

MODELACIÓN DE LA OFERTA HÍDRICA EN UNA CUENCA DE MONTAÑA TROPICAL EN FUNCIÓN DE SU COBERTURA DEL SUELO

WATER AVAILABILITY MODELLING FOR A TROPICAL MOUNTAIN CATCHMENT AS A FUNCTION OF ITS SOIL COVER

Duque Yaguache, Luis Felipe¹; Vázquez Zambrano, Raúl Fernando²

Resumen

Se presentan los resultados principales de la modelación hidrológica mensual de una cuenca de montaña tropical ubicada al nororiente del Ecuador, la misma que es muy importante para el desarrollo del país, particularmente en vista de que se encuentra en la cabecera de la cuenca que aporta al proyecto hidroeléctrico más grande del país, Coca Codo Sinclair. El protocolo de modelación incluyó el empleo de un código semidistribuido, Water Evaluation And Planning System (WEAP), y el análisis de (a) la calidad de simulación de los caudales observados; y (b) la congruencia de la simulación hidrológica de cada una de las coberturas del suelo existentes en la zona de estudio. Con el fin de mantener el número de parámetros a calibrar dentro de límites razonables, se realizó un análisis de sensibilidad en base a simulaciones Monte Carlo, el mismo que demostró el fenómeno de equifinalidad ya que no se pudo identificar un único juego óptimo de parámetros para el modelo numérico de la zona de estudio. El modelo resultante presenta problemas al simular los caudales totales, aunque es capaz de simular de mejor manera los caudales base. Con estas limitaciones en mente, se concluyó que el aporte de caudal base fue de 11,50 m³ s⁻¹, 6,20 m³ s⁻¹ y 1,40 m³ s⁻¹ provenientes respectivamente de los usos bosque, páramo y pasto. Se cree que las limitaciones del modelo se producen por una descripción inadecuada de la precipitación, concretamente por la falta de información para la cuantificación adecuada de la precipitación horizontal. Sin embargo, este aspecto debe investigarse más en el futuro para descartar otros motivos.

Palabras clave: Modelación hidrológica, ecosistema, páramo, simulaciones Monte Carlo, WEAP

Abstract

The main results of the monthly hydrological modelling of a tropical mountain catchment located at the northeastern part of Ecuador are presented herein. The study catchment is rather important for the development of the country, particularly owing to the fact that it is at the header of the contributing basin to the largest hydropower project of the country, Coca Codo Sinclair. The modelling protocol included the use of a semi-distributed code, the Water Evaluation and Planning System (WEAP), and the analysis of (a) the simulation quality of the observed discharge; and (b) the congruency of the hydrological simulation of every one of the existing land cover in the study area. In order to keep the number of calibration parameters within reasonable limits, a sensitivity analysis was performed based on Monte Carlo simulations, which revealed equifinality since it was not possible to identify a single set of optimal parameter values for the numerical model of the study area. The resulting model has problems by simulating adequately the total discharge, although it is able to better simulate the baseflow. With these limitations in mind, it was concluded that the contribution of baseflow is 11,50 m³ s⁻¹, 6,20 m³ s⁻¹ and 1,40 m³ s⁻¹ respectively from the forest, moor and pasture land uses. It is believed that these limitations of the model are caused by an inadequate description of the precipitation, concretely by a poor quantification of horizontal precipitation. However, this aspect should be further investigated in the future to rule out other potential reasons.

Key words: Hydrologic modelling, ecosystem, páramo, Monte Carlo simulations, WEAP

INTRODUCCIÓN

Entre los múltiples servicios que las cuencas brindan al ser humano se destacan los ambientales, incluyendo los hidrológicos, cuya característica de cantidad y calidad dependen del clima y del estado de conservación en el que se encuentran las cuencas. En este contexto, los ecosistemas altoandinos tienen un rol protagónico para sostener la forma de vida de miles de personas (Buytaert et al., 2012; Vázquez, 2010), garantizando la regulación hídrica,

en páramos y bosques, a través del almacenamiento de agua en los suelos, con alto contenido de materia orgánica y cobertura vegetal (Acosta, 2014), que luego alimentan a riachuelos y ríos.

Sin embargo, a pesar de su importancia, la hidrología y su relación con los ecosistemas acuáticos de las cuencas altoandinas se conocen pobremente, por lo que se dificulta la gestión sostenible de sus recursos hídricos (Hofstede y Mena, 2014; Hampel

¹ COCASINCLAIR EP, Subgerencia Ambiental y Responsabilidad Social, Quito, Ecuador, felipeduque_48@hotmail.com

² Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales / Facultad de Ingeniería, Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador.

et al., 2010). Esto a pesar de que en los últimos años se hayan efectuado esfuerzos significativos para investigar sobre la hidrología de los distintos ecosistemas altoandinos. En lo que respecta a ecosistemas de montaña tropical en Colombia y Ecuador, principalmente páramo y bosque, se pueden destacar los trabajos hechos por varios autores (Buytaert, 2004; Fleischbein, 2006; Tobón y Arroyave, 2007; Motzer, et al 2011; Céleri y Feyen, 2009; Tobón, 2009a; Céleri et al., 2010), cuyos aportes principales son la conceptualización de los procesos hidrológicos, monitoreo y cuantificación de sus principales variables climáticas y el análisis de las propiedades hidrofísicas de los suelos, pero a escalas por lo general muy pequeñas. Sin embargo, aspectos tales como la evaluación de los efectos del cambio del uso de suelo y del cambio climático sobre estos ecosistemas han sido poco estudiados (Arroyave, 2007).

En la investigación hidrológica ya sea de cuenca o de ecosistema, un tópico importante es la modelación numérica, ya que ésta permite representar de una manera relativamente barata, y potencialmente adecuada, el sistema estudiado y evaluar los efectos de escenarios de alteración sobre su comportamiento hidrológico. En este ámbito, atendiendo a la representatividad espacial de los parámetros y variables de entrada, un modelo se puede clasificar en concentrado o agregado (representa el área de estudio mediante una única unidad espacial) o en distribuido. También existen los modelos semi-distribuidos, que consisten en la aplicación de modelos agregados en varias subáreas de análisis que componen la cuenca en estudio.

En Ecuador se puede destacar la aplicación de modelos semi-distribuidos (Crespo et al., 2008) y agregados (Buytaert et al., 2003; Vázquez, 2010; Quichimbo et al., 2013) pero efectuando tan sólo un análisis muy limitado de modelación, empleando series temporales bastante cortas, o cuencas con un uso de suelo uniforme (a excepción de Vázquez, 2010) o con dificultades serias de representación de los procesos hidrológicos (Crespo et al., 2008).

Independientemente del tipo y la complejidad del modelo numérico empleado, la incertidumbre está presente en las distintas facetas de la modelación de recursos hídricos (Binley et al., 1991; Vázquez, 2003; Mantovan y Todini, 2006). Los pocos estudios de modelación numérica efectuados en el Ecuador sobre hidrología (Pombosa, 1997; Matamoros et. al., 2005; Buytaert et al., 2012; Crespo et al., 2008) se han practicado por lo general sin un protocolo riguroso de evaluación, de análisis de sensibilidad ni de estimación de la incertidumbre asociada a la información recogida en campo y a la estructura de los modelos numéricos. Se exceptúan trabajos muy recientes tales como (Vázquez, 2010).

En este contexto, la presente investigación tiene como objetivo principal la aplicación de un código semi-distribuido, con el fin de representar la hidrología de

dos ecosistemas característicos de la región andina (cuasi prístinos): bosque y páramo, además de una unidad intervenida cubierta de pasto, de una cuenca muy relevante para el desarrollo del Ecuador en donde se emplaza su mayor proyecto hidroeléctrico. Además, esta cuenca es una alternativa a futuro para contribuir al abastecimiento de agua potable para la ciudad de Quito, capital del país. Por lo tanto, es importante conocer, interpretar y representar los procesos de oferta y de regulación hídrica de esta cuenca en particular, y así contar con el insumo técnico/científico necesario sobre el cual basar cualquier escenario futuro de uso de suelo y analizar sus posibles repercusiones en estos importantes proyectos de explotación hídrica.

En este ámbito, la preparación de un modelo para la cuenca de estudio tiene el potencial de desarrollar una importante herramienta de gestión de los recursos hídricos de la cuenca. Un objetivo adicional del estudio tiene que ver con la aplicación de un protocolo de modelación determinista / estocástico, considerando simulaciones Monte Carlo, para llevar a cabo un análisis de sensibilidad detallado, en línea con tendencias recientes de aplicación de modelos numéricos, y de esta manera comunicar a la comunidad científica, en particular Ecuatoriana, los resultados y los detalles de aplicación de un protocolo de modelación que combina aspectos deterministas con estocásticos, lo cual, tal como ya se ha mencionado, no es una tendencia habitual en nuestro medio.

Un objetivo final del presente estudio es dotar a la comunidad científica de criterios hidrológicos correspondientes a tres usos principales del suelo que se observan en ecosistemas altoandinos, páramo, bosque y pasto (uso antrópico), derivados por medio de una evaluación del estado del arte. Los mismos pueden emplearse al momento de juzgar la congruencia de las simulaciones hidrológicas en zonas con estas coberturas, cuando no se disponga de información monitoreada en campo, como ha acontecido en el presente caso.

Es importante reseñar que la réplica de la metodología aquí expuesta en otros sitios de estudio cae fuera del ámbito del presente artículo. Esto es tarea de la comunidad científica interesada, para lo cual este manuscrito pretende exponer los detalles necesarios.

MATERIALES

La cuenca de estudio

El área de estudio se encuentra al nororiente del Ecuador en la provincia de Napo y corresponde a la cuenca del río Cosanga (Fig. 1) delimitada por la estación hidrológica Cosanga Aj Quijos (H-731). Sus aguas se originan en las faldas orientales del volcán Antisana (actividad mínima; por su importancia estratégica, es el más estudiado de las cumbres

andinas del norte del Ecuador) y su red hídrica pertenece a la cuenca del río Quijos que al unirse con el río Salado forma el río Coca, que a su vez forma parte de la red hídrica del río Napo y la vertiente del Amazonas. Esta cuenca es muy relevante para el Ecuador ya que se encuentra en la cuenca alta del río Coca en donde se ubica el proyecto hidroeléctrico más grande del país, Coca Codo Sinclair (CCS), con una capacidad nominal de 1500 MW. Esta zona es además considerada como alternativa para que en un futuro se construya un embalse de regulación multianual para el abastecimiento de agua potable, mediante un trasvase, para la ciudad de Quito (proyecto Ríos Orientales).

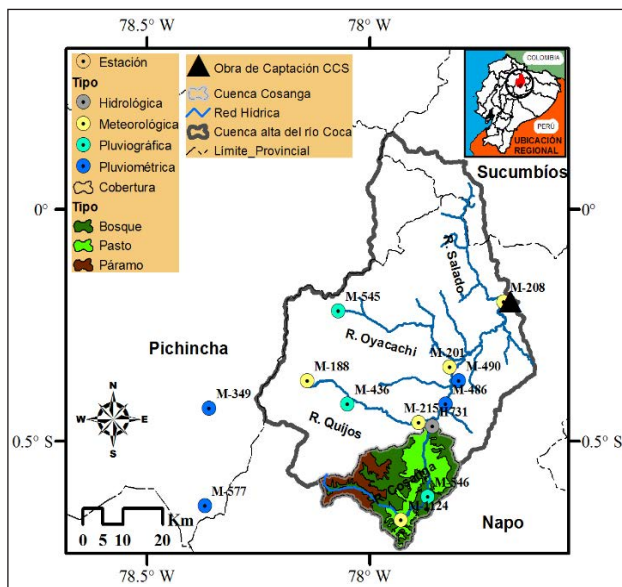


Figura 1: Ubicación de la cuenca de estudio y distribución de estaciones hidrometeorológicas disponibles

La cuenca de análisis se encuentra entre los 1.700 y los 4.320 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m), cuenta con un área de drenaje de 501,80 km² y una longitud de cauce de 57,10 km. Su precipitación media anual es de 2.863 mm con una temperatura promedio de 11,60 °C. Por su parte, la oferta hídrica media anual se estima en 42,70 m³ s⁻¹.

Algoritmo de humedad de suelo del código WEAP

El presente estudio se llevó adelante mediante el empleo del código Water Evaluation And Planning System (WEAP; SEI, 2011), concretamente del módulo de hidrología a través del método de humedad del suelo, que representa el proceso precipitación-escorrentía en una unidad de respuesta hidrológica (URH) por medio de dos estanques, con los cuales se busca reproducir los flujos superficiales y subterráneos (SEI, 2011). Este método unidimensional (Fig. 2) se basa en funciones empíricas que describen la evapotranspiración,

escorrentía superficial, escurrimiento subsuperficial (flujo intermedio), y percolación profunda.

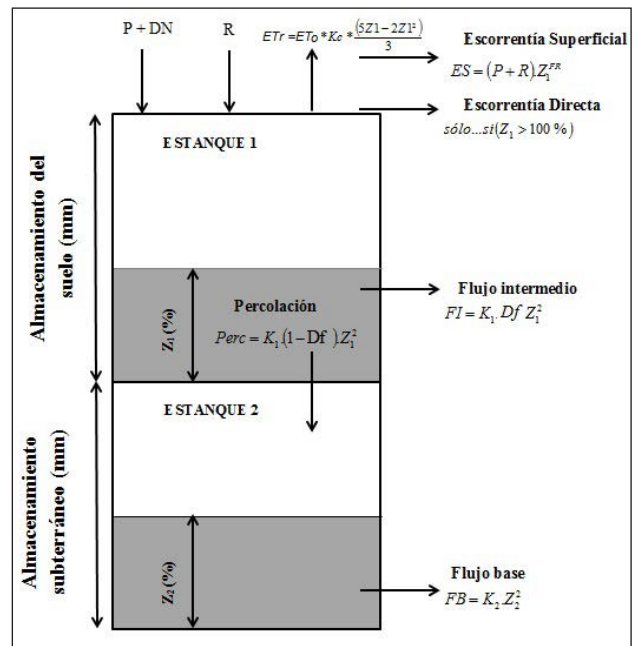


Figura 2: Conceptualización del módulo de humedad del suelo para una unidad de respuesta hidrológica en el módulo de hidrología en WEAP (en base a SEI, 2011)

En la Fig. 2 se puede apreciar la conceptualización del método y las diferentes ecuaciones y criterios que se toman en cuenta al momento de representar la hidrología en una columna unidimensional. En la figura, P es la precipitación (mm); DN es el derretimiento de nieve (mm); R es la recarga de riego (mm); ETr es la evapotranspiración real (mm); ET₀ es la evapotranspiración del cultivo de referencia (mm); K_c es el coeficiente de cultivo (adimensional); Z₁ es el porcentaje de agua en el estanque superior (%); Z₂ es el porcentaje de agua en el estanque inferior (%); K₁ es la conductividad hidráulica del estanque superior (mm mes⁻¹); K₂ es la conductividad hidráulica del estanque inferior (mm mes⁻¹); Df es la dirección preferencial del flujo (adimensional), que separa el flujo superficial del subterráneo; FR: coeficiente de resistencia a la escorrentía de la cobertura del suelo (adimensional).

Las ecuaciones de balance en cada estanque son (SEI, 2011):

$$Z_{1\max} \frac{dZ_1}{dt} = \left[Pe(t) - ET_0(K_c) \frac{5Z_1 - 2Z_1^2}{3} \right] - Pe(t)Z_1^{FR} - DF(K_1)Z_1^2 - K_2(1 - Df)Z_1^2 \quad (1)$$

$$Z_{2\max} \frac{dZ_2}{dt} = K_2(1 - Df)Z_1^2 - K_2Z_2^2 \quad (2)$$

, donde, $Z_{1\text{máx}}$ es la capacidad del estanque superior (mm); P_e es la precipitación y el derretimiento de nieve (mm); y $Z_{2\text{máx}}$ es la capacidad del estanque inferior (mm). Estas ecuaciones son empíricas y describen la dinámica de flujo que acontece en los estanques, los mismos que conceptualizan los componentes superficial, subsuperficial y de percolación profunda del ciclo hidrológico.

La evapotranspiración potencial del cultivo de referencia (ET_o) en mm día^{-1} se la obtiene de la fórmula de Penman-Monteith que es la base del método 56 de la FAO (Allen et al., 1998):

$$ET_o = \frac{(0.408)\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3)$$

, donde R_n es la radiación neta ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); G es la densidad de flujo de calor del suelo ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$); T es la temperatura media diaria ($^{\circ}\text{C}$); u_2 es la velocidad del viento medida a 2 m sobre la superficie del suelo (m s^{-1}); e_s es la presión de saturación de vapor de agua (kPa); e_a es la presión de vapor (kPa); Δ es la pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); y γ es la constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Información Disponible

En la zona de estudio se dispone de información de doce estaciones climáticas y una hidrológica (Fig. 1). En la Tabla 1 se resume las características principales de la información hidroclimática disponible para el presente estudio.

En cuanto a cartografía temática se dispuso de un Modelo Digital de Elevación (MDE) desarrollado en base a curvas de nivel a escala 1:50.000 por parte del Instituto Geográfico Militar del Ecuador (IGM). Se dispuso además de Información de cobertura del suelo (año 2002) a escala 1:50.000 basada en el informe de consultoría "Plan de Manejo de la Cuenca de los Ríos Quijos y Salado y Primera Etapa Piloto de Reforestación, (CTOTAL, 2012)". En cuanto a las unidades principales de suelos se contó con información a escala 1:250.000 de textura y taxonomía de los suelos proveniente del Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuacultura y Pesca del Ecuador (MAGAP). Es claro que la escala más desfavorable es la de la información de suelos.

METODOLOGÍA

Preparación del modelo hidrológico

Etapas de modelación

Los parámetros del modelo hidrológico se modificaron mediante un proceso de ajuste entre

los valores mensuales simulados y los observados en la estación Cosanga Aj Quijos. Se consideraron los periodos de calibración [Enero 1974-Diciembre 1995] y de validación [Enero 1996-Diciembre 2006]. El período de calibración fue precedido por un período de calentamiento (warming-up), de tres años, mediante el cual se buscó atenuar el efecto de las condiciones iniciales asumidas al inicio de la simulación de calentamiento (Vázquez et al., 2002). Los valores simulados durante el período de calentamiento no se consideran al momento de evaluar las predicciones del modelo numérico.

Unidades de Respuesta Hidrológica (URH)

En experiencias anteriores WEAP se ha utilizado para la construcción de modelos hidrológicos semi-distribuidos, discretizados espacialmente ya sea por subcuencas (Centro de Cambio Global UC., 2009) o por bandas de elevación (Vargas, 2012). Tomando en cuenta que uno de los objetivos del presente estudio es la determinación de la producción de agua de cada uso de suelo y cómo estos influyen en la composición del hidrograma natural de la cuenca, se plantea una discretización espacial a través de las coberturas de suelo existentes, es decir, cada cobertura de suelo se representa como una URH. Con el fin de evitar una fuerte parametrización del modelo hidrológico, se ha realizado una caracterización general considerando a las tres coberturas principales de la cuenca (Fig. 1): páramo ($98,10 \text{ km}^2$), bosque ($240,80 \text{ km}^2$), y pasto ($162,90 \text{ km}^2$). Dicha caracterización conlleva a que el ajuste del modelo se lo realice a través de la ecuación de continuidad (4):

$$Q_c = Q_{pa} + Q_b + Q_p \quad (4)$$

, donde Q_c es el caudal observado en la estación Cosanga Aj. Quijos ($\text{L}^3 \text{ T}^{-1}$); Q_{pa} es el caudal simulado en la zona de páramo ($\text{L}^3 \text{ T}^{-1}$); Q_b es el caudal simulado en la zona de bosque ($\text{L}^3 \text{ T}^{-1}$); y Q_p es el caudal simulado en la zona de pasto ($\text{L}^3 \text{ T}^{-1}$).

Para la representatividad de las principales variables climáticas como precipitación y temperatura, en cada URH, se utilizó un procedimiento análogo al utilizado por Vargas (2012). Este método implica la discretización de las propiedades meteorológicas por bandas de elevación. En cuanto a la extrapolación de valores, Vargas (2012) utiliza gradientes altitudinales para la escala temporal anual, mientras que a nivel mensual el método es el mismo que se menciona a continuación en el presente artículo, con la excepción de que para la precipitación Vargas (2012) utiliza el mismo valor promedio para todos los años, mientras que en el presente estudio se utiliza un promedio anual para cada uno de los años de estudio.

Tabla 1. Características de las estaciones hidrometeorológicas disponibles

Código	Estación	Variable disponible	Estadística P	Estadística T	Estadística HR	Estadística V
M-188	Papallacta	P,T,HR,V	Ago 63-Dic 08	Ago 63-Nov 12	Ago 63-Nov 12	-
M-201	El Chaco	P,T,HR,V	Jul 77-Dic 94	Ene 78-Ago 93	Jul 77-Ago 93	-
M-208	Río Salado	P,T,HR,V	Sep 77-Jun 93	Jun 77-Ago 93	Jun 77-Ago 93	-
M-215	Baeza	P,T,HR,V	Feb 74-Jul 93	Feb 74-Ago 93	Feb 74-Ago 83	Ene 82-Ago 93
M-1124	Sierra Azul	P,T,HR,V	Ene 96-Sep 13	May 96-Sep 13	Abr 96-Sep 13	Abr 96-Sep 13
M-436	Cuyuja	P	Ene 78-Dic 08	-	-	-
M-486	Borja Misión Josefina	P	Ene 66-Ene 01	-	-	-
M-490	Sardinas-Napo-INAMHI	P	Mar 73-Dic 09	-	-	-
M-545	Oyacachi	P	Feb 74-Nov 92	-	-	-
M-546	Cosanga	P	Ene 74-Feb 93.	-	-	-
M-349	La Cocha	P	Ene 64-Mar 99	-	-	-
M-577	Cajas-Pedregal	P	Abr 63-Ago 75	-	-	-
H-731	Cosanga Aj. Quijos	Q	Ene 71-Jun 06	-	-	-

Leyenda: M = meteorológica; H = hidrológica; P = precipitación; T = temperatura media; HR = humedad relativa; V = viento; Q = caudal.

Caracterización climática

Así, en el caso de la temperatura se obtuvo gradientes lineales mensuales, relacionando los promedios históricos mensuales en las estaciones disponibles con su respectiva altitud. Luego, con ayuda de un Sistema de Información Geográfica (SIG) y en base al MDE de la cuenca de estudio se obtuvo valores promedios mensuales de temperatura para cada URH. Finalmente se decidió calcular un factor de conversión mensual (FC), entre los valores promedios de temperatura de una estación de referencia y cada URH. Su fórmula de cálculo se la indica en (5).

$$C_i = \frac{TM_{mes i}^{URHj}}{TM_{mes i}^{Est. Referencia}} \quad (5)$$

, donde, TM representa la temperatura promedio mensual en el mes i de la URH j en el numerador y de la estación de referencia en el denominador. FC_i es el factor de conversión que permite calcular la temperatura T en la URH j, para cada mes i y año k, a partir de los valores de T de la estación de referencia (estación Baeza para el presente estudio) perteneciente al mes y el año. Esto se lo hace mediante (6):

$$T_{mes i,k}^{URHj} = FC_i * T_{mes i,k}^{Est. Referencia} \quad (6)$$

La representatividad de la precipitación se la realizó a través de curvas isoporcentuales e isoyetas. En

una cuenca dicho criterio se cumple si el régimen de precipitaciones y su variación espacial dependen de los efectos topográficos.

En este contexto, la variabilidad espacial de un evento de lluvia generalmente corresponderá a la variabilidad de su precipitación anual normal, por lo tanto, al calcular el cociente entre la precipitación observada en cada estación y la de la precipitación anual normal representativa, los coeficientes tienden a ser constantes (Espíldora et al., 1975), es decir, isoyetas constantes, por lo tanto las isoyetas de la precipitación anual normal serán una versión amplificada de la lluvia en estudio.

Considerando este criterio y a partir de la información de precipitación disponible y la aplicación de un SIG se obtuvo los valores de la precipitación anual normal para la cuenca de estudio y para cada URH, aplicando para ello el método de interpolación geoestadístico Krigin ordinario.

Luego a partir de (7) se calculó el valor de la variación porcentual de la precipitación para cada URH:

$$VPP = \frac{PA_{anual}^{URHj}}{PA_{anual}^{Est. Referencia}} \quad (7)$$

, donde, PA representa la precipitación anual normal en el año de la URH j en el numerador y de la estación de referencia (estación Cosanga para el presente estudio) en el denominador. VPP es la variación porcentual que permite calcular la precipitación P en

la URH j , para cada mes i del año k , a partir de los valores de P de la estación de referencia, aplicando para ello la siguiente ecuación.

$$P_{\text{mes } i, k}^{\text{URH } j} = \text{VPP} * P_{\text{mes } i, k}^{\text{Est. Referencia}} \quad (8)$$

Esta metodología se sustenta en la suposición de que existe una relación entre la variación estacional meteorológica de la estación de referencia y las URH. También supone que la relación entre los valores promedio de una estación de referencia y los registrados en cada uno de los usos del suelo se mantiene a lo largo de los años para un mes dado, lo cual no es necesariamente cierto.

Por otro lado, las variables de humedad relativa y velocidad de viento están caracterizadas por una pobre información histórica lo cual dificulta un buen análisis de caracterización climática. En este sentido, se decidió ingresar al modelo los promedios mensuales de cada variable. Para ello, en el caso de la humedad relativa se utilizó el mismo método de discretización y de interpolación de la precipitación, utilizando en este caso a la estación Baeza como referencia. En cuanto a la velocidad de viento se utilizó para cada URH el promedio de los valores registrados en las estaciones Baeza y Sierra Azul.

Criterio de ajuste

El criterio de ajuste se refiere al rendimiento del modelo a través de la comparación de los caudales simulados y observados. En este estudio se ha utilizado el coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS) (Nash y Sutcliffe, 1970) o Coeficiente de Eficiencia EF_2 (Vázquez et al., 2002). Su rango varía desde $-\infty$ a 1 y determina la magnitud relativa de la varianza residual en comparación con la variación de datos medidos. Si la simulación es perfecta, $NS=1$; si se intentase ajustar las observaciones con el valor promedio, entonces $NS=0$; un valor negativo representa un modelo demasiado pobre, inferior a considerar la media de las observaciones como el valor simulado:

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^m (Q_{\text{obs}} - Q_{\text{sim}})^2}{\sum_{i=1}^m (Q_{\text{obs}} - Q_{\text{pobs}})^2} \quad (9)$$

, donde, m es el número total de observaciones disponibles en el periodo considerado; Q_{obs} es el caudal observado en el mes i ($L^3 T^{-1}$); Q_{sim} es el caudal simulado en el mes i ($L^3 T^{-1}$); Q_{pobs} es el caudal promedio de la serie observada ($L^3 T^{-1}$).

En este estudio también se ha calculado el coeficiente de determinación (R^2) el mismo que es el cuadrado del coeficiente de correlación lineal de

Pearson (r) que se considera normalmente en el contexto de la regresión lineal entre dos variables. Se ha procedido de esta manera para comparación con otros estudios anteriores que han empleado este segundo estadístico de evaluación de la bondad de simulación de los modelos numéricos.

Parametrización inicial del modelo y análisis de sensibilidad

El proceso de calibración se realizó en un contexto determinista-estocástico, mediante un análisis de sensibilidad basado en simulaciones Monte Carlo (Beven, 1993). Los parámetros que se variaron en el presente trabajo son los 6 (Tabla 2) que normalmente se modifican en la etapa de calibración y han sido escogidos en base a experiencias de trabajos anteriores (Centro de Cambio Global UC., 2009; Young et al., 2009; Ingol-Blanco y McKinney, 2009). Como el modelo hidrológico contempla tres URH (páramo, bosque, y pasto) el análisis de sensibilidad se lo realizó con 18 parámetros.

Las simulaciones Monte Carlo se llevaron a cabo en el contexto de la metodología "Generalised Likelihood Uncertainty estimator (GLUE)" (Beven, 2012; Vázquez, 2010), la misma que implica muestrear una gran cantidad de conjuntos de parámetros (30.000 en el presente caso) generados aleatoriamente considerando una distribución de parámetros escogida a priori (en el presente caso se asumió una distribución uniforme, que refleja ignorancia en relación a la distribución exacta), utilizando los rangos de variación listados en la Tabla 2. El modelo se parametriza y se corre con cada uno de los juegos de valores de los parámetros muestreados y cada una de las respectivas simulaciones se evalúan en función de las observaciones mediante el coeficiente NS (o EF_2). Luego se generan diagramas de dispersión ("dot plots" según Beven, 1993) para cada uno de los parámetros considerados en el análisis (18 en total en el presente estudio) graficando en la abscisa el rango de variación del parámetro analizado y en la ordenada los valores de (NS) que reflejan la eficiencia o bondad de ajuste ("likelihood"). Si bien este método exige mucho tiempo de simulación para considerar todos los juegos de parámetros, tiene la ventaja de que se puede explorar de mejor manera todo el espacio complejo de los parámetros del modelo (Buytaert et al., 2003; Vázquez, 2003).

En cuanto a los valores iniciales de la lámina de agua en el estanque superior (Z_1) e inferior (Z_2) se estableció un valor del 50%.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis de sensibilidad

El análisis determinístico-estocástico en base a simulaciones Monte Carlo se realizó en el periodo de calibración. La forma de los diagramas de dispersión, caracterizada por un límite superior plano de la

distribución de NS, sugiere la insensibilidad de todos los parámetros estudiados, evidenciando de esta manera el fenómeno de equifinalidad, es decir, no se

pudo encontrar un único juego óptimo de valores de los parámetros del modelo (fenómeno caracterizado por un pico en la distribución de NS).

Tabla 2. Rango de variación de los valores de los parámetros incluidos en el presente análisis

Parámetro	Acrónimo	Unidad	Límites del rango de variación	
			Inferior	Superior
Factor de resistencia al escurrimiento	FR	-	0,10	10
Almacenamiento del suelo en el estanque superior	Z_{1max}	mm	100	4.500
Almacenamiento profundo en el estanque inferior	Z_{2max}	mm	100	7.500
Conductividad en la zona radicular o estanque 1	K1	mm mes-1	700	6.100
Conductividad en la zona profunda o estanque 2	K2	mm mes-1	50	800
Dirección preferencial del flujo	Df	-	0	1

Es importante mencionar que en relación al parámetro FR, para las URH bosque (Fig. 3) y pasto, se evidenció cierta tendencia a un valor mínimo óptimo, pero se cree que esta sensibilidad no es demasiado fuerte ya que no se observa un pico demasiado marcado en la distribución del coeficiente NS. A manera de ilustración se presenta en la Fig. 3 los diagramas de dispersión para el parámetro FR correspondiente a los usos bosque y páramo. Es importante recalcar que cada uno de los puntos en los diagramas de dispersión corresponde a un juego de valores de los parámetros del modelo, es decir, cada punto representa una simulación. La amplitud de cada diagrama de dispersión se corresponde con el rango de variación del respectivo parámetro del modelo (Tabla 2). La figura ilustra que se obtuvieron valores aceptables del coeficiente NS, en el orden de 0,79.

El fenómeno de equifinalidad comprobado en el presente estudio se puede atribuir entre otros aspectos a errores en las definiciones de contorno, en la estructura del modelo numérico y en los datos empleados en la modelación (Vázquez, 2003; Vázquez, 2010). En este sentido, es lógico pensar que varios conjuntos de valores de los parámetros del modelo que producen buenas simulaciones no necesariamente corresponden a la realidad física de la cuenca.

Se puede afirmar entonces que no es posible establecer con certeza que una combinación de parámetros es correcta (Wagener et al., 2004) y que no necesariamente los valores del conjunto de parámetros que maximicen el ajuste corresponden a los valores del conjunto de parámetros que mejor representan el sistema analizado (que tengan mejor congruencia física).

Definición de parámetros

Demostrado el fenómeno de equifinalidad en el modelo hidrológico se definió un único conjunto de parámetros a partir de un juego de conjuntos de parámetros (3.259 en total) catalogados como

“aceptables”, cuyos valores del coeficiente NS resultaron ser mayores a 0,60. Se estableció que el único conjunto de parámetros debía cumplir con la característica de que además de producir un buen ajuste de los valores observados se pueda representar adecuadamente el comportamiento hidrológico de cada URH.

Para ello se utilizó información secundaria de la zona y características hidrológicas de cada cobertura de suelo desarrolladas en investigaciones realizadas en Colombia y Ecuador.

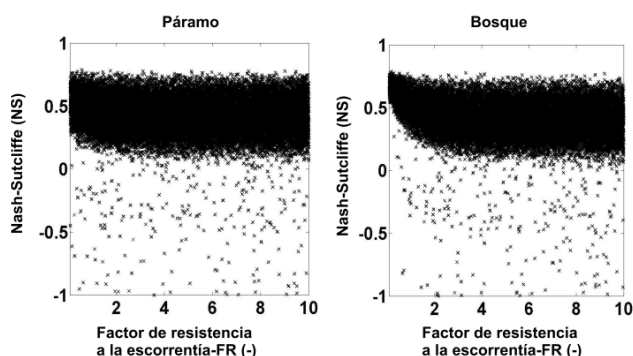


Figura 3. Diagramas de dispersión para el parámetro FR para las URHs páramo y bosque. Obsérvese que para diagrama el límite superior de la distribución del coeficiente NS es plano, sugiriendo de esta forma equifinalidad (insensibilidad)

Páramo: Por estar en la vertiente amazónica a este ecosistema se lo caracteriza como páramo húmedo (Mena y Hofstede, 2006) y por su inaccesibilidad como no intervenido (prístino), su altura promedio en la cuenca de estudio es de 3.770 m s.n.m. En este ecosistema el escurrimiento superficial es un evento muy raro ya que las lluvias se caracterizan por una baja intensidad y muy pocas veces superan la alta capacidad de infiltración del suelo (De Bièvre et al., 2006). Por lo tanto, este tipo de flujo se puede dar únicamente por saturación de los suelos que normalmente ocurren en humedales cercanos a los ríos (Llambí et al., 2012). En estos casos la

alta densificación de su cobertura, su gran capa superficial de materia orgánica y las pendientes fuertes que caracteriza a la URH (39,50 % del área mayor al 50% de pendiente), hace que el valor del parámetro FR escogido sea igual a 8, representando una resistencia alta al escurrimiento superficial, ya que se cree que la capacidad de infiltración del suelo es más determinante que la pendiente del terreno.

Por otro lado, en este tipo de ecosistemas se han estimado aportaciones adicionales de agua producto de la interceptación de la niebla y lluvia transportada por el viento (precipitación horizontal). En este contexto investigaciones en Colombia han calculado valores entre 54 y 273,50 mm año⁻¹ para zonas de páramo (Tobón, 2009b).

En cuanto a los suelos de páramos la literatura los considera bastante homogéneos y en zonas con influencia volcánica se los clasifica como Andisoles (Buytaert et al., 2012), los cuales lamentablemente por efectos de escala de la información de suelos no se los puede visualizar en la zona de estudio. A estos suelos si bien se los caracteriza como poco profundos (Llambí et al., 2012), se ha comprobado que en zonas próximas a la cuenca de estudio pueden alcanzar varios metros (Chimner y Karberg, 2008), lo cual se puede atribuir a la gran influencia volcánica que diferencia a los páramos del sur con los del norte del Ecuador. Estos suelos están constituidos por un estrato orgánico y uno mineral. Su característica principal es la gran capacidad de almacenamiento de agua debido a su alto contenido de materia orgánica en su primer estrato (Buytaert et al., 2012). Su alta porosidad contribuye a grandes conductividades saturadas (entre 10 mm h⁻¹ a 20 mm h⁻¹ (Buytaert et al., 2005), sin embargo, el gran volumen de mesoporos y microporos impiden el flujo sub-superficial rápido aumentando de esta manera la retención de agua. Estas propiedades del suelo hacen que el flujo subsuperficial sea lento; de estas características, además de la geología del entorno, se concluye que el flujo base en suelos de páramos se produce por escorrentía subsuperficial. Otra de las causas que se puede atribuir a este fenómeno son las condiciones en las que el suelo no está saturado, en este caso la conductividad hidráulica (no saturada) cae abruptamente, esto significa que bajo estas condiciones el agua se mueve de manera muy lenta a través del suelo, permitiendo que aunque exista mucha agua almacenada, esta no sea liberada con facilidad (Llambí et al., 2012). Se ha comprobado que en épocas secas el flujo de agua se conduce a través del estrato mineral y épocas húmedas a través del estrato orgánico (Albuja y Tenelanda, 2014).

Ante lo planteado se han calibrado los siguientes valores de parámetros: (a) para simular correctamente el caudal base de los suelos de páramos y la capacidad de retención de agua, se ha estimado un valor de D_f igual a 0,10, un valor de $K_2 = 300 \text{ mm mes}^{-1}$, y un $Z_{2\text{max}} = 2.200 \text{ mm}$; y (b) con el

fin de simular correctamente en el estanque superior la capacidad de retención de agua y las pérdidas evapotranspirativas estimadas en la literatura entre 1 mm día⁻¹ y 1,50 mm día⁻¹ (Hofstede, 1995; Buytaert, 2004) se ha estimado un valor de $K_1 = 700 \text{ mm mes}^{-1}$ y uno de $Z_{1\text{max}} = 500 \text{ mm}$.

Bosque: La altura promedio en la zona de estudio es de 2.743 m s.n.m, por la gran presencia de niebla y por estar bajo el límite del páramo, al ecosistema de estudio se lo conoce como bosque altoandino (Fontúrbel, 2002). Como es normal en todo tipo de ecosistema terrestre la principal entrada de agua es la lluvia, sin embargo, los bosques de alta montaña tienen entradas de precipitación horizontal considerables (Tobón y Arroyave, 2007). De esta manera en los bosques de alta montaña es esencial conocer la fracción de precipitación tanto horizontal y vertical que verdaderamente llega a la superficie del suelo, denominada precipitación neta, la cual está compuesta por las gotas de agua que caen a través de los troncos de los árboles o las ramas. En este contexto se puede analizar la primera limitación en el presente estudio, ya que no se está considerando la precipitación horizontal, aporte de agua importante en este tipo de ecosistema. En bosques montanos puede ocurrir que la precipitación que atraviesa el dosel excede la precipitación vertical debido a los grandes aportes de precipitación horizontal (Tobón y Arroyave, 2008). Experiencias al sur del Ecuador han demostrado aportes de precipitación horizontal desde 50 mm año⁻¹ a 1.700 mm año⁻¹ (Rollenbeck, 2010; Motzer, et al 2011).

La alta densidad de este tipo de bosques hace que parte de la lluvia vertical no llegue a la superficie del suelo, cuya agua interceptada regresa directamente desde el dosel a la atmósfera, dado el proceso de evaporación posterior al evento de lluvia (Tobón, 2009a). Al sur del Ecuador se han estimado valores de interceptación entre 9% y 38% de la lluvia vertical (Motzer, et al 2011; Fleischbein, 2006). Estos altos valores de pérdidas evaporativas por interceptación son atenuados en el balance hídrico por las bajas pérdidas evaporativas del suelo debido a la baja radiación incidente producto de las nubes, lo cual, sumado a la transpiración de los árboles conlleva a un valor relativamente bajo de evapotranspiración, entre 433 mm año⁻¹ y 605 mm año⁻¹ (Tobón y Arroyave, 2007; Motzer, et al 2011; Fleischbein, 2006; Cobeñas, 2007).

La geomorfología del suelo puede estar caracterizada por fuertes pendientes que pueden conllevar a suelos poco profundos y sitios con afloramiento rocosos. La presencia de materia orgánica, hojarasca y los briofitos (principalmente musgos) en el suelo hace que tengan alta capacidad de almacenamiento de agua, la cual es liberada en épocas secas, además de tener una buena capacidad de infiltración (Tobón et al., 2009). Sumándole a esto las lluvias constantes

y la presencia de nubes se concluye que los suelos en este tipo de ecosistemas permanecen húmedos casi todo el año. En este sentido se puede decir que la hidrología de bosques de montaña está caracterizada por un flujo superficial y subsuperficial condicionado principalmente por la superficialidad rocosa, las fuertes pendientes, la capa superior de materia orgánica y la alta permeabilidad del suelo. Un caudal base representado por la regulación de los briofitos, la hojarasca y la materia orgánica, además por el producto de la percolación profunda que existe por la excesiva agua en el suelo y que se da a través de las grietas de la roca (Tobón, 2009a), un importante aporte de la precipitación horizontal, y una evapotranspiración baja debido principalmente a la frecuencia de nubes bajas o niebla. Como se puede analizar la hidrología de bosques alto-andinos se adapta a la conceptualización de método de humedad de suelo de WEAP (Fig. 2), a excepción, claro está, de la falta de consideración de la precipitación horizontal. Los detalles de la calibración se indican a continuación.

Si consideramos el parámetro FR evaluando la pendiente del terreno (igual al páramo, el 39,50 % del área que compone la URH cuenta con pendientes fuertes > 50%) se puede pensar un valor bajo de resistencia del suelo al escurrimiento, sin embargo se cree, semejante al páramo, que la materia orgánica y la hojarasca aumenta esta resistencia pero en menor medida, por lo tanto el factor FR estimado fue de 2.

La información de suelos indica la presencia de inceptisoles en el área que delimita la URH, con textura media (Franco arcillosos limosos a Franco) y moderadamente gruesa (Franco limoso a Franco Arenoso), en un porcentaje del 32,50 y 67,50% respectivamente. Estas propiedades se traducen a valores altos de permeabilidad que al adicionar la presencia de materia orgánica indicaría un horizonte de suelo favorable para la disminución de la escorrentía y la retención de agua. Sin embargo, esta propiedad es minimizada por las pendientes fuertes que caracteriza a esta URH, favoreciendo de esta manera al escurrimiento subsuperficial. Bajo estas consideraciones se han definido los siguientes parámetros: (a) con el fin de representar correctamente en el estanque superior el flujo subsuperficial y las pérdidas evapotranspirativas se ha estimado un valor $K_1 = 2.000 \text{ mm mes}^{-1}$ con un $Z_{1\text{max}} = 200 \text{ mm}$; y (b) el caudal base se lo representó a partir de los valores de $K_2 = 600 \text{ mm mes}^{-1}$, $Z_{2\text{max}} = 200 \text{ mm}$ y un valor de $Df = 0,30$.

Pasto: Este tipo de cobertura se caracteriza por tener suelos degradados debido a la ganadería y a la intervención antrópica. La compactación que sufren estos suelos aumenta la densidad aparente y disminuye la capacidad de infiltración. Su bajo contenido de materia orgánica en el estrato superior hace que tengan poca capacidad de retención de

agua. Por estar a menor altitud sus temperaturas y pérdidas evapotranspirativas son mayores en relación al páramo y el bosque (su altura promedio en la cuenca de estudio es de 2.265 m s.n.m). En este sentido se puede decir que su hidrología está caracterizada por un flujo superficial alto por causa de la saturación del suelo y de su baja capacidad de infiltración, un flujo subsuperficial alto producto de la baja capacidad de retención lo cual conlleva a valores bajos de percolación y flujo base, y pérdidas evapotranspirativas altas por estar en zonas bajas y por lo tanto expuesto a temperaturas mayores. Este tipo de cobertura es la que mejor se adapta a la conceptualización del módulo de humedad de suelo de WEAP (Fig. 2).

La información de suelos indica la presencia de inceptisoles con textura moderadamente gruesa con propiedades buenas de capacidad de infiltración, sin embargo hay que considerar que al ser coberturas intervenidas los suelos tienen modificadas sus propiedades hidrofísicas, caracterizadas por una disminución de la porosidad y, por lo tanto, en su capacidad de almacenamiento de agua, además de disminuir su capacidad de infiltración por la compactación a la que se exponen. Si bien sus pendientes son menores en relación a la del bosque (20,50 % del área que compone la URH posee una pendiente mayor al 50%), su cobertura tiene poca capacidad de resistencia al escurrimiento ya que no posee una capa superficial de materia orgánica u hojarasca que retenga la alta energía cinética que poseen los flujos superficiales. Esta baja capacidad de retención de agua desfavorece la percolación al estrato profundo y aumenta el flujo intermedio. En este contexto se ha definido los siguientes parámetros: (a) para representar la poca capacidad de almacenamiento del suelo superficial y las pérdidas evapotranspirativas se definió valores de $K_1 = 1.000 \text{ mm mes}^{-1}$ y uno de $Z_{1\text{max}} = 100 \text{ mm}$; (b) su resistencia al escurrimiento fue definida con un valor $FR = 1$; y (c) su bajo aporte de caudal base se lo represento mediante los valores de $Z_{2\text{max}} = 100 \text{ mm}$, $K_2 = 500 \text{ mm mes}^{-1}$ y $Df = 0,80$. En la Tabla 3 se indica el resumen de los valores de los parámetros definidos para cada URH. Adicionalmente, en las Tablas 4, 5 y 6 se presenta un resumen de lo expuesto en esta sección del manuscrito con características comunes entre parámetros para facilidad de consulta.

Ajuste del modelo y balance hídrico

Los valores establecidos en los parámetros definieron un modelo con un coeficiente de ajuste $NS = 0,71$ y $0,68$ para el periodo de calibración y validación respectivamente, mientras que para todo el periodo de simulación fue de $0,71$ (Fig. 4a) con un coeficiente de determinación (de regresión lineal) $R^2 = 0,84$ (Fig. 4b). Mediante la Fig. 4c se puede observar como el modelo simula adecuadamente los flujos de la temporada de “verano”, representados

por los caudales del periodo Octubre-Febrero, y no así los caudales de la temporada de “invierno” representados por los caudales del periodo Marzo-Septiembre, que se evidencia particularmente en los meses de Marzo a Julio.

Tabla 3: Parámetros calibrados por el método de humedad del suelo del modelo WEAP en función de cada URH

URH	FR	Z _{1max} (mm)	Z _{2max} (mm)	K ₁ (mm mes ⁻¹)	K ₂ (mm mes ⁻¹)	Df
Páramo	8	500	2.200	700	300	0,10
Bosque	2	200	200	2000	600	0,30
Pasto	1	100	100	1000	500	0,80

Lo anterior conduce a la conclusión de que el modelo está simulando correctamente los flujos base (caudales con probabilidad de excedencia del 90%, según Ingol-Blanco y McKinney, 2009), esto es aún más notorio en el análisis de la curva de duración de caudales totales (Fig. 4d). Se cree que la no representatividad de los valores altos de caudal se lo atribuye a un problema de balance de agua.

En el periodo de calibración se pudo comprobar que el modelo es “sensible” al valor de FR, al ubicar valores mínimos (FR = 0,10) en cada URH, el rendimiento del modelo mejora sustancialmente (Fig. 4e), pasando de un valor de NS = 0,71 ($R^2 = 0,84$) a 0,85 ($R^2 = 0,85$). Sin embargo, este buen rendimiento del modelo exige obtener pérdidas evapotranspirativas muy bajas en relación a las que recomienda la literatura, principalmente en el bosque y páramo, pasando de un valor de 451 mm año⁻¹ a 197 mm año⁻¹ y de 355 mm año⁻¹ a 145 mm año⁻¹ respectivamente. Por su parte la cobertura pasto disminuye su valor de 586 mm año⁻¹ a 271 mm año⁻¹. En la Fig. 4f se puede analizar los valores de evapotranspiración real por cobertura para el modelo original. Lo anterior ratifica la problemática de balance de agua en el modelo ya que al no tener suficiente agua para la representatividad de los caudales altos, el modelo fuerza a un valor FR mínimo con el fin de que se aumente el escurrimiento superficial y subsuperficial y se logre alcanzar los valores altos de caudal, perdiendo de esta manera la representatividad del balance hídrico en la cuenca de estudio, justificando el comportamiento de este parámetro en el análisis de sensibilidad.

Tabla 4: Resumen de los criterios considerados durante el proceso de parametrización del componente Páramo del modelo hidrológico

Escurrimiento superficial	Aportaciones precipitación horizontal	Suelos	Evapotranspiración real
<ul style="list-style-type: none"> • Evento raro, la intensidad de lluvia pocas veces supera la capacidad de infiltración del suelo (De Bièvre et al., 2006). • 39,50 % del área mayor al 50% de pendiente. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de FR = 8.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Valores entre 54 y 273,50 mm año⁻¹ (Tobón, 2009b). <p>No se considera en el modelo.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Andisoles. • Gran capacidad de almacenamiento. Profundidades considerables (Chimner y Karberg, 2008) con gran presencia de materia orgánica. Representación física en WEAP mediante un valor de Z1máx = 500 mm y Z2máx 2200 mm. • Conductividades entre 10 mm h⁻¹ a 20 mm h⁻¹ (Buytaert et al., 2005). • Gran cantidad de mesoporos y microporos que impide flujo superficial rápido. Representación física en WEAP mediante un valor de K1 = 700 mm día⁻¹. • Gran capacidad de regulación. Representación física en WEAP mediante un valor de K2 = 300 mm día⁻¹ y Df = 0,10. 	<ul style="list-style-type: none"> • Valores entre 1 mm día⁻¹ y 1,50 mm día⁻¹ (Hofstede, 1995; Buytaert, 2004). <p>Valores obtenidos en el modelo: 0,97 mm día⁻¹</p>

Tabla 5: Resumen de los criterios considerados durante el proceso de parametrización del componente

Escurrimiento superficial	Aportaciones precipitación horizontal	Suelos	Evapotranspiración
<ul style="list-style-type: none"> • Condicionado por las fuertes pendientes. • 39,50 % del área mayor al 50% de pendiente. • Materia orgánica y hojarasca aumenta la resistencia al escurrimiento. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $FR = 2$.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Valores entre 50 mm año⁻¹ y 1.700 mm año⁻¹ (Rollenbeck, 2010; Motzer, et al 2011). <p>No se considera en el modelo.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Inceptisoles. • Presencia de materia orgánica, hojarasca y briofitos que ayudan al almacenamiento de agua. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $Z1_{máx} = 200$ mm y $Z2_{máx} = 200$ mm.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Textura superficial media. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $K1 = 2000$ mm día⁻¹.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Gran capacidad de regulación. Percolación condicionada por las pendientes fuertes. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $K2 = 600$ mm día⁻¹ y $Df = 0,30$.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Valores entre 1,19 mm día⁻¹ y 1,66 mm día⁻¹ (Tobón y Arroyave, 2007; Motzer, et al 2011; Fleischbein, 2006; Cobeñas, 2007). <p>Valores obtenidos en el modelo: 1,24 mm día⁻¹</p>

Tabla 6: Resumen de los criterios considerados durante el proceso de parametrización del componente
Pasto del modelo hidrológico

Escurrimiento superficial	Aportaciones precipitación horizontal	Suelos	Evapotranspiración
<ul style="list-style-type: none"> • Cobertura con baja resistencia al escurrimiento. • 20,50 % del área que compone la URH posee una pendiente mayor al 50%. • Compactación de suelos favorece al escurrimiento superficial. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $FR = 1$.</p>	<p>Despreciable o nula.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Inceptisoles. • Suelos compactados debido a la intervención antrópica. Baja capacidad de almacenamiento. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $Z1_{máx} = 100$ mm y $Z2_{máx} = 100$ mm.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Textura superficial moderadamente gruesa. • Propiedades hidrofísicas alteradas por intervención antrópica. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $K1 = 1000$ mm día⁻¹.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Pobre capacidad de regulación y percolación debido a la poca capacidad de retención de agua de los suelos. <p>Representación física en WEAP mediante un valor de $K2 = 500$ mm día⁻¹ y $Df = 0,80$.</p>	<ul style="list-style-type: none"> • Por estar a altitudes menores, sus valores son mayores a los producidos en el ecosistema bosque y páramo. <p>Valores obtenidos en el modelo: 1,61 mm día⁻¹</p>

El problema de balance de agua entre otras cosas se atribuye a la incertidumbre asociada a los valores registrados y a la no consideración de la precipitación horizontal, principalmente en el bosque, ya que en la temporada de invierno la neblina y vientos fuertes son más frecuentes y el bosque puede estar interceptando aportes considerables de agua.

En la Fig. 4f se puede apreciar la producción de agua por cobertura de suelo a nivel promedio anual.

Como se observa los aportes de precipitación en cada URH, de mayor a menor, se da en el orden pasto (2.936 mm), bosque (2.894) y páramo (2.618 mm), lo cual justifica el comportamiento de cuencas amazónicas del Ecuador donde la precipitación es inversamente proporcional a la altitud.

Por su parte el flujo base se da en mayor medida en el páramo (2.008 mm año⁻¹), seguido del bosque (1.505 mm año⁻¹), y el Pasto (265 mm año⁻¹). Con el fin de relacionar ésta producción de agua con el área de cada URH se transformó las unidades a caudal, en este caso el orden de aporte se reorganiza en bosque (11,50 m³ s⁻¹), páramo (6,20 m³ s⁻¹), y pasto (1,40 m³ s⁻¹).

En escurrimiento directo (flujo superficial y subsuperficial) los aportes del páramo son mínimos (258 mm año⁻¹), destacándose en este tipo de flujo la cobertura pasto por sus aportes de 2.085 mm año⁻¹, mientras que el bosque posee una producción de 939 mm año⁻¹.

Finalmente en la Fig. 4g se aprecia el hidrograma promedio mensual simulado discretizado por cobertura de suelo. Como se observa existe un aporte mayoritario por parte del bosque representado por un caudal promedio mensual de $18,60 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, seguido por el pasto ($12,30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), y el páramo ($6,90 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Si se considera únicamente los valores de verano estos valores se modifican en $14,50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $7,80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y $6,70 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para el bosque, pasto y páramo respectivamente. Como se puede analizar en esta época el pasto tiene mayor aportación que el páramo, sin embargo, se debe tomar en cuenta que la producción de agua del pasto es en su mayoría escurrimiento directo producto de las precipitaciones ocurridas en esa época, mientras que el aporte del páramo es un valor relativamente constante todo el año.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Mediante el análisis de sensibilidad se demostró el fenómeno de equifinalidad para la presente aplicación de WEAP. En este proceso se evidenció que el parámetro de resistencia al escurrimiento FR tuvo cierta tendencia a un valor óptimo caracterizado por un valor mínimo, sin embargo se demostró que este proceso se dio por un problema de balance de agua atribuido entre otras cosas a la incertidumbre asociada al registro de los valores y a la falta de consideración de la precipitación horizontal, principalmente en el bosque, aporte importante de agua en este ecosistema.

El modelo desarrollado presentó un ajuste caracterizado por el valor $NS = 0,71$ y su rendimiento se lo puede catalogar como relativamente aceptable, ajustándose de buena manera en los caudales bajos no así en los altos. En este sentido, considerando las limitaciones del modelo, se concluyó que la cobertura con mayor producción de flujo base fue el bosque con un valor de $11,50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, seguido del páramo, $6,20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y el pasto, $1,40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

El modelo desarrollado representó las pérdidas evapotranspirativas dentro del rango que sugiere la literatura, principalmente en la cobertura páramo y bosque. En este sentido se estimó un valor de 355 mm año^{-1} para el páramo, 451 mm año^{-1} para el bosque, y 586 mm año^{-1} para el pasto.

En el presente artículo se ha descrito la importancia de entender el funcionamiento hidrológico de los distintos ecosistemas en una cuenca y como estos contribuyen a la regulación hídrica.

En lo que respecta a la cuenca del río Cosanga se evidenció la falta de información para la representación total de su balance hídrico. En este sentido se recomienda que se hagan esfuerzos de cooperación entre instituciones públicas, privadas y no gubernamentales con el fin de investigar y monitorear todos los procesos hidrológicos de la zona ya que ésta en futuro brindará sus servicios hidrológicos al proyecto hidroeléctrico más

importante del país, Coca Codo Sinclair; además de que es considerada como alternativa de intervención para el proyecto futuro de abastecimiento de agua para la ciudad de Quito.

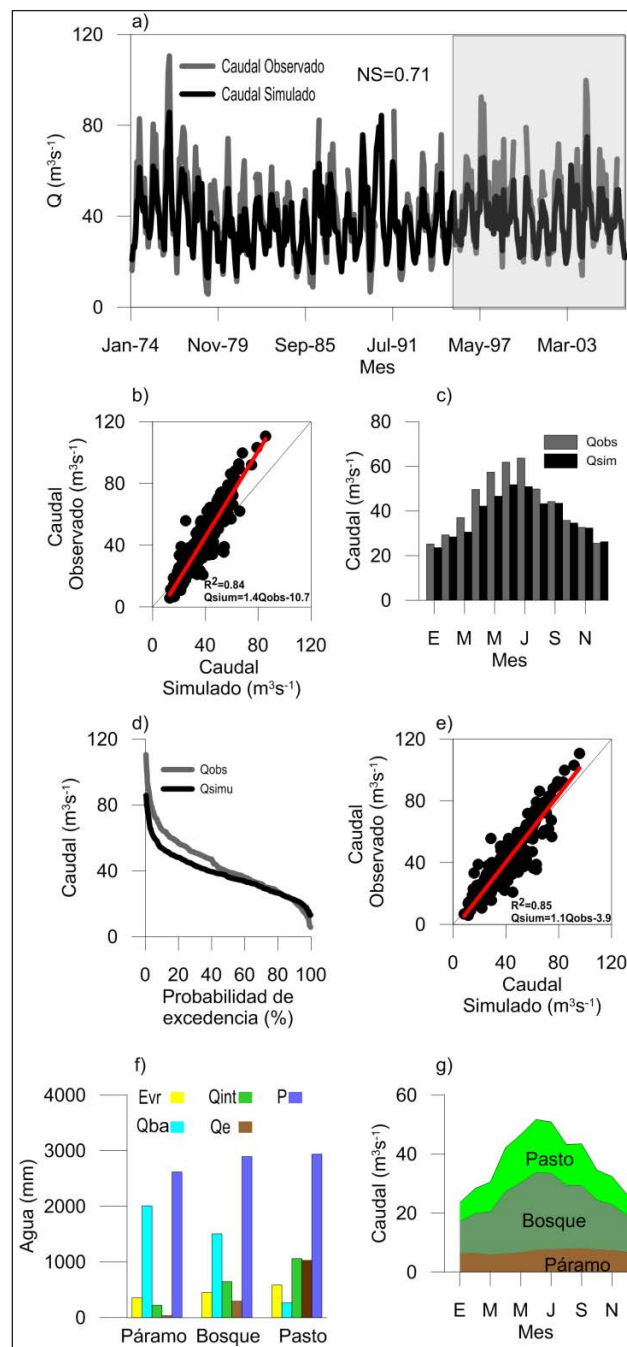


Figura 4: a) hidrograma de caudal simulado y observado en los períodos de calibración validación (resaltado en gris); b) correlación entre el caudal simulado y el observado; c) caudales promedios mensuales; d) curva de duración de caudales totales; e) correlación entre caudal simulado y observado considerando un valor de $FR = 0,10$ para todas las URH; f) análisis de aportaciones, pérdidas y flujos de agua por URH a nivel promedio anual; y g) hidrograma simulado discretizado por URH. Evr es la evapotranspiración real; Qba es el flujo base; Qint es el flujo intermedio; Qe es el flujo por escorrentía y P es la precipitación

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la empresa hidroeléctrica COCASINCLAIR EP por la información cartográfica e hidrometeorológica facilitada para el presente estudio. La preparación del presente artículo se basó en los conocimientos generados en el proyecto “Establecimiento de modelos numéricos para casos selectos de la gestión de recursos hídricos” (DIUC_XI_012), financiado por la Dirección de Investigación de la Universidad de Cuenca (DIUC), dirigido por el segundo autor y en el que el primer autor participó durante una temporada.

REFERENCIAS

- Acosta, L. 2014. Ecosistemas altoandinos, cuencas y regulación hídrica. 2014/11/12. <http://apusdelagua.blogspot.com/2014/09/ecosistemas-altoandinos-cuencas-y.html>.
- Albuja, E., & D. Tenelanda. 2014. Desarrollo de un modelo conceptual lluvia-escurrentía para interpretación de procesos hidrológicos en la cuenca altoandina del río Zhurucay. Tesis de grado, Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador. 58 p.
- Allen, R., L. Pereira, D. Raes, & M. Smith. 1998. Crop Evapotranspiration Guidelines for computing crop water requirements. FAO, Roma, 56 p.
- Arroyave, F. 2007. Contribución de la precipitación horizontal al ciclo hidrológico de los páramos, con referencia inicial al páramo de Guerrero. Tesis de Master of Science, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 112 p.
- Beven, K. 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources* 16: 41–51 p.
- Beven, K. 2012. Rainfall-Runoff Modelling. John Wiley & Sons, Chichester, Inglaterra, 449 p.
- Binley, A.M., K.J. Beven, A. Calver & L.G. Watts. 1991. Changing Responses in Hydrology: Assessing the Uncertainty in Physically Based Model Predictions. *Water Resources Research* 27(6): 1253-1261 p.
- Buytaert, W. 2004. The properties of the soils of the south Ecuadorian paramo and the impact of land use changes on their hydrology. Tesis de Doctorado. Katholieke Universiteit Leuven, Leuven, Bélgica.
- Buytaert, W., R. Céleri, B. De Bièvre, J. Deckers & G. Wyseure. 2003. Modelando el comportamiento hidrológico de microcuencas de páramo en el sur del Ecuador con TOP MODEL. *Revista Universidad del Azuay*, 31-32: 149–157 p.
- Buytaert, W., G. Wyseure, B. De Bièvre, & J. Deckers. 2005. The effect of land-use changes on the hydrological behaviour of Hisitic Andosols in south Ecuador. *Hydrological Processes* 19: 3985-3997 p.
- Buytaert, W., R. Céleri, B. De Bièvre & F. Cisneros. 2012. Hidrología del páramo andino: propiedades, importancia y vulnerabilidad. *Revista Colombia tiene Páramos*, 2: 8-27 p.
- Céleri, R. & J. Feyen. 2009. The hydrology of tropical Andean ecosystems: importance, knowledge status, and perspectives. *Mountain Research and Development* 29(4): 350–355 p.
- Céleri, R., W. Buytaert, C. Tobón, P. Crespo, J. Molina & J. Feyen. 2010. Understanding the hydrology of tropical Andean ecosystems through an Andean network of basins. *IAHS* 336: 209–212 p.
- Centro de Cambio Global UC. 2009. Modelación hidrológica y de recursos hídricos de la cuenca del río Paute. Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile, 87 p.
- Chimner, R. & J. Karberg. 2008. Long-term carbon accumulation in two tropical mountain peatlands, Andes Mountains. *Mires and Peat* 3(4):1-10 p.
- Cobeñas, J. 2007. Estudio Hidrológico de la cuenca del río Jequetepeque. 2014/11/12. <http://www.monografias.com/trabajos60/estudio-cuenca-rio-jequetepeque/estudio-cuenca-rio-jequetepeque3.shtml>.
- Crespo, P., C. Coello & V. Iñiguez. 2008. Evaluación de SWAT2000 como herramienta para el análisis de escenarios de cambio de uso del suelo en microcuencas de montaña del sur del Ecuador. XI Congreso Ecuatoriano de la Ciencia del Suelo, Quito, Ecuador. 13 p.
- CTOTAL 2012. Plan de manejo de la cuenca de los ríos Quijos y Salado y primera etapa piloto de reforestación. Ecuador.
- De Bièvre, B., V. Iñiguez & W. Buytaert. 2006. Hidrología del páramo, importancia, propiedades y vulnerabilidad. In: Proyecto páramo (ed.). Investigaciones biofísicas en el páramo. GTP/Abya Yala.
- Espíldora, B., E. Brown, G. Cabrera & P. Isensee. 1975. Elementos de hidrología. Centro de Recursos Hidráulicos, Universidad de Chile, Santiago, Chile, p.irr.
- Fleischbein, K. 2006. Water budgets of three small catchments under montane forest in Ecuador: experimental and modelling approach. *Hydrological Processes* 20: 2491–2507 p.
- Fontúrbel, F. 2002. Los bosques andinos: reseña biogeográfica y elementos representativos. *Biología L Revista* 10: 12–19 p.
- Hampel, H., J. Cocha & D. Vimos. 2010. Incorporation of aquatic ecology to the hydrological investigation of ecosystems in the high Andes. *Maskana* 1: 91-100 p.

- Hofstede, R. 1995. Effects of burning and grazing on a Colombian páramo ecosystem. Tesis de Doctorado, Hugo the Vries Laboratory. University of Amsterdam.
- Hofstede, R. & P. Mena. 2014. LOS BENEFICIOS ESCONDIDOS DEL PÁRAMO: Servicios ecológicos e impacto humano. 2014/12/13. <http://www.condesan.org/e-foros/paramos2/losbeneficiosescondidosdelpa.htm>.
- Ingol-Blanco, E. & D. McKinney. 2009. Hydrologic Model for the Rio Conchos Basin: Calibration and Validation. CRWR Online Report 08-09, Center for Research in Water Resources, University of Texas at Austin, 2009.
- Llambí, L., A. Soto, R. Céleri, B. De Bièvre, B. Ochoa & P. Borja. 2012. Ecología, hidrología y suelos de páramos. Programa de Capacitación Técnica. Proyecto Páramo Andino-CONDESAN, Quito. 272 p.
- Mantovan, P. & E. Todini. 2006. Hydrological forecasting uncertainty assessment: Incoherence of the GLUE methodology. *Journal of Hydrology* 330: 368-381 p.
- Matamoros, D., E. Guzman, J. Bonini, & P.A. Vanrolleghem. 2005. AGNUS and SWAT Model Calibration for Hydrologic Modelling of an Ecuadorian River Basin under Data Scarcity. *En* Ostfeld A. y J.M. Tyson, (eds.), *River basin restoration and management*. Londres, Inglaterra. p. 71-78.
- Mena, P. & R. Hofstede. 2006. Los páramos ecuatorianos. In: M. Moraes, B. Øllgaard, L. Kvist, F. Borchsenius & H. Balslev (eds.), *Botánica económica de los Andes Centrales*. Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, 557 p.
- Motzer, T., Munz, N., Anhuf, D. & Küppers, M., 2011. Transpiration and microclimate of tropical montane rain forest in southern Ecuador, Tropical Montane Cloud Forests. Ed. L. A. Bruijnzeel, F. N. Scatena, and L. S. Hamilton. 1st ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 447- 455 p.
- Nash, J. & J. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10: 282-290 p.
- Pombosa, E. 1997. Síntesis de los trabajos previos a la modelización hidrológica en la cuenca del río Guayas. Memorias del VII Congreso Nacional de Hidráulica, Escuela Politécnica Nacional (EPN), Quito, Ecuador. 99-110 p.
- Quichimbo, A., R.F. Vázquez & E. Samaniego. 2013. Aplicabilidad de los modelos NAM y DBM para estimar caudales en subcuencas alto andinas de Ecuador. *MASKANA* 4(2): 85-103 p.
- Rollenbeck, R. 2010. Spatial and temporal dynamics of atmospheric water inputs in tropical mountain forests of Southern Ecuador. *Hydrological Processes*. Special Issue Hydrometeorology of tropical montane cloud forests. 25(3): 344-352 p.
- SEI. 2011. WEAP Water Evaluation And Planning System User Guide. Stockholm Environment Institute, 335 p.
- Tobón, C. 2009a. Los Bosques andinos y el Agua. Programa Regional para la Gestión Social de Ecosistemas Forestales Andinos ECOBONA. Quito, Ecuador, 121 p.
- Tobón, C. 2009b. Eco-hidrología de páramos Andinos. 2014/10/08. <https://www.youtube.com/watch?v=L77gkLQx96M>.
- Tobón, C. & F. Arroyave. 2007. Inputs by fog and horizontal precipitation to the páramo ecosystems and their contribution to the water balance. Fog, Fog Collection and Dew. *FogQuest*, La Serena, Chile, 22-27 July, 233-236 p.
- Tobón, C., & F. Arroyave. 2008. Hidrología de los bosques alto-andinos. En *Ecología de Bosques Andinos*, Universidad Nacional de Colombia. J. D. León (ed.), Medellín, Colombia. 213 p.
- Tobón, C., L. Bruijnzeel & A. Frumau. 2009. Physical and hydraulic properties of Tropical Montane Cloud Forest soils and their changes after conversion to pasture. *Proceedings of the Second International Symposium: Science for Conserving and Managing Tropical Montane Cloud Forests*, Waimea, Hawaii, July 27 – August 1, 2004.
- Vargas, X. 2012. Disponibilidad futura de los recursos hídricos frente a escenarios de cambio climático en Chile. CEPAL (ed.), Chile, 227 p.
- Vázquez, R.F. 2003. Assessment of the performance of physically based distributed codes simulating medium size hydrological systems. Tesis de Doctorado, Katholieke Universiteit Leuven, Leuven, Bélgica. 335 p.
- Vázquez, R. 2010. Modelación hidrológica de una microcuenca Altoandina ubicada en el Austro Ecuatoriano. *MASKANA* 1: 79-90 p.
- Vázquez, R.F., L. Feyen, J. Feyen & J.C. Refsgaard. 2002. Effect of grid-size on effective parameters and model performance of the MIKE SHE code applied to a medium sized catchment. *Hydrological Processes* 16(2): 355-372 p.
- Wagener, T., M. Weather, & M. Less. 2004. Rainfall-Runoff modelling and Monte-Carlo analysis toolboxes for Matlab: Monte-Carlo Analysis Toolbox User Manual. 2014/09/10 www.imperial.ac.uk/ewre/research/software/toolkit.
- Young, C., M. Escobar, M. Fernandez, B. Joyce, M. Kiparsky, J. Mount, V. Metha, D. Purkey, J. Viers & D. Yates. 2009. Modeling the Hydrology of Climate Change in California's Sierra Nevada for Subwatershed Scale Adaptation. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)* 45: 1409-1423 p.