que es un procedimiento bastante arriesgado, modelar el funcionamiento hidrológico de la cuenca a tan largo plazo, dado que los años de referencia pueden ser atípicos en cuanto a condiciones climáticas; las tasas de proyección de cambio climático del 2040 hasta el 2100 aún son controversiales (IPCC, 2007); se asumió un comportamiento constante de las variables precipitación y temperatura, sin considerar sus variaciones temporales y espaciales y se mantuvieron constantes las demás variables en el modelo sin considerar las interacciones entre ellas.

Las implicaciones ecológicas que tiene el escenario en el que se involucra tan solo el incremento de temperatura son pocas, de acuerdo con los caudales estimados (Tabla 7), lo que está relacionado con el hecho de que las coberturas de páramos y bosques altoandinos en la cuenca, presentan altas capacidades para soportar variaciones en la temperatura a lo largo del día (Buytaert et al., 2011). Esto significa que el efecto directo en la evapotranspiración como consecuencia del aumento de temperatura, no provoca una modificación considerable en el régimen de caudales al usar TOPMODEL en la cuenca de la quebrada La Chucua. En parte, porque existe un límite físico del volumen de agua que puede transpirarse que depende del tipo de ecosistema y hace que no necesariamente un incremento en la temperatura se refleje en una misma tasa de incremento en la evapotranspiración, con la consecuente reducción de caudales esperada en ese mismo orden; y porque además, la evapotranspiración depende de otros factores, como la radiación neta (que varía por las condiciones de nubosidad), el alto valor de calor específico del agua para cambiar de estado, la humedad del suelo, entre otros.

Lo anterior concuerda con lo encontrado en el estudio de escenarios y tendencias del IDEAM (2010c), en el cual se calculó una superficie de respuesta del modelo de evaporación real anual de Turc en función de los cambios de temperatura y precipitación, según la cual cuando se supera un umbral de precipitación promedio anual mayor a 1000 mm/año, los incrementos en la evapotranspiración producto de aumentos en la temperatura promedio anual, siguen patrones no lineales obteniéndose

mayores incrementos en las temperaturas mayores a 18°C. En este estudio se resalta también que para rangos de temperatura entre 0°C y 18°C (como es el caso del área de estudio inclusive con las variaciones proyectadas en temperatura), los aumentos en precipitación anual no provocan cambios significativos en la evapotranspiración real. Los resultados de la presente investigación coinciden con tales resultados, debido a que no se presentan reducciones drásticas de la evapotranspiración, como consecuencia de los incrementos de temperatura, y por tanto no se encuentran diferencias significativas para los caudales en el escenario de proyección futuro.

En general, pese a la fuerte incidencia de las condiciones climáticas sobre la evapotranspiración y de ésta en el rendimiento hídrico, también es necesario reconocer la capacidad adaptativa que tienen los ecosistemas de páramo a las condiciones físico químicas y al clima característico de la región, tales como baja presión atmosférica; fluctuación diaria abrupta en temperatura, como es el caso de La Chucua con variaciones en la temperatura diaria entre 3 y 22 °C; intensa radiación solar ultravioleta y los efectos de la sequía por la presencia constante del viento a grandes velocidades (Buytaert et al., 2011). En particular, es posible que la amplia variación en la temperatura incida en que la variable no afecte significativamente la evapotranspiración y es por ello que los ecosistemas de páramo han mostrado una capacidad de adaptación a este tipo de climas.

En este sentido, los resultados mostraron que un aumento en la temperatura resulta en un modesto incremento de la evapotranspiración potencial, pero en ella también incide la radiación y la humedad relativa, así como la humedad del suelo (Buytaert et al., 2009) y estas últimas variables se mantuvieron constantes en el modelo. También es necesario considerar que aunque la precipitación puede tener una incidencia en la cantidad de agua disponible en el suelo para evapotranspiración, se ha demostrado mediante una superficie de evapotranspiración, que con temperaturas entre 0 y 18°C, los efectos de cambios en la precipitación sobre la evapotranspiración no parecen ser muy significativos (IDEAM, 2010c).

Los escenarios ajustados en la presente investigación revelan que existen efectos más significativos en el régimen de caudales, cuando se presentan reducciones en la precipitación anual. Esto puede implicar que un factor determinante para la evapotranspiración en las condiciones evaluadas, fuese la cantidad de agua disponible en la vegetación xerofítica. Por esto se considera que una variación drástica en el agua que es almacenada en parte en la vegetación de la cuenca, tendría severos efectos en su rendimiento hídrico, y de esta manera los eventos extremos de reducción de esta variable, bajo escenarios de cambio climático, deberán ser considerados en posteriores investigaciones (Buytaert and Beven, 2011).

Los efectos encontrados en el rendimiento hídrico de la cuenca hasta el año 2030, están relacionados únicamente con variaciones proyectadas para aquellas variables que se consideran muy notables en términos del cambio climático como lo son la precipitación y la temperatura (Foster, 2001); sin embargo, otros factores que pueden ser probablemente afectados por la tendencia del cambio climático, son la frecuencia de nubes, la intensidad y estacionalidad de la precipitación, los eventos extremos y la presencia de niebla (Mulligan, 2010). Dichos factores aunque pueden tener una influencia muy significativa en los cambios futuros del páramo, no presentan datos confiables acerca de sus trayectorias probables para que pudiesen ser considerados en la presente investigación bajo las condiciones climáticas futuras proyectadas.

Por lo anterior, el efecto del escenario de simulación Q₄, el único que se produce por la combinación de dos variables, podría considerarse de baja magnitud sobre el caudal, comparado con lo que realmente ocurriría si se incluyesen variaciones conjuntas de los demás factores. En este sentido, el cambio en las variables precipitación y temperatura también produce cambios en la humedad relativa y adicionalmente, con una menor precipitación, existe una mayor posibilidad de radiación solar y menor nubosidad, y dado que, normalmente las nubes afectan significativamente la energía, la luz y los regímenes de temperatura e importan potencialmente grandes cantidades de agua como precipitación y precipitación horizontal (corresponde a la niebla) (Mulligan, 2010), todo lo anterior representaría efectos más drásticos sobre el funcionamiento ecohidrológico del páramo.

Aunque lo que se espera es que calentamiento global continúe en el próximo siglo como consecuencia de los gases de efecto invernadero emitidos por el hombre a la atmósfera (IPCC, 2007), a escala local lo que se espera es que la variabilidad espacio temporal sea dominada por el Fenómeno de Oscilación del Sur (El Niño) ya que la variabilidad local es muy alta, así como la escasez de datos y modelos climáticos. Sin embargo, es cuestionable la utilidad de este tipo de información para predecir los efectos del cambio climático a mayores escalas (Buytaert et al., 2011).

Los años de medición 2008 y 2009 estuvieron en Colombia influenciados respectivamente por el Fenómeno de La Niña y El Niño (IDEAM, 2011), lo cual se refleja de manera correspondiente en un incremento y disminución del caudal, sin embargo, para la cuenca La Chucua las condiciones de temperatura promedio no se vieron afectadas por estos fenómenos y en contraste, una comparación de la precipitación con el registro realizado en dos puntos dentro del Parque de Chingaza (uno en la estación de Chuza (UAESPNN, 2005) y otro en la parte media y baja de la cuenca de la quebrada Calostros (IDEAM, 2011), una cuenca cercana a la Chucua), evidencia que para la cuenca La Chucua existió un aumento de la precipitación para el primer semestre de 2008, entre los meses de marzo, abril y mayo, los cuales normalmente no son tan húmedos dentro del Parque. Esto probablemente asociado a la influencia del Fenómeno de La Niña con el consecuente aumento en la cantidad de precipitación. En cuanto al segundo semestre del 2009, se observa una disminución en la cantidad de precipitación con relación al primer período para ese año y aunque se observan algunas tendencias, la incidencia del Fenómeno del Niño en la magnitud de la precipitación parece no reflejarse en la cuenca, puesto que la precipitación no presenta una disminución tan evidente como en el caso de la cuenca de Calostros durante el mismo año (Figura 12).

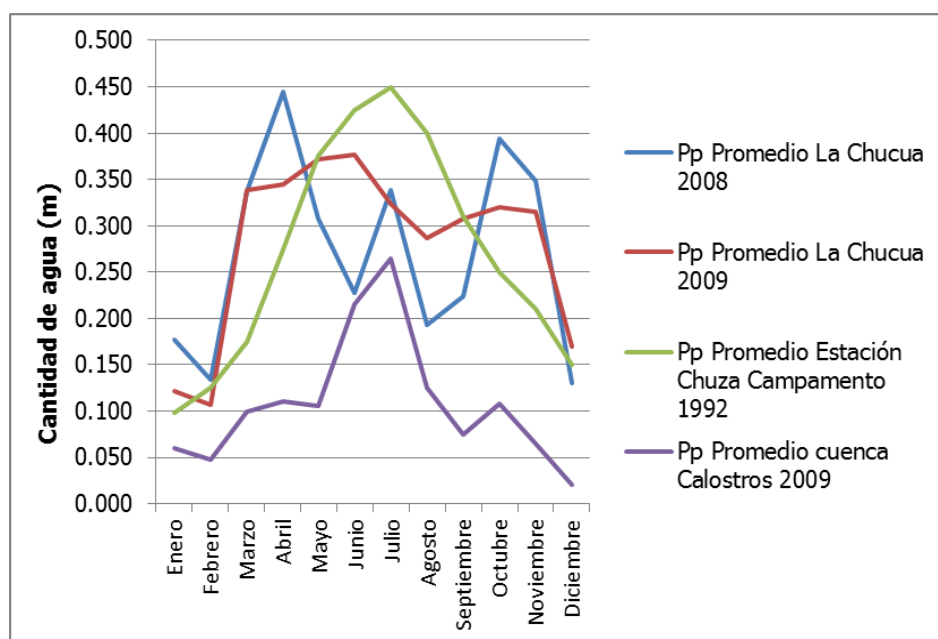


Figura 12. Registro de la precipitación para diferentes períodos en el Parque Nacional Natural Chingaza. Convenciones: Pp indica precipitación.

El estudio realizado en el marco del proyecto INAP (IDEAM, 2011) sugiere un monitoreo más detallado en la parte alta de la cuenca de Calostros; por lo tanto, no existiría un referente certero para comparar la incidencia del fenómeno del Niño en la cuenca de la quebrada La Chucua. De otro lado, para los años 2006, 2009 e inicios del 2010, se evidenciaron períodos que se relacionan con la variabilidad climática de eventos a escala interanual, como son los efectos sobre el territorio colombiano del fenómeno ENSO-El Niño (IDEAM, 2011). Durante este lapso de tiempo la variabilidad climática en el país fue extrema, se pasó de meses de altas temperaturas y muy pocas lluvias (Fenómeno de El Niño) a meses con precipitaciones que superaron los acumulados históricos (Fenómeno de La Niña). De lo anterior, subyace la idea que aunque las precipitaciones en La Chucua son un poco variables para los años 2008 y 2009, lo cual se reporta indicado para el sector en el que se ubica la cuenca dentro del Parque (UAESPNN, 2005), es posible que estos fenómenos de macroescala puedan estar incidiendo en la estacionalidad de la precipitación, lo cual también se considera un efecto del cambio climático sobre el patrón de la precipitación (Buytaert et al., 2011),

sin embargo estos efectos en los dos años de medición registrados, no parecen ser muy concluyentes.

Otro aspecto que se resalta en relación al cambio climático es la susceptibilidad de los ecosistemas de páramo a estos cambios, el cual pudo aproximarse de manera preliminar con el modelo TETIS en la cuenca de Calostros, según el cual, la estimación de caudales para dichas épocas evidenció órdenes de magnitud muy diferentes (IDEAM, 2011). En este sentido, la modelación hidrológica permitió probar la hipótesis que para las épocas secas, los aportes a la producción hídrica de la cuenca son atribuidos a las capas acuíferas existentes y el almacenamiento subsuperficial. De manera análoga para nuestra cuenca, es evidente que aunque el rendimiento hídrico no se afectó como consecuencia del Fenómeno del Niño (Figura 6), mediante la modelación hidrológica con TOPMODEL fue posible determinar que el proceso hidrológico dominante para la cuenca es la escorrentía subsuperficial. En particular para los años 2008 y 2009, en donde los meses más secos corresponden a diciembre, enero y febrero, el aporte al caudal corresponde a este flujo, de donde es posible inferir la regulación hídrica por parte del suelo (Figura 13). Medidas posteriores de humedad del suelo permitirían verificar dicha hipótesis.

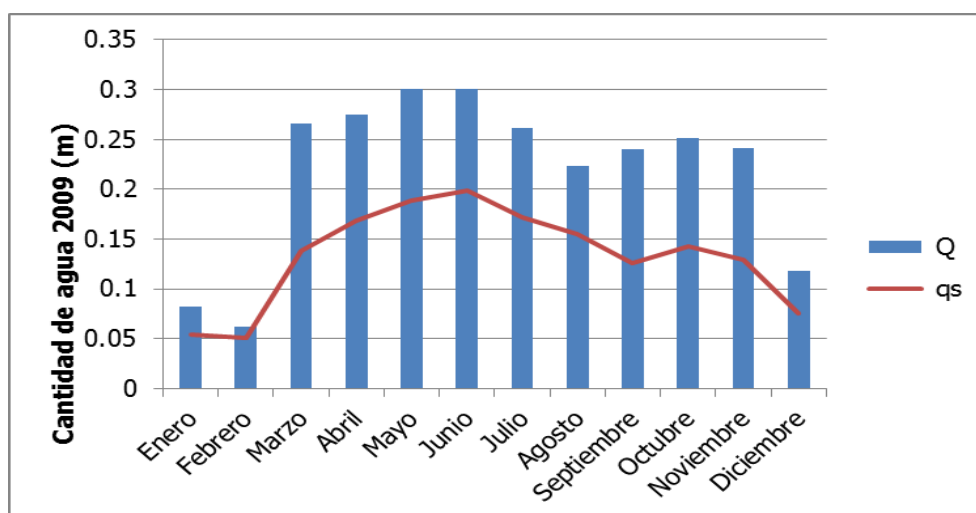


Figura 13. Volúmenes de agua de los compartimientos cauce (Q) y zona saturada (q_s). Convenciones: Q, caudal total simulado 2009; q_s , caudal subsuperficial simulado 2009.

7 CONCLUSIONES

El modelo hidrológico TOPMODEL resultó ser apropiado en la simulación del funcionamiento hidrológico de la cuenca de la quebrada La Chucua, páramo de Chingaza, por cuanto fue capaz de establecer como proceso hidrológico dominante la escorrentía subsuperficial, lo que responde al patrón de regulación hídrica de los páramos, y permitió así simular los caudales generados bajo escenarios supuestos de cambio climático. Este resultado constituye una evidencia adicional en el trópico de que la modelación ofrece ventajas comparativas para la simulación de procesos que no pueden ser medidos fácilmente en campo, así como para la proyección de escenarios hipotéticos cambiantes ampliamente conocidos en la gestión, formulación e implementación de políticas de conservación y manejo eficiente del recurso hídrico a nivel nacional.

Se calibró y validó el modelo hidrológico TOPMODEL mediante información ecohidroclimática de los años 2008 y 2009, procedente de la fase I del proyecto de investigación *Hidrología y Modelación de Ecosistemas de Alta Montaña* de la cuenca de la quebrada La Chucua, en el páramo de Chingaza, Cundinamarca. Una vez calibrado, el desempeño de TOPMODEL presenta un buen ajuste con los datos de campo, lo que permitió establecer de manera preliminar una línea base para la simulación de escenarios futuros de cambio climático.

El modelo hidrológico TOPMODEL ajustado en la presente investigación puede considerarse un modelo robusto, que presenta una eficiencia aceptable, aunque no predice de manera exacta los caudales puntuales, dado que su aplicación obedece más al interés de aproximarse al entendimiento de los procesos hidrológicos que ocurren en el páramo de la cuenca de la quebrada La Chucua, que al interés de representar con total exactitud los caudales observados. Pese a las pequeñas imprecisiones en la predicción del caudal a resolución fina, el ajuste aceptable para la modelación hidrológica permitió identificar los principales errores de las variables de entrada, que podrían haberse

manifestado en los procesos de calibración y validación y en la caracterización de los procesos hidrológicos dominantes en la cuenca.

TOPMODEL aplicado al ecosistema de páramo en la cuenca de la quebrada La Chucua (Cundinamarca, Colombia), representa adecuadamente la relación entre la lluvia y la escorrentía, dado que los conjuntos de parámetros obtenidos, tuvieron una explicación física y generaron una alta eficiencia en la predicción de los caudales, con altos coeficientes de eficiencia de Nash - Sutcliffe (mayores a 0,75). Adicionalmente, los valores de los parámetros del modelo se mantienen relativamente estables en el tiempo, e indican que el proceso dominante en la cuenca es la escorrentía subsuperficial.

Los efectos de los escenarios de cambio climático causados sobre el funcionamiento ecohidrológico del páramo para el año 2030 podrían llegar a ser significativos como revelan las reducciones encontradas en el caudal que fueron cercanas al 10% en por lo menos dos de los tres escenarios evaluados. Estos escenarios demostraron que existen efectos más significativos en el régimen de caudales para el año 2030, en un escenario de reducción de la precipitación anual comparado con un escenario de incremento de la temperatura. En este último caso la variable no afecta significativamente la evapotranspiración, lo que podría reflejar una capacidad de adaptación al calentamiento global en la cuenca La Chucua, Cundinamarca, Colombia, debido en parte a la amplia variación en la temperatura que soportan los ecosistemas de páramo. Pese a la importancia relativa de estas variables en el modelo, existen otras variables como la cantidad de agua almacenada en el suelo y la humedad relativa, que ejercen una influencia en el rendimiento hídrico del páramo, y las variaciones drásticas que se presenten en éstas, también se podrían traducir en cambios importantes en el comportamiento hidrológico de la cuenca a futuro.

La aplicación del modelo hidrológico, desarrollada en la presente investigación contribuye a los escasos esfuerzos nacionales y a la disponibilidad de resultados para la elaboración de estudios comparativos en ecosistemas de páramo a escala de cuenca. Este trabajo constituye una muestra de la ventaja de aplicación de un modelo conjunto

ampliamente utilizado y de acceso libre para la comunidad científica mundial, contrario a las limitaciones que significaría utilizar un modelo único que dependiese de la singularidad del área de estudio. Aunque el objetivo *per se* de la calibración es adaptar el modelo a las circunstancias de cada sitio mediante la estimación de los parámetros, el problema de la equifinalidad aún no ha sido resuelto completamente y aún es insuficiente la información disponible en la literatura, es por ello que Buytaert et al. (2008) han sugerido que los modelos deberían tratarse únicamente como hipótesis de trabajo que necesitan validarse posteriormente.

8 RECOMENDACIONES

Aunque los modelos hidrológicos son capaces de simular varios flujos por componentes, persisten incertidumbres asociadas al proceso de modelación que deberán ser abordadas en futuras investigaciones con mayor profundidad. Dado que estas incertidumbres raramente son analizadas en los estudios nacionales, se recomienda aunar esfuerzos para consolidar un proceso de investigación de más largo plazo, con el fin de conocer los errores asociados con los aspectos que no hayan sido considerados en la presente investigación, así como un tratamiento riguroso de las fuentes de incertidumbre asociadas al modelo hidrológico, para cuantificar las limitaciones del modelo y delimitar el alcance de dichas predicciones. El modelo tradicional de TOPMODEL utilizado en la presente investigación, incide fuertemente en la representación de los flujos pico en cuencas pequeñas de rápida respuesta con un tiempo de paso mínimo, por lo que se recomienda total exigencia con la información que ingresa al modelo para evitar que en las predicciones de los flujos, se propaguen los errores de los datos. Debido a ello, en posteriores investigaciones que se lleven a cabo en la hidrología de páramos en Colombia, se sugieren calibraciones y validaciones con datos de muestro recortado (Buytaert and Beven, 2011), así como la exploración de otras metodologías de calibración y validación, en donde se incorporan a los modelos algunas variables incidentes (p.e. humedad del suelo) en la eficiencia (Loaiza and Pauwels, 2008). En conclusión, se propone la evaluación de otras fuentes de

incertidumbre asociadas principalmente con la variación espacial de la precipitación (Bormann, 2005) y la evapotranspiración, que actúan como variables de entrada del modelo, además de la descripción adecuada del tránsito de caudales en la cuenca, la resolución del DEM y la estructura propia del modelo.

El modelo ajustado no permite afirmar nada en relación con el cambio en la estacionalidad de la precipitación, puesto que solo se consideró una disminución en esta variable, sin embargo la estacionalidad es una característica que es importante para la gestión del recurso hídrico y debe abordarse en detalle, pues la misma distribución del agua puede que afecte diferencialmente la disponibilidad del recurso en intervalos de horas, días y/o meses. Es por ello que los modelos futuros deberían tener la capacidad de adaptarse a condiciones variables y a la posibilidad de la no estacionalidad, lo cual evita la sobreparametrización dada la aplicación del modelo en cada sitio, pero también incrementa la complejidad de la representación del proceso (Buytaert et al., 2008). En este sentido, los estudios se centran en la modelación hidrológica como una metodología confiable para la estimación del rendimiento hídrico en cuencas sometidas a condiciones cambiantes (Viviroli et al., 2009). Para el caso concreto de los páramos, la modelación de manera independiente de los efectos de los cambios en los usos del suelo y el cambio climático sobre el rendimiento hídrico, representa *per se* un reto para la formulación de propuestas totalmente diferentes (Gil, 2012). Estas pueden ser de *mitigación*, ante la presión por el cambio en el uso del suelo, mediante la implementación de políticas adecuadas de uso de la tierra y de *adaptación*, en relación a la incidencia del clima, en la que se plantea la exploración de nuevas fuentes abastecedoras del recurso hídrico y la construcción de embalses, entre otras opciones (Vuille, comunicación personal).

En futuras investigaciones podrían realizarse medidas esporádicas de la descarga, el nivel freático y la obtención de áreas saturadas que ayuden a obtener mejores valores de los parámetros T_0 y m (Gallart et al., 2007). También se deben considerar en el modelo los cambios en las variables climáticas, aunados a la transformación de las coberturas vegetales, para determinar cómo se afectaría el régimen hidrológico de la

cuenca, en un escenario en el cual se espera que los caudales sean más variables y extremos (caudales máximos más severos y sequías hidrológicas más extremas). En este sentido resultaría interesante incorporar al modelo, para darle un sentido más ecológico, el módulo de coberturas, ya que esto mostraría el aporte diferencial de cada cobertura en estas zonas de montaña que están siendo fuertemente presionadas debido a cambios en los usos del suelo y coberturas terrestres. Finalmente, debe hacerse un tratamiento riguroso de las fuentes de incertidumbre y de las medidas para evaluar la incertidumbre asociada al modelo hidrológico presentado, esto con el fin de cuantificar las limitaciones del modelo y delimitar el alcance de dichas predicciones, ya que la confiabilidad de las predicciones realizadas en la presente investigación, está enmarcada en la solución de la equifinalidad de los parámetros y en la garantía de la calidad de la información que ingresa al modelo; por lo que los resultados son dependientes de ésta.

REFERENCIAS

- Albek, M., Ogutveren, U.B. and Albek, E., 2004. Hydrological modeling of Seydi Suyu watershed (Turkey) with HSPF. *Journal of Hydrology*, 285: 260–271.
- Ambroise, B., Beven, K.J. and Freer, J., 1996. Toward a Generalisation of the TOPMODEL Concepts: Topographic Indices of Hydrological Similarity. *Water Resources Research*, 32(7): 2135–2145.
- Bai, Y., Wagener, T. and Reed, P., 2009. A top-down framework for watershed model evaluation and selection under uncertainty. *Environmental Modelling & Software*, 24(8): 901–916.
- Bastola, S., Ishidaira, H. and Takeuchi, K., 2008. Regionalisation of hydrological model parameters under parameter uncertainty: A case study involving TOPMODEL and basins across the globe. *Journal of Hydrology*, 357(3-4): 188-206.
- Bastola, S., Murphy, C. and Sweeney, J., 2011. The role of hydrological modelling uncertainties in climate change impact assessments of Irish river catchments. *Advances in Water Resources*, 34(5): 562-576.
- Beniston, M., 2003. Climate change in mountain regions: a review of possible impacts. *Climatic Change*, 59: 5-31.
- Beven, K.J., 1991. Hydrograph separation? *Proceedings of BHS 3rd National Hydrology Symposium*, Southampton.
- Beven, K., 1997a. TOPMODEL: A critique. *Hydrological Processes*, 11(9): 1069-1085.
- Beven, K.J., 1997b. *Distributed Modelling in Hydrology: Applications of TOPMODEL*. 348p.
- Beven, K. and Freer, J., 2001a. A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, 15(10): 1993-2011.
- Beven, K. and Freer, J., 2001b. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1-4): 11-29.
- Beven, K.J., 1984. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 29(4): 425-434.
- Beven, K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* 16: 41–51.

-
- Beven, K.J., 1995. Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, 9: 507-525.
- Beven, K.J., 2001a. On hypothesis testing in hydrology. . *Hydrological Processes*, 15: 1655–1657.
- Beven, K.J., 2001b. *Rainfall-runoff modelling: the primer*: 360p.
- Beven, K.J. and Binley, A., 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* 6: 279–298.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. Taylor & Francis, pp. 43 - 69.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J., Schofield, N. and Tagg, A.F., 1984. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. *Journal of Hydrology*, 69(1-4): 119-143.
- Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P.F., Romanowicz, R. and Freer, J., 1995. TOPMODEL. In *Computer Models of Watershed Hydrology*, Singh VP (ed.). Water Resources Publications: 627–668.
- Beven, K.J. and Wood, E.F., 1983. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65: 139–158.
- Blasone, R.S., Madsen, H. and Rosbjerg, D., 2008. Uncertainty assessment of integrated distributed hydrological models using GLUE with Markov chain Monte Carlo sampling. *Journal of Hydrology*, 353(1-2): 18-32.
- Bormann, H., Faß, T., Giertz, S., Junge, B., Diekkruger, B., Reichert, B. and Skowronek, A., 2005. From local hydrological process analysis to regional hydrological model application in Benin: Concept, results and perspectives. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30: 347–356.
- Bormann, H., 2005. Regional hydrological modelling in Benin (West Africa): Uncertainty issues versus scenarios of expected future environmental change. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30: 472–484.
- Brasington, J. and Richards, K., 1998. Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL. *Computers & Geosciences*, 24(4): 299-314.
- Brown, G.O., 2002. Henry Darcy and the making of a law. *Water Resources Research*, 38(7): 10.1029/2001WR000727.
- Bruijnzeel, L.A., 2010. Rainfall interception: Measurement and modelling. *Memorias Curso de Ecohidrología Tropical realizado en la Universidad Nacional Agraria La Molina*. Lima, Perú; 28 de junio al 5 de julio de 2010.

-
- Buytaert, W. and Beven, K., 2011. Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands. *Hydrological Processes*, 25(11): 1784-1799.
- Buytaert, W., Célleri, V., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J. and Hofstede, R., 2006. Human impact on the hydrology of the Andean páramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2): 53-72.
- Buytaert, W., Celleri, R., De Bièvre, B., Deckers, J. and Wyseure, G., 2003. Modelización del comportamiento hidrológico de microcuencas de páramo en el sur del Ecuador usando TOPMODEL.
- Buytaert, W., De Bièvre, B., Wyseure, G., Deckers, J., 2005. The effect of land use changes on the hydrological behaviour of Histic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes*, 19: 3985–3997.
- Buytaert, W., Célleri, R. and Timbe, L., 2009. Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: the effects of GCM uncertainty. *Geophysical Research Letters*, 36(L07406).
- Buytaert, W., Deckers, J., Dercon, G., De Bièvre, B., Poesen, J. and Govers, G., 2002. Impact of land use changes on the hydrological properties of volcanic ash soils in South Ecuador. *Soil use and management*, 18: 94-100.
- Buytaert, W., Iñiguez, V. and De Bièvre, B., 2007. The effects of afforestation and cultivation on water yield in the Andean páramo. *Forest Ecology and Management*, 251(1-2): 22-30.
- Buytaert, W., Reusser, D., Krause, S. and Renaud, J.P., 2008. Why can't we do better than TOPMODEL?. *Hydrological Processes*, 22: 4175-4179.
- Buytaert, W., Cuesta, F. and Tobón, C., 2011. Potential impacts of climate change on the environmental services of humid tropical alpine regions. *Global Ecology and Biogeography*, 20(1): 19-33.
- Campling, P., Gobin, A., Beven, K. and Reyen, J., 2002. Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes*, 16: 231-253.
- Chang, J.H. 1968. *Climate and Agriculture. An ecological survey.* Aldine Publishing Company. Chicago, USA.
- Chen, X., Zong, Y., Zhang, E., Xu, J. and Li, S., 2001. Human impacts on the Changjiang Yangtze River basin, China, with special reference to the impacts on the dry season water discharges into the sea. *Geomorphology* 41: 111–123.
- Chow, V., Maidment, D.R. and Mays, L.M., 1988. *Applied Hydrology.* Ed. McGraw-Hill. Singapore. 570 p.

-
- Croke, B.F.W., Merritt, W.S. and Jakeman, A.J., 2004. A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, 291(1-2): 115-131.
- Cuesta, F., García, C. and Halloy, S., 2007. Monitoreo del impacto del cambio climático en la biodiversidad de los ecosistemas de alta-montaña en los Andes. *Memorias del curso recopiladas*. Disponible en: http://www.gloria.ac.at/downloads/MemoriasCurso_GLORIA_Bolivia_200801.pdf.
- Da Silva, R.V. and Kobiyama, M., 2007a. TOPMODEL: Teoria integrada e revisão. TOPMODEL: integrated theory and review. *R. RA E GA*. Curitiba, 14: 97-110.
- Da Silva, R.V. and Kobiyama, M., 2007b. Estudo Comparativo de Três Formulações do TOPMODEL na Bacia do Rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre 12: 93-105.
- De Bièvre, B., 2009. Estado del conocimiento de la hidrología de ecosistemas andinos. En: *Workshop on Integrated Space Technologies Applications for Sustainable Development in the Mountain Regions of Andean Countries*. Lima, Peru, septiembre 14 a 18.
- Dietterick, B.C., Lynch, J.A. and Corbett, E.S., 1999. A calibration procedure using TOPMODEL to determine suitability for evaluating potential climate change effects on water yield. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 35(2): 457-468.
- Duan, J. and Miller, N., 1997. A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 33(11): 2559-2562.
- Durand, P., Robson, A. and Neal, C., 1992. Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL: initial results. *Journal of Hydrology*, 139(1-4): 1-14.
- El-Nasr, A.A., Arnold, J.G., Feyen, J. and Berlamont, J., 2005. Modelling the hydrology of a catchment using a distributed and a semi-distributed model. *Hydrological Processes*, 19: 573-587.
- Fleischbein, K., Wilcke, W., Valarezo, C., Zech, W. and Knoblich, K., 2006. Water budgets of three catchments under montane forest in Ecuador: experimental and modeling approach. *Hydrological Processes*, 20: 2491-2507.
- Foster, P., 2001. The potential negative impacts of global climate change on tropical montane cloud forests. *Earth-Science Reviews* 55(1-2): 73-106.
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, C. and Todini, E., 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175(1-4): 293-338.

-
- Freer, J.E., Beven, K.J. and Ambrose, B., 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: an application of the GLUE approach. *Water Resources Research*, 32(7): 2161-2173.
- Freer, J.E., McMillan, H., McDonnell, J.J. and Beven, K.J., 2004. Constraining dynamic TOPMODEL responses for imprecise water table information using fuzzy rule based performance measures. *Journal of Hydrology*, 291(3-4): 254-277.
- French, R. H., 1988. *Hidráulica de Canales Abiertos. Cálculo del Coeficiente de Manning*. Editorial McGraw Hill, México.
- Gallart, F., Latron, J., Llorens, P. and Beven, K., 2007. Using internal catchment information to reduce the uncertainty of discharge and baseflow predictions. *Advances in Water Resources*, 30(4): 808-823.
- Gallart, F., Latron, J., Llorens, P. and Beven, K.J., 2008. Upscaling discrete internal observations for obtaining catchment-averaged TOPMODEL parameters in a small Mediterranean mountain basin. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 33(17-18): 1090-1094.
- Gascoin, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Carli, M. and Habets, F., 2009. Adaptation of a catchment - based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *Journal of Hydrology*, 368(1): 105-116.
- Gil, G., 2012. Páramos: potencia vulnerable en las alturas. CAMBIUM, Boletín Informativo del Centro de Investigación en Ecosistemas y Cambio Climático. *Carbono y Bosques – C&B*, 9 (1): 6 – 12.
- Gupta HV, Kling H, Yilmaz KK, Martinez GF. 2009. Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria: implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 377: 80–91.
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J. and Leibundgut, C., 1999. Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, 13(11): 1603-1620.
- Gutiérrez, H., 2002. Aproximación a un modelo para la evaluación de la vulnerabilidad de las cubiertas vegetales de Colombia ante un posible cambio climático utilizando sistemas de información geográfica SIG con énfasis en la vulnerabilidad de las cubiertas nival y de páramo de Colombia. En: Castaño, C. (Ed.), *Páramos y ecosistemas alto andinos de Colombia en condición hotspot y global climatic tensor*. IDEAM, Bogotá.: 335–377 p.
- Higy, C. and Musy, A., 2000. Digital terrain analysis of the Haute-Mentue catchment and scale effect for hydrological modelling with TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2): 225-237.

-
- Hincapié, E. and Tobón, C., 2010. Caracterización de las propiedades hidrofísicas de los Andisoles en condiciones de ladera. *Suelos Ecuatoriales*, 40(2): 156-169.
- Holdridge, L.R., 1967. *Life Zone Ecology*. Tropical Science Center. San José, Costa Rica. Traducción del inglés por Humberto Jiménez Saa: *Ecología Basada en Zonas de Vida*, 1a. ed. San José, Costa Rica: IICA, 1982.
- Holko, L. and Lepistö, A., 1997. Modelling the hydrological behaviour of a mountain catchment using TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 196(1-4): 361-377.
- Hornberger, G.M., Beven, K.J., Cosby, B.J. and Sappington, D.E., 1985. Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research* 21: 1841–1850.
- Hofstede, R.G.M., Segarra, P. and Vásquez, P.M., 2003. *Los Páramos del Mundo*. Proyecto Atlas Mundial de los Páramos. Global Peatland Initiative/NC-.
- Huang, J.C., Lee, T.Y. and Kao, S.J., 2008. Simulating typhoon-induced storm hydrographs in subtropical mountainous watershed: an integrated 3-layer TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 5: 1101–1135.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Medio Ambiente- IDEAM., 2002. *Páramos y Ecosistemas Alto Andinos de Colombia en Condición HotSpot y Global Climatic*.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales- IDEAM., 2010a. *Cambio climático en temperatura, precipitación y humedad relativa para Colombia usando modelos meteorológicos de alta resolución (panorama 2011-2100)*.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales- IDEAM., 2010b-a. *Segunda Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. Capítulo 4. Vulnerabilidad*.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales- IDEAM., 2010b-b. *Segunda Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático. Capítulo 5. Adaptación*.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales- IDEAM., 2010c. *Indicadores, tendencias y escenarios hidrológicos para el Cambio Climático. Programa Conjunto de Integración de Ecosistemas y Adaptación al Cambio Climático en el Macizo Colombiano. Contrato de Consultoría No SSA/COLB/2009/00001039-0, Corporación ECOVERSA*.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales- IDEAM., 2011. *Monitoreo a los ciclos de agua y carbono en ecosistemas de alta montaña. Proyecto Piloto Nacional de Adaptación al Cambio Climático –INAP Alta Montaña, Bogotá Colombia*.

-
- Instituto Geográfico Agustín Codazzi –IGAC., 2000. Génesis y taxonomía de los suelos. Capítulo 5. En: Estudio General de Suelos y Zonificación de Tierras del Departamento de Cundinamarca Tomo II. Bogotá.: 419-450 p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change- IPCC., 2007. Climate Change. Impacts, Adaptation and Vulnerability. 1032 pp.
- Iorgulescu, I. and Jordan, J.P., 1994. Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 159(1-4): 255-273.
- Iorgulescu, I. and Musy, A., 1997. Generalization of TOPMODEL for a power law transmissivity profile. *Hydrological Processes*, 11: 1353-1355.
- Jaramillo, D. F., 2002. Introducción a la Ciencia del Suelo. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín. Medellín, 614p. Disponible en: <http://www.bdigital.unal.edu.co/2242/1/70060838.2002.pdf>
- Kapelle, M., and Horn S. P., 2005. Hacia una breve descripción del concepto Páramo. En: Instituto Nacional de Biodiversidad -INBio (eds.), Páramos de Costa Rica: 29-36 p.
- Kazama, S. and Sawamoto, M., 2002. Improvement of calibration procedure of the block wise TOPMODEL with muskingum-cunge Routing Method using sub basins simulated results: application to part of the lower mekong river basin *Advances in Hydraulics and Water Engineering*: 540-545. Disponible en: <http://kaigan.civil.tohoku.ac.jp/~kazama/research/APD02-2.pdf>.
- Lamb, R., Beven, K. and Myrabø, S., 1997. Discharge and water table predictions using a generalised TOPMODEL formulation. *Hydrological Processes*, 11(9): 1145-1167.
- Lamb, R., Beven, K. and Myrabø, S., 1998. Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources*, 22(4): 305-317.
- Lane, S.N., 2004. A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data. *Hydrological Processes*, 18: 191-201.
- Le Lay, M., Salunier, G.M., Galle, S., Seguis, L., Métadier, M. and Peugeot, Ch., 2008. Model representation of the Sudanian hydrological processes: Application on the Donga catchment (Benin). *Journal of Hydrology*, 363: 32– 41.
- Legesse, D., Vallet-Coulomb, C. and Gasse, F., 2003. Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology*, 275(1-2): 67-85.

-
- Loaiza, J.C. and Pauwels, V.R.N. 2008 Calibration and multiple data set-based validation of a land surface model in a mountainous Mediterranean study area. *Journal of Hydrology*, 356: 223– 233.
- Lorite, I.J., Montesinos, M.P., Giráldez, J.V., López, M. and Ayuso, J.L., in press. Influencia de la zona saturada del suelo en la generación de escorrentía en cuencas de montaña. *Progresos en la investigación*, 3: 239 – 249. Disponible en: http://abe.ufl.edu/carpena/files/pdf/zona_no_saturada/progresos_en_la_investigacion_v3/p239-249.pdf
- Mausser, W. and Bach, H., 2009. PROMET - Large scale distributed hydrological modelling to study the impact of climate change on the water flows of mountain watersheds. *Journal of Hydrology*, 376(3-4): 362-377.
- Molicova, H., Grimaldi, M., Bonell, M. and Hubert, P., 1997. Using TOPMODEL towards identifying and modelling the hydrological patterns within a headwater, humid, tropical catchment. *Hydrological Processes*, 11(9): 1169-1196.
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol*, 19: 205-234 pp.
- Morel-Seytoux, H.J. and Khanji, J., 1974. Derivation of an equation of infiltration. *Water Resources Research* 10 (4): 795-800.
- Mulligan, M., 2010. Modeling the tropics-wide extent and distribution of cloud forest and cloud forest loss, with implications for conservation priority. En: Bruijnzeel, L.A, Scatena, F.N, and Hamilton L.S (eds), *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management*. Published by Cambridge University Press 2010: 14-38 p.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3): 282-290.
- Pan, F., Peters Lidard, C.D., Sale, M.J. and King, A.W., 2004. A comparison of geographical information systems-based algorithms for computing the TOPMODEL topographic index. *Water Resources Research*, 40: 1-11.
- Peters, N.E., Freer, J. and Beven, K., 2003. Modelling hydrologic responses in a small forested catchment (Panola Mountain, Georgia, USA): a comparison of the original and a new dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, 17(2): 345-362.
- Piñol, J., Beven, K. and Freer, J., 1997. Modelling the hydrological response of mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrological Processes*, 11(9): 1287-1306.

-
- Poulenard, J., Podwojewski, P., Janeau, J.-L. and Collinet, J., 2001. Runoff and soil erosion under rainfall simulation of Andisols from the Ecuadorian Páramo: effect of tillage and burning. *CATENA*, 45(3): 185-207.
- Quinn, P.F., Beven, K.J., Chevallier, P. and Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, 5: 59–79.
- Raalaub, L.D., 2003. The Effect of Error in Gridded Digital Elevation Models on Topographic Analysis and on the Distributed Hydrological Model TOPMODEL. Thesis
- Rangel, J.O., 2000. Colombia Diversidad Biótica III. La región de vida paramuna. En: Unibiblios (Ed.). Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Bogotá: 902p.
- Samper, J., Pisani, B., Álvarez, D. and García, M.A., 2007. GIS-BALAN: un modelo hidrológico semi-distribuido acoplado a un sistema de información geográfica para la estimación de los recursos hídricos. Disponible en: Estudios de la Zona No Saturada del Suelo Vol. VIII. J.V. Giráldez Cervera y F.J. Jiménez Hornero, 2007 (http://www.zonanosaturada.com/publics/zns07/area_4/06.pdf).
- Santos, I.D. and Kobiyama, M., 2008. Aplicação do TOPMODEL para determinação de áreas saturadas da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR, Brasil. *Ampli-Água*, 3(2): 77-89.
- Sarmiento, L., 2000. Water balance and soil loss under long fallow agriculture in the Venezuelan Andes. *Mountain Research and Development*, 20: 246–253.
- Saulnier, G.-M., Beven, K. and Obed, C., 1997c. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 202(1-4): 158-172.
- Saulnier, G.M. and Datin, R., 2004. Analytical solution to a bias in the TOPMODEL framework balance. *Hydrological Processes*, 18(7): 1195-1218.
- Schaefli B, Gupta HV. 2007. Do nash values have value? *Hydrological Processes* 21: 2075–2080.
- Sguerra, S., Bejarano, P., Rodríguez, O., Blanco, J., Jaramillo, O. and Sanclemente, G., 2011. Corredor de Conservación Chingaza – Sumapaz – Guerrero. Resultados del Diseño y Lineamientos de Acción. Conservación Internacional Colombia y Empresa de Acueducto y Alcantarillado de Bogotá ESP. Bogotá, Colombia. 184 pp.
- Shrestha, S., Bastola, S., Babel, M.S., Dulal, K.N., Magome, J., Hapuarachchi, H.A.P., Kazama, F., Ishidaira, H. and Takeuchi, K., 2007. The assessment of spatial and temporal transferability of a physically based distributed hydrological model parameters in

-
- different physiographic regions of Nepal. *Journal of Hydrology*, 347: 153-172.
- Stedinger JR, Vogel RM, Lee SU, Batchelder R. 2008. Appraisal of the generalized likelihood uncertainty estimation (glue) method. *Water Resources Research* 44: W00B06.
- Tobón, C., 1999. Monitoring and modeling hydrological fluxes in support of nutrient cycling studies in Amazonian rain forest ecosystems. The Tropenbos Foundation. Wageningen, the Netherlands. 169p.
- Tobón, C., 2009. Los bosques andinos y el agua. Serie de investigación y sistematización #4. Programa Regional ECOBONA – INTERCOOPERATION, CONDESAN. Quito, mayo 2009. 127 p.
- Tobón, C. and Arroyave, F.P., 2007. Inputs by fog and horizontal precipitation to the páramo ecosystems and their contribution to the water balance. Proceedings of the Fourth International Conference on Fog, Fog collection and dew. July 22-27, 2007. La Serena, Chile. 233-236 p.
- Tobón, C. and Arroyave, F.P., 2008. Hidrología de los Bosques Altoandinos. En: León Peláez, J.D. Ph.D (ed.), *Ecología de Bosques Andinos; Experiencias de Investigación*. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Facultad de Ciencias Agropecuarias, Departamento de Ciencias Forestales: 201 – 226 p.
- TOPMODEL., 2011. Implementation of the hydrological model TOPMODEL in R version 0.7.2-2 (septiembre 2011). Buytaert W. Imperial College London. Disponible en: <http://cran.r-project.org/web/packages/topmodel/topmodel.pdf>.
- Unidad Administrativa Especial del Sistema de Parques Nacionales Naturales- UAESPNN., 2005. Plan de Manejo del Parque Nacional Natural Chingaza 2005-2009. Documento en versión digital.
- Van der Hammen, T., Caicedo, J.D.P., Gutiérrez, H. and Alarcón, J.C., 2002. El cambio global y los ecosistemas de alta montaña de Colombia. En Castaño, C. (eds.), *Páramos y ecosistemas alto andinos de Colombia en condición hotspot y global climatic tensor*, IDEAM, Bogotá, Colombia. Cap.3: 163–209 p.
- Villa, J.A. 2008. Monitoreo y modelación de la dinámica hídrica de un humedal creado en la explotación aluvial de oro. Tesis Maestría en Bosques y Conservación Ambiental. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín. 51 p.
- Viviroli, D., Zappa, M., Gurtz, J. and Weingartner, R., 2009. An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling & Software*, 24(10): 1209-1222.

-
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G. and Bradley, R.S., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4): 79-96.
- Vuille, M., 2011. Conferencia “Cambio Climático en los Andes Tropicales y sus impactos sobre los glaciares y los recursos hídricos, en el marco del Séptimo Diálogo Interamericano sobre la Gestión del Agua del 13 al 19 Noviembre de 2011 Medellín, Antioquia, Colombia.
- Wang, J., Endreny, T.A. and Hassett, J.M., 2005. A flexible modeling package for topographically based watershed hydrology. *Journal of Hydrology*, 314(1-4): 78-91.
- Wang, J., Endreny, T.A. and Hassett, J.M., 2006. Power function decay of hydraulic conductivity for a TOPMODEL-based infiltration routine. *Hydrological Processes* 20: 3825–3834.
- Zhang, J.S. and Lu, X.X., 2009. Hydrological responses to precipitation variation and diverse human activities in a mountainous tributary of the lower Xijiang, China. *Catena* 77: 130-142

ANEXOS

Anexo 1. Relación de trabajos que modifican la formulación inicial de TOPMODEL.

Autor/Año	Aporte
(Hornberger et al., 1985)	Introducción de dos reservorios adicionales, uno para simular la interceptación y otro para simular la interceptación de la vegetación con el suelo (a).
(Quinn et al., 1991)	Creación de un nivel de referencia efectivo para el nivel freático, en el cual el gradiente hidráulico está en función del nivel freático y no de la superficie, dado que el nivel freático no siempre es paralelo a la superficie del terreno (a).
(Beven et al., 1995)	Desarrollo de una fórmula para incorporar la variabilidad espacial de la transmisividad acompañada del índice topográfico (b).
(Ambroise et al., 1996)	Modificación de la función de transmisividad en el perfil, de tipo lineal y parabólico y no solo exponencial como estaba planteado en la formulación inicial de TOPMODEL (e).
(Duan and Miller, 1997)	Formulación de una función generalizada de transmisividad en el perfil del suelo en función de su potencia, lo que modifica la distribución del índice topográfico y refleja la heterogeneidad de los valores de transmisividad efectiva (c, e).
(Lamb et al., 1997; Lamb et al., 1998)	Propuesta empírica de la tasa de decaimiento exponencial de TOPMODEL (e).
(Iorgulescu and Musy, 1997)	Propuesta de análisis de la transmisividad lateral a través de la función de transmisividad generalizada desarrollada sobre la base de las curvas de recesión de humedad (e).
	Propuesta de funciones generalizadas de poder en el perfil del suelo para la conductividad hidráulica (e).
	Introducción de la variabilidad espacial de la profundidad efectiva del suelo (b).
(Saulnier et al., 1997c)	Formulación de ecuaciones que requieren definir m en cualquier sitio de la cuenca (e).
	Efecto de los algoritmos de rutina seleccionados para la escorrentía en los otros parámetros del modelo (b, d).
(Saulnier and Datin, 2004)	Introducción de un índice de pendiente efectiva contribuyente, el cual correlaciona fuertemente la existencia de un índice topográfico dinámico, con el área saturada, precisando las áreas que aportan agua (c).
	Propuesta de modelo dinámico a la versión original formulada por Beven y Kirkby en 1979, en la cual los flujos son reformulados de manera explícita a partir de la creación de las unidades de similaridad hidrológica (HSU's). La incorporación de las HSU's a la estructura del modelo, especifican su espacialidad en el mismo; en cuyas es posible obtener de manera independiente formas funcionales, parametrizaciones y un conteo local de almacenamiento de flujo. Adicionalmente el cálculo de las transferencias de flujo entre las unidades, se realiza a través de un modelo aproximado al cinemático de ondas (a).
(Beven and Freer, 2001a)	Modificación de la asunción que hace referencia al estado casi constante de la recarga del nivel freático paralelo a la pendiente local en superficie, a través de la derivación del índice topográfico dinámico (c).
(Campling et al., 2002)	Introducción del índice topográfico de referencia, estimado a partir de la distribución espacial del índice topográfico, aplicable a aquellas zonas con altas pendientes, en las que el nivel freático no es paralelo a la superficie y

Autor/Año	Aporte
(Lane, 2004)	el déficit de almacenamiento es mayor (c). Desarrollo de un índice para corregir las áreas saturadas desconectadas debido a la resolución de la malla (c).
(Wang et al., 2006)	Creación de la librería OBJTOP, mediante la formulación de una nueva rutina de infiltración derivada de Green & Ampt, modificado por Beven (1984), a través del desarrollo de una función de poder de rápida respuesta en el decaimiento de la infiltración, propicia de escenarios urbanos y de aquellas dinámicas en que la escorrentía es generada por excesos de infiltración (b, e).
(Buytaert and Beven, 2011)	Inclusión de dos parámetros en el modelo: el coeficiente de vegetación que vincula la evapotranspiración de referencia con la actual y un parámetro de velocidad de escorrentía superficial que mejora la simulación del tránsito de caudales y la representación de flujos picos condicionados por la presencia de escorrentías superficiales de retraso. En adición, se incorpora al modelo un reservorio lineal con un largo tiempo de residencia, propio de zonas montañosas, correspondiente a aquellas depresiones que capturan flujo superficial y lo aportan de manera lenta a las corrientes (a, b y d).

*Las propuestas de ajuste a la estructura del modelo se concentran principalmente en cinco categorías: a) supuestos teóricos del modelo; b) variabilidad espacial de los parámetros; c) índice topográfico; d) propagación de escorrentía y e) decaimiento de la transmisividad (Beven, 2001b). **Fuente:** Modificado de Da Silva y Kobiyama (2007a).

Anexo 2. Descripción de los principales requerimientos del programa TOPMODEL.

Entradas	Parámetros	Salidas y Procesos	Resolución Espacial y Temporal
<p>Modelo de Elevación Digital –DEM- de la cuenca</p> <p>Por medio del cual se genera el Mapa de Índices Topográfico para un conjunto de píxeles agrupados por marcas de clase en función del índice, el cual define unidades de similitud hidrológica (Raalaub, 2003). Este se obtiene mediante la aplicación de un programa de Sistemas de Información Geográfica (GRASS) con la opción DTM análisis, en donde es indispensable valorar la calidad del DEM con una herramienta de procesamiento de imágenes satelitales (Beven et al., 1995). El DEM se importa como una matriz de datos en formato ASCII, la cual contiene para cada píxel información de altitud e igual tamaño de resolución en X y Y (Campling et al., 2002).</p> <p>La función considerada en TOPMODEL con sus respectivos argumentos retorna una lista</p>	<p>Al modelo ingresan 11 parámetros detallados en la Tabla 1 como un conjunto de datos en arreglo vectorial o matricial organizados en un archivo de texto (TOPMODEL, 2011): q_{s0} [m]: flujo subsuperficial inicial por unidad de área; $\ln Te$ [m² h¹]: logaritmo natural del área promedio de la transmisividad lateral saturada; m: parámetro del modelo de la función de transmisividad;</p>	<p>La función denominada TOPMODEL en el paquete, retorna una lista con los caudales simulados, en donde cada columna corresponde a un set de parámetros. Si la función considera los caudales observados, el programa calcula la eficiencia para los caudales simulados. Si se considera el argumento <i>verbose</i>, el modelo retorna otros valores como son escorrentía superficial en áreas</p>	<p>Variable: puede estar en función de la grilla del mapa raster o de cada subcuenca, para un período de tiempo entre 1 y 24 horas.</p>

Entradas	Parámetros	Salidas y Procesos	Resolución Espacial y Temporal
<p>con dos archivos raster; <i>atb</i>, es el valor del índice topográfico para cada pixel y <i>area</i>, contiene el área contribuyente de cada pixel. Para realizar cálculos de manera conjunta, bajo el criterio de similaridad hidrológica, se utiliza una función que contiene el arreglo del índice y el valor numérico para la marca de clase considerada, con el cual se obtiene una matriz de dos columnas <i>breaks</i> y <i>counts</i>; la primera es el límite superior de la marca clase y la segunda es la cantidad de pixeles para la marca respectiva, que en su totalidad, deben corresponder a la unidad (TOPMODEL, 2011).</p> <p style="text-align: center;">Datos hidrometeorológicos</p> <p>El modelo considera datos de precipitación, evapotranspiración y caudal, como información que ingresa en un archivo de texto (TOPMODEL, 2011).</p> <p><u>La precipitación (m/30 min)</u>, sintetiza todos los procesos ocurridos con el agua en el compartimiento superior antes de llegar al suelo (Tobón, 2009). Estimada por el método de isoyetas, a partir de los valores promedios de precipitación registrados por los instrumentos de medición localizados a una elevación similar (Chow et al., 1988) a través de un gradiente altitudinal que registra su variabilidad espacio temporal (Buytaert et al., 2003).</p> <p><u>Evapotranspiración potencial (m/30 min)</u>, uso consuntivo de agua por la vegetación cuando no existe límite de humedad en el suelo, acorde al método de Penman-Monteith (1965), descrito por Tobón (1999) a través del desarrollo del mismo modelo en Stella versión 8.0, mediante la siguiente expresión:</p>	<p>S_{r0} [m]: <i>déficit de almacenamiento inicial en la zona de raíces</i>; S_{rmax} [m]: <i>déficit de almacenamiento máximo en la zona de raíces</i>; t_d [h m¹]: <i>tiempo de retraso en la zona no saturada por unidad de déficit de almacenamiento</i>; vch [m h⁻¹]: <i>velocidad de flujo en el canal por fuera de la corriente principal</i>; vr [m h¹]: <i>velocidad de flujo en el canal</i>; k_0 [m h⁻¹]: <i>conductividad hidráulica superficial</i>; C_D [m]: <i>ascenso capilar</i>; dt [h]: <i>tiempo de tránsito de la cuenca</i>.</p>	<p>saturadas, flujo subsuperficial, almacenamiento, escorrentía superficial por exceso de infiltración y evapotranspiración actual (TOPMODEL, 2011), además de las áreas de saturación para cada unidad de respuesta y las rutinas de flujo dentro del canal de drenaje. El procesamiento final de los resultados (sensibilidad, calibración y optimización de los parámetros), para la obtención de los valores más ajustados de caudal, acorde al principio de equifinalidad, son valorados y evaluados con la librería GLUE (Beven, 2001b).</p>	
$\lambda E = \frac{\Delta R_n + \rho * C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (21);$			
<p>Donde λ (J Kg⁻¹), es el calor latente de evaporización del agua; Δ (mbar K⁻¹), es la pendiente de saturación en la curva de presión de vapor; R_n (W m⁻²), es la radiación neta;</p>			

Entradas	Parámetros	Salidas y Procesos	Resolución Espacial y Temporal
----------	------------	--------------------	--------------------------------

ρ (Kg m^{-3}), es la densidad del aire; C_p ($\text{J Kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), es el calor específico del aire a presión constante; e_s (mbar), es la presión de saturación de vapor; e_a (mbar), es la presión de vapor actual del aire; r_a (s m^{-1}), es la resistencia aerodinámica de la vegetación; γ (mbar K^{-1}), es la constante psicrométrica y r_s (s m^{-1}), es la resistencia estomatal obtenida vía calibración (Bruijnzeel, comunicación personal), o por aproximaciones empíricas que permiten determinar el índice de área foliar, con sus respectivos estados de humedad (Tobón, 1999).

El resultado obtenido es necesario convertirlo a lámina de agua cada 30 minutos, multiplicando este valor por 3610,83.

La evapotranspiración total en un sistema está dada por la siguiente expresión (Bruijnzeel, 2010):

$$ETP = E_i + E_t \quad (22);$$

donde E_i , corresponde a la interceptación cuando el dosel está húmedo, en cuyo caso la resistencia estomatal es cero y en consecuencia, la ecuación 21 se simplifica de la siguiente manera (ecuación 23):

$$\lambda E = \frac{\Delta R_n + \rho * C_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma} \quad (23);$$

y E_t es la transpiración cuando el dosel está seco y se estima con la ecuación 21.

Caudal (m/30 min), entendido como el nivel del agua medido por los limnígrafos instalados en el sitio de aforo (parte baja de la cuenca) para correlacionar la altura del agua medida en campo con el caudal a través de ecuaciones empíricas (Fleischbein et al., 2006) o por la diferencia de presiones en el vertedero extrapoladas al área de la cuenca (Tobón, comunicación personal). Permite además, verificar la eficiencia del proceso de simulación (Fleischbein et al., 2006).

Entradas	Parámetros	Salidas y Procesos	Resolución Espacial y Temporal
----------	------------	--------------------	--------------------------------

Función acumulativa de retraso de la cuenca (m, % de área acumulada)

Representa el tiempo gastado por el flujo superficial en cada subcuenca para ser conducido a la salida de la misma (TOPMODEL, 2011). Esta función de tiempo es convertida por TOPMODEL en un histograma tiempo/área para mostrar las rutinas del flujo de agua en cada zona homogénea (Beven, 1997b). La función en el modelo se compone de una matriz, como un archivo de texto conformado por dos columnas: área acumulada relativa correspondiente a cada segmento de la corriente (entre 0 y 1) y distancia acumulada promedio de cada segmento medido desde el punto de aforo en dirección del flujo que sale de la cuenca [m] (TOPMODEL, 2011). Para ello se requiere elaborar un mapa de la cuenca y definir en este, valores de área y distancia respecto al cauce principal (Buytaert, comunicación personal).

Anexo 3. Campañas de campo para la estimación de algunos parámetros e información de entrada al modelo.

Mes/Año	Información medida
noviembre 8 - 9 de 2008	Caracterización general y georeferenciación de la cuenca. Descarga de datos hidrometeorológicos y de humedad del suelo proveniente de los instrumentos instalados en campo.
julio 10 – 19 de 2009 (trabajo de campo)	Levantamiento de 6 calicatas ubicadas altitudinalmente en la cuenca por tipo de cobertura y horizonte en el perfil. Se determinó la profundidad del perfil y los tipos de horizontes. Además se aforó la quebrada la Chucua en el punto de interés.
julio 21 – agosto 18 de 2009 (trabajo de laboratorio)	En las calicatas se tomaron muestras de suelo de diferentes tamaños, según lo requerido por cada experimento, para realizar en laboratorio las siguientes estimaciones: densidad aparente, muestreo de raíces para determinar su profundidad efectiva, conductividad hidráulica y retención de humedad. Adicionalmente para el tiempo de

Mes/Año	Información medida
abril 22 – 26 de 2010	<p>medición, estuvo disponible la misma información, así como textura, porosidad e infiltración del suelo (ver Tesis de pregrado: “Caracterización de las propiedades físicas de los suelos y la infiltración en ecosistemas de alta montaña” escrita por Javier Esteban Carvajal Montoya, estudiante del proyecto de investigación en 2010).</p> <p>Se aforó la cuenca de la quebrada la Chucua para obtener su velocidad. Se realizaron otras mediciones de los parámetros (caudal subsuperficial inicial, ensayos de infiltración, conductividad hidráulica saturada y contenido de humedad), se midió la pendiente de la cuenca y la profundidad efectiva del suelo en diferentes sitios y se realizó una caracterización del área en función de su edafología, geología, geomorfología y composición florística.</p>

Anexo 4. Disponibilidad del Software.

Nombre:	Implementación del modelo hidrológico TOPMODEL EN R versión 0.7.2-2 (Septiembre 2011).
Contacto:	Wouter Buytaert <w.buytaert@imperial.ac.uk>.
Requerimientos Hardware:	Computador personal.
Requerimientos Software:	PC-DOS/PC-WINDOWS.
Lenguaje de programación:	Basado en la versión de FORTRAN 1995 de Keith Beven/Visual Basic.
Disponibilidad:	Muestra del modelo y extensiva documentación en: http://cran.r-project.org/web/packages/topmodel/index.html .
Costo:	Libre para actividades no comerciales (investigaciones en el ámbito académico).