



XXIII SEMINARIO NACIONAL DE HIDRÁULICA E HIDROLOGÍA IBAGUÉ, 15 AL 17 DE AGOSTO DE 2018

UNA ESTRATEGIA PARA LA CALIBRACIÓN Y EL ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MODELO HIDROLÓGICO SHIA EN ESCALA INTRADIARIA

Juan Pablo Rendón-Álvarez¹, Carlos Augusto Restrepo¹ y Armando José Ealo²

¹ GOTTA INGENIERÍA S.A.S., Medellín, Colombia, carlos.restrepo@gottaingenieria.com

² ISAGEN, Medellín, Colombia, aealo@isagen.com.co

RESUMEN

Se propone una estrategia de calibración y análisis de sensibilidad, que se prueba en una versión del modelo hidrológico de tanques SHIA, adaptado para la estimación distribuida de caudales intradiarios. La estrategia procede diferenciando los factores calibrables, de acuerdo con el tiempo de residencia de los almacenamientos en la cuenca, sobre los que dichos parámetros tienen influencia, haciendo que se calibren en primer lugar las componentes de flujo de respuesta más lenta y posteriormente las de respuesta más rápida. La búsqueda de parámetros óptimos es realizada por etapas y usando un algoritmo metaheurístico, bajo supervisión continua. Las aplicaciones de la estrategia han conducido a modelos calibrados con mejores indicadores de eficiencia, mejor representación de la curva de duración de caudales, mayor conciencia de la sensibilidad del modelo a los parámetros y en menor tiempo de trabajo, en comparación con la calibración manual o con metaheurística no supervisada.

ABSTRACT

In this work we propose a methodology for calibrating a version of the SHIA tank model. This last was adapted to estimate intraday flow discharges distributed in space. The methodology classifies the calibrating factors, based on the water residence time of all basin storages, and calibrates those factors from those associated with slower responses to those associated to faster responses. The parameter tuning is then accomplished by steps with a metaheuristic algorithm under continuous supervision. Using the strategy we have obtained better efficiency criteria, a better adjust of the discharge duration curve and a improved awareness of the model sensibility to each factor, using less time in comparison with manual or non-supervised metaheuristic calibration.

PALABRAS CLAVE: SHIA, Calibración, Análisis de Sensibilidad

Mayor Información



INTRODUCCIÓN

Para la adecuada toma de decisiones durante gestión y la planificación del recurso hídrico es indispensable el entendimiento de los procesos físicos involucrados en el ciclo hidrológico. Dicho entendimiento mejora sensiblemente con la disposición de registros de variables como la precipitación, el caudal, las texturas de suelos, la cobertura vegetal, la configuración topográfica, etc. En particular, sobre los registros de caudal de corrientes superficiales en Colombia se puede decir que son escasos, tanto por el número de tramos que se encuentran monitoreados, como por el rango de morfologías fluviales que pueden ser muestreadas con confianza. Eso es consecuencia del alto costo y el desafío logístico que representa el mantenimiento continuo en tiempo y espacio de la tecnología de medición. Por ese motivo, la modelación hidrológica se ha convertido en un gran complemento en la administración del recurso hídrico, pues proporciona aproximaciones razonables a un bajo costo. Ello abre el camino para que trabajos como éste se concentren en proponer estrategias que propenden por la optimización los procedimientos de modelación.

Diferentes conceptualizaciones han sido desarrolladas, con el propósito de simular los caudales a la salida de una cuenca. De entre ellas, este trabajo adapta la conceptualización propuesta por Vélez (2001), conocida como *Modelo de Simulación Hidrológica Abierta* (SHIA), la cual ha sido utilizada por Francés et al. (2006), Restrepo-Tamayo (2007), Velázquez (2011), Cataño-Álvarez (2016), Osorio (2017), entre otros. La propuesta en mención se concentra en simular las componentes principales de la fase terrestre del ciclo hidrológico, bajo la consideración de que el único forzante que presenta cambios espacio-temporales conjuntos es la precipitación, siendo las variaciones en esta última, en consecuencia, las moduladoras de la respuesta en términos de escorrentía en una cuenca. La adaptación genera una nueva versión del modelo SHIA, para la cual se desarrolla un análisis de sensibilidad, con base en el cual se propone una estrategia de calibración, basada en la búsqueda supervisada por etapas de los factores de calibración.

El enfoque del trabajo es principalmente metodológico, por lo que la descripción de la versión del modelo y del procedimiento de calibración se presentan de manera extendida, y al final del trabajo se ilustra con un ejemplo el resultado que se pueden obtener con la conceptualización propuesta.

MARCO CONCEPTUAL

En este título se describe la versión del modelo de *Simulación Hidrológica Abierta* (SHIA) que utiliza este trabajo, la cual se basa en la conceptualización propuesta por Vélez (2001). Dicha descripción pasa por la forma en la que se representa topológicamente la cuenca, la estrategia para la estimación espacial de la precipitación, el modelo de producción de escorrentía, la parametrización de la cuenca para simulación y finalmente el procedimiento de calibración y análisis de sensibilidad a los parámetros calibrables.

Representación Topológica de la Cuenca

El modelo representa a la cuenca mediante una discretización en celdas cuadradas, interconectadas entre sí; las cuales se clasifican topológicamente en tres grupos (Velázquez, 2011): celdas de ladera, celdas de corriente permanente y celdas de corriente transitoria. Las celdas de corriente permanente se ubican sobre un cauce formado, suficientemente profundo como para interactuar con la escorrentía subterránea, y en consecuencia poseen permanentemente un flujo base de caudales; a diferencia de las celdas de corriente transitoria, que por no poseer conexión con el medio subterráneo y aunque existe cauce en ellas, la circulación de caudales es intermitente. Finalmente las celdas de ladera no cuentan con cauce formado.

Mayor Información

La división en celdas de la cuenca parte del procesamiento de su Modelo Digital de Elevación (MDE) bajo la conceptualización del modelo de direcciones de drenaje D8 (O'Callaghan y Mark, 1984). A partir de las direcciones se estima un mapa de áreas acumuladas. El mapa de áreas acumuladas, en conjunto con campos de precipitación y evapotranspiración promedio anual, como los estimados por Álvarez-Villa (2007) para toda Colombia, permite la evaluación de un mapa de caudales promedio, a la luz del modelo de balance hídrico de largo plazo. La clasificación de celdas de la cuenca se consigue al imponer dos umbrales UQ_t y UQ_p , sobre el mapa de caudales promedio, tal que las celdas con un caudal promedio mayor o igual que UQ_t y menor o igual que UQ_p se clasifiquen como celdas de corriente transitoria, las celdas con caudal promedio mayor o igual que UQ_p se clasifiquen como celdas de corriente permanente y las celdas que no cumplan con ninguna de las dos condiciones se clasifiquen como celdas de ladera.

Con lo anterior queda definida una red de drenajes en formato ráster, la cual se segmenta posteriormente en tramos con características homogéneas de caudal y pendiente. Para conseguir esto, se identifican sobre los drenajes ráster un conjunto de puntos especiales, a los que se denominará nodos, que pueden ser hidrológicos o topográficos. Los nodos hidrológicos son las celdas en las que confluyen dos o más corrientes, mientras que los topográficos son las celdas en las que se producen cambios significativos de pendiente en el perfil longitudinal de una corriente. Dicho perfil puede ser delineado con el MDE. Los tramos quedan delimitados por la sucesión de dos nodos consecutivos en la dirección de flujo o entre la cabecera de una corriente y el primer nodo consecutivo.

Los tramos son clasificados morfológicamente, con el propósito de obtener una parametrización hidráulica de la red de drenajes, basada en esta unidad de análisis. El método de clasificación consiste en evaluar la relación W_v/W_t , donde W_v es el ancho promedio del valle en el que se inscribe el tramo de corriente y se estima usando el MDE y el *Multiresolution Index of Valley Bottom Flatness* (MRVBF, Gallant y Dowling, 2003), mientras que W_t es el ancho en banca llena del tramo de corriente, bajo la suposición de que su morfología fluvial es trezada. El valor de W_t puede aproximarse en función del área de drenaje acumulada al inicio del tramo, con base en las relaciones empíricas desarrolladas para Colombia por Jiménez (2015). En los casos en los que el confinamiento sea menor o igual al promedio ($W_v/W_t \leq 0,5$) se propone clasificar la morfología de los tramos de acuerdo con la propuesta de Flores *et al.* (2006), estas corresponden mayormente a las corrientes de montaña. En los casos en los que el confinamiento sea mayor al promedio ($W_v/W_t > 0,5$) se propone clasificar la morfología de los tramos de acuerdo con la propuesta de Beechie *et al.* (2006), estas corresponden mayormente a corrientes de planicie.

Las relaciones empíricas propuestas por Jiménez (2015) facilitan la estimación del ancho de un tramo en condición de banca llena W_b , como una función de su clasificación morfométrica y del área de drenaje acumulada al inicio del tramo. Finalmente, bajo las suposiciones de que la geometría transversal de los tramos es parabólica, de que el caudal en condición de banca llena es asimilable a un periodo de retorno, por ejemplo el de 2,33 años (Vélez *et al.*, 2000, han propuesto relaciones de escala válidas para el territorio colombiano para estimar estos caudales) y de que es válida la ecuación de Manning en condición de flujo normal (Yochum *et al.*, 2014, han propuesto una relación para la estimación del n de Manning, como una función de la pendiente de fondo del tramo para el cual se evalúa) es posible dar forma a todos los cauces de la cuenca, hasta el nivel de banca llena.

Distribución Espacial de la Precipitación

La exactitud de los modelos hidrológicos, especialmente de los basados en conceptualizaciones espacialmente distribuidas, está estrechamente relacionada con la adecuada representación de la distribución espacial y la magnitud de la precipitación; esta a su vez depende de la recolección de datos mediante

Mayor Información



monitoreo y su interpolación espacial. El monitoreo puede hacerse utilizando pluviómetros en tierra o instrumentos remotos (radares y satélites). Con los pluviómetros se obtienen medidas directas de la precipitación, pero puntualmente localizadas; ello significa que, descontando los errores de muestreo, los valores de la variable se conocen con certeza en un número limitado de puntos (estaciones). Esta situación resulta desfavorable porque pueden ocurrir tormentas con dimensiones inferiores a la distancia entre las estaciones que se midan parcialmente en los pluviómetros o que no se midan (Rendón-Álvarez, 2014).

Los instrumentos de monitoreo remoto, por su parte, realizan un muestreo espacial mucho más denso, pero las cantidades de la variable se obtienen de forma indirecta; en otras palabras, los totales de precipitación en cada una de las celdas de muestreo de un campo de radar o satelital se obtienen a través de una relación matemática con otra variable correlacionada, generalmente la reflectividad. Consecuentemente la exactitud de las mediciones depende de que tan alta o de que tan baja sea la proporcionalidad entre la precipitación y la variable secundaria usada, y habrá siempre incertidumbre en los campos de precipitación como consecuencia de ello.

Considerando lo anterior, el mejor conocimiento que se puede obtener tanto de la distribución espacial como de la magnitud de la precipitación en un periodo particular, se consigue cuando existen conjuntamente mediciones de instrumentos remotos y de pluviómetro. En ese escenario de información, un algoritmo como el Cokrigado Colocalizado Bajo un Proceso de Markov (CKCM, ver por ejemplo Goovaerts, 1997) permite integrar la buena caracterización de la distribución espacial que hace el instrumento remoto con la precisión local en la cuantificación de la magnitud que proporcionan los pluviómetros, para generar un campo de precipitación óptimo. Este es el algoritmo que se propone usar en este trabajo.

Proceso de Producción de Escorrentía

Durante y después de un evento de lluvia, el agua precipitada recorre la superficie y el suelo, dirigiéndose hacia las quebradas, ríos y otros cuerpos de agua, a lo largo de rutas hidrológicas que se diferencian por el tiempo que le toma al agua recorrerlas completamente. Estos tiempos de tránsito son determinados, entre otras variables, por las características físicas de la vegetación, de la topografía superficial, del suelo, de las formas y patrones observables en la red de drenaje, así como por la intervención antrópica.

Uno de los roles que desempeña la vegetación consiste en interceptar parte del agua precipitada, principalmente en su arquitectura foliar, pudiendo esta última sufrir variaciones temporales en relación con el crecimiento de las plantas y la estacionalidad de las mismas. Otro de los papeles de la vegetación consiste en tomar agua del suelo, mediante su entramado radicular y, de acuerdo con la disponibilidad de agua que esté allí almacenada, dejar pasar más o menos agua hacia su interior. La evapotranspiración depende entonces de la disponibilidad de agua en el suelo y de la habilidad de la planta para realizar el proceso, el cual también puede sufrir variaciones estacionales de acuerdo con las estrategias de adaptación de la planta ante la disponibilidad de agua y energía. Por su parte, la infiltración del agua hacia las capas menos profundas del suelo está determinada no sólo por la cantidad de agua que llega a la superficie vía precipitación no interceptada, goteo desde el dosel y escurrimiento por troncos o tallos, sino también por la permeabilidad del suelo producto de la porosidad inherente a su textura y a los macroporos que en éste pueden formarse ya sea por procesos de tubificación, por la fauna terrestre que se refugia en el suelo, por grietas y fisuras, o por la acción de las raíces de la cobertura vegetal.

Mayor Información

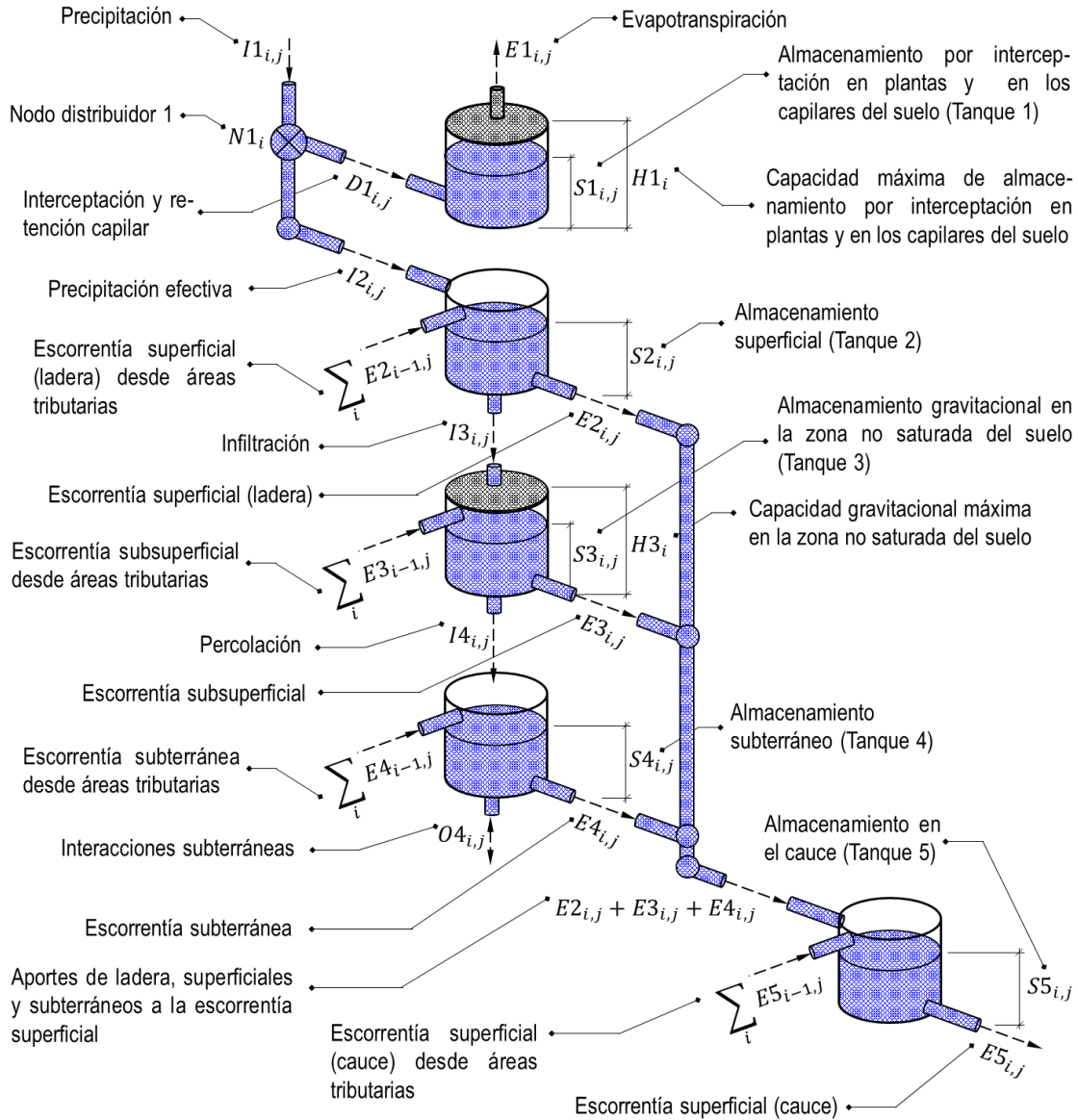


Figura 1. Esquema de la estructura vertical de drenaje y de la interconexión entre celdas en el modelo de simulación hidrológica abierta descrito.

Aunque las contribuciones por escorrentía superficial explican en gran medida los caudales extremos observados a la salida de una cuenca, se ha encontrado que el movimiento del agua en el subsuelo puede explicar altos porcentajes de los volúmenes observados en condiciones de creciente, en especial en zonas de alta pendiente que inducen fuertes componentes de flujo horizontal en el subsuelo. Sin embargo, el sostenimiento de los caudales de la red de drenaje en condiciones de estiaje, lo cual es característico en sistemas fluviales de la Región Andina colombiana en contraparte a zonas más áridas como la Región Caribe, no podría darse sin el rol de las capas más profundas del suelo que son capaces de albergar, por largos períodos de tiempo, el excedente de agua que no es evapotranspirado ni aquel que se convierte superficial o subsuperficialmente en aportes directos a los caudales de la red de drenaje.

El propósito de este apartado consiste en describir los elementos matemáticos que permiten modelar todos los procesos que acaban de describirse, con el ánimo de obtener las magnitudes de escorrentía

Mayor Información

superficial en la red de drenajes. Ante esa meta, resulta relevante volver a considerar la forma de representación topológica, que se ha descrito para las cuencas en el Título 2.1, y que puede ser resumida diciendo que una cuenca puede interpretarse como un conjunto de celdas $x_i, i = 1, 2, \dots, n_{cel}$, sometidas a la precipitación que ocurre durante un conjunto de periodos de tiempo $t_j, j = 1, 2, \dots, n_{per}$, donde n_{cel} y n_{per} representan el número de celdas que componen la cuenca y el número de periodos de precipitación considerados, respectivamente. Los procesos físicos que se han descrito pueden representarse en la celda x_i y el periodo de tiempo t_j , utilizando un conjunto de depósitos interconectados entres sí, de la forma que se esquematiza en la Figura 1.

Como se observa en la Figura 1, la precipitación $I1_{i,j}$, que cae sobre cada celda, se distribuye a los distintos tanques, en la dirección marcada por flechas discontinuas, donde en función del volumen almacenado, se determina su contribución a la escorrentía. El modelo realiza el balance de agua en cada tanque y actualiza los volúmenes almacenados basándose en la ecuación de continuidad (Vélez et al., 2010). La representación matemática de los procesos que ocurren en cada tanque se describe a continuación.

Tanque 1: Representa el almacenamiento por interceptación de precipitación en la arquitectura foliar de las plantas y del agua que se retiene en la zona no saturada del suelo por las fuerzas capilares, por lo tanto el agua almacenada en este tanque no tiene posibilidad de escurrir. De este tanque solo sale agua como producto de la evapotranspiración.

La lámina precipitada $I1_{i,j}$ llega a un nodo distribuidor $N1_i$, desde el que se deriva una cantidad $D1_{i,j}$ hacia el Tanque 1. $D1_{i,j}$ es la porción de la precipitación que es interceptada por la vegetación y/o que queda atrapada en los capilares. Por razones físicas, este tanque tiene una capacidad máxima $H1_i$, que se supone igual a suma de la capacidad máxima de almacenamiento capilar en el suelo y la capacidad máxima de retención de agua en la arquitectura foliar.

La cantidad de agua que continúa el descenso vertical $I2_{i,j}$, desde $N1_i$, es la precipitación efectiva y se encuentra determinada por la cantidad de agua almacenada anteriormente en el Tanque 1 $S1_{i,j-1}$, por $H1_i$ y por $I1_{i,j}$. Al inicio del intervalo de tiempo j se calcula el almacenamiento en el tanque $S1_{i,j}^*$ adicionando a $S1_{i,j-1}$ la diferencia entre $I1_{i,j}$ e $I2_{i,j}$, y teniendo presente que no debe superarse $H1_i$. Estos procesos se representan con las siguientes expresiones:

$$D1_{i,j} = \text{mín}(I1_{i,j}, H1_i - S1_{i,j-1}) \quad [1]$$

$$S1_{i,j}^* = S1_{i,j-1} + D1_{i,j} \quad [2]$$

Una vez calculado el almacenamiento en el tanque para el periodo de tiempo t_j se procede a calcular la evapotranspiración real $E1_{i,j}$, la cual depende de $S1_{i,j}^*$. Así, cuando hay déficit de agua disponible, $E1_{i,j}$ es menor que la evapotranspiración potencial ETP_i . Ya que no es posible que el volumen evapotranspirado sea mayor al volumen almacenado en el tanque, se establece $S1_{i,j}^*$ como la lámina límite de evapotranspiración real en el periodo, esto es:

$$E1_{i,j} = \text{mín}(S1_{i,j}^*, ETP_i) \quad [3]$$

Al final del periodo t_j debe descontarse del almacenamiento, la cantidad de agua evapotranspirada:

$$S1_{i,j} = S1_{i,j}^* - E1_{i,j} \quad [4]$$

Tanque 2: Representa el agua que fluye sobre la ladera en forma de escorrentía directa, la cual depende de la cobertura vegetal y del tipo, uso y manejo del suelo. La cantidad de agua que fluye sobre la ladera, en forma de escorrentía directa, depende de la diferencia entre la precipitación y la cantidad de agua que es interceptada en la vegetación o atrapada en los capilares del suelo, así como de la infiltración de agua hacia el suelo.

La precipitación efectiva $I2_{i,j}$ ingresa directamente al almacenamiento superficial, donde se determinan la escorrentía superficial sobre la ladera $E2_{i,j}$ y la cantidad que continúa el flujo vertical al infiltrarse en el suelo $I3_{i,j}$. El valor de $I3_{i,j}$ depende de la conductividad hidráulica de la superficie del suelo ks_i y de la cantidad de agua que se encuentre en el almacenamiento subsuperficial (Tanque 3), pues este último posee una capacidad límite $H3_i$ que no puede ser superada. Ante esto, $I3_{i,j}$ debe calcularse como el valor mínimo entre la cantidad que saturaría el almacenamiento subsuperficial y el flujo permitido por ks_i . Todo esto se resume en las siguientes expresiones:

$$I2_{i,j} = I1_{i,j} - D1_{i,j} \quad [5]$$

$$I3_{i,j} = \max[0, \min(S2_{i,j-1} + I2_{i,j}, ks_i^*, H3_i - S3_{i,j}^{**} + E3_{i,j}^{**} + I4_{i,j}^{**})] \quad [6]$$

donde $S3_{i,j}^{**}$, $E3_{i,j}^{**}$ e $I4_{i,j}^{**}$ son aproximaciones que se hacen a variables del Tanque 3 en el momento de tiempo t_j , que recursivamente pueden asimilarse a sus valores en el momento de tiempo t_{j-1} . Por otra parte, ks_i^* representa la tasa de infiltración efectiva en medio no saturado, la cual puede estimarse con base en la tasa de infiltración en condiciones de saturación ks_i y el porcentaje de saturación del suelo $ps_{i,j} = S3_{i,j}^{**}/H3_i$, como se describe en Van Genuchten (1980):

$$ks_{i,j}^* = ks_i \left(\frac{S3_{i,j}^{**}}{H3_i} \right)^a \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{S3_{i,j}^{**}}{H3_i} \right)^c \right]^b \right\} \quad [7]$$

donde a , b y c son constantes que dependen del tipo de suelo y sus valores pueden ser consultados en función de la textura en Van Genuchten (1980).

Al inicio del periodo de tiempo t_j , debe estimarse el almacenamiento superficial $S2_{i,j}^*$, utilizando la siguiente ecuación:

$$S2_{i,j}^* = S2_{i,j-1} + I2_{i,j} + \sum_i E2_{i-1,j} - I3_{i,j} \quad [8]$$

donde $\sum_i E2_{i-1,j}$ representa la acumulación de aportes al almacenamiento superficial que hacen las celdas adyacentes, ubicadas aguas arriba e hidrológicamente conectadas con la celda x_i , en el periodo t_j . Este flujo se va acumulando en los tanques de almacenamiento superficial de las celdas del tipo ladera, a lo largo de la trayectoria de drenaje, hasta que se encuentra una celda del tipo cauce, en las que se entrega a las corrientes.

Por otro lado, el valor de $E2_{i,j}$ puede ser calculado como se muestra en la Ecuación 9, donde la velocidad de flujo en ladera $U2_{i,j}$ y el área transversal del flujo $A2_{i,j}$ se estiman de manera iterativa a partir de las Ecuaciones 10 y 11, que a su vez involucran la Ecuación de Manning y el principio de conservación de masa.

$$E2_{i,j} = \frac{U2_{i,j} \Delta t}{U2_{i,j} \Delta t + \Delta x_i} S2_{i,j}^* \quad [9]$$

$$U_{2,i,j} = \frac{\alpha_2}{n_2} A_{2,i,j}^{2\beta_2/3} T S_i^{1/2} \quad [10]$$

$$A_{2,i,j} = \frac{S_{2,i,j}^*}{U_{2,i,j} \Delta t + \Delta x_i} \quad [11]$$

donde α_2 y β_2 son factores que dependen de la geometría de la superficie y que se han tomado iguales a 0,038 y 0,315, respectivamente, de acuerdo con la propuesta para terreno natural que recoge (Vélez, 2001). n_2 es el n de Manning en la ladera y $T S_i$ es la pendiente del terreno en la dirección de flujo del agua.

Al final del periodo t_j debe descontarse, del almacenamiento superficial, la cantidad excedente de agua, es decir:

$$S_{2,i,j} = S_{2,i,j}^* - E_{2,i,j} \quad [12]$$

Tanque 3: Representa el agua almacenada en la zona no saturada del suelo, que tiene la posibilidad de fluir a través del medio poroso, al no estar sometida a fuerzas capilares. También se lo conoce como almacenamiento gravitacional.

La cantidad de agua infiltrada $I_{3,i,j}$ ingresa directamente al almacenamiento gravitacional en la zona no saturada del suelo, donde se determinan la cantidad de agua que continúa el flujo vertical al percolarse $I_{4,i,j}$ y la cantidad de agua que escurre por el medio poroso no saturado $E_{3,i,j}$. El valor de $I_{4,i,j}$ depende de la conductividad hidráulica del suelo en condiciones de saturación por debajo del nivel freático kd_i y no puede exceder la lámina de agua actualmente almacenada en el Tanque 3 $S_{3,i,j}$. Entonces el valor de $I_{4,i,j}$ se calcula como:

$$I_{4,i,j} = \text{mín}(S_{3,i,j-1} + I_{3,i,j}, kd_i) \quad [13]$$

Al inicio del periodo de tiempo t_j , se estima el almacenamiento subsuperficial $S_{3,i,j}^*$, utilizando la siguiente ecuación:

$$S_{3,i,j}^* = S_{3,i,j-1} + I_{3,i,j} + \sum_i E_{3,i-1,j} - I_{4,i,j} \quad [14]$$

donde $\sum_i E_{3,i-1,j}$ representa la acumulación de aportes al almacenamiento gravitacional que hacen las celdas adyacentes, ubicadas aguas arriba e hidrológicamente conectadas con la celda x_i en el periodo t_j . Este flujo se va acumulando en los tanques de almacenamiento gravitacional de las celdas del tipo ladera, a lo largo de la trayectoria de drenaje, hasta que se encuentra una celda del tipo cauce, en las que se entrega a las corrientes.

Hecho esto se procede a determinar el agua que sale como excedente del Tanque 3 $E_{3,i,j}$:

$$E_{3,i,j} = \frac{U_{3,i,j} \Delta t}{U_{3,i,j} \Delta t + \Delta x_i} S_{3,i,j}^* \quad [15]$$

La ley de Darcy puede usarse para estimar $U_{3,i,j}$. Debido a que se trata de cuencas de alta montaña, es válida la suposición de que el gradiente hidráulico es igual a la pendiente del terreno, por lo tanto:

$$U_{3,i,j} = k s_i T S_i \quad [16]$$

Al final del periodo t_j debe descontarse del almacenamiento gravitacional la cantidad excedente de agua, es decir:

$$S3_{i,j} = S3_{i,j}^* - E3_{i,j} \quad [17]$$

Tanque 4: Representa los procesos de escorrentía de agua que ocurren en la zona del suelo que se encuentra por debajo del nivel freático, en condiciones de saturación, siendo lo que podría considerarse como el acuífero.

La cantidad de agua que se percola $I4_{i,j}$ ingresa directamente al almacenamiento subterráneo, allí pueden ocurrir interacciones $O_{i,j}$, que serán positivas si la cuenca gana agua subterráneamente o negativas si la cede a otras cuencas vecinas. El valor de $O_{i,j}$ se estima con la conductividad hidráulica en las zonas de interacción ki_i y no puede exceder el valor actualmente almacenado en el Tanque 4 $S4_{i,j}$, esto es:

$$O_{i,j} = \text{mín}(S4_{i,j-1} + I4_{i,j}, ki_i) \quad [18]$$

Al inicio del periodo de tiempo t_j , se estima el almacenamiento subterráneo $S4_{i,j}^*$, utilizando la siguiente ecuación:

$$S4_{i,j}^* = S4_{i,j-1} + I4_{i,j} + \sum_i E4_{i-1,j} \pm O4_{i,j} \quad [19]$$

Hecho esto se procede a determinar el agua que sale como excedente del Tanque 4 $E4_{i,j}$:

$$E4_{i,j} = \frac{U4_{i,j}\Delta t}{U4_{i,j}\Delta t + \Delta x} S4_{i,j}^* \quad [20]$$

La ley de Darcy puede usarse para estimar $U4_{i,j}$. Debido a que se trata de cuencas de alta montaña, es válida la suposición de que el gradiente hidráulico es igual a la pendiente del terreno, por lo tanto:

$$U4_{i,j} = kd_i TS_i \quad [21]$$

Al final del periodo t_j debe descontarse del almacenamiento subterráneo, la cantidad excedente de agua, es decir:

$$S4_{i,j} = S4_{i,j}^* - E4_{i,j} \quad [22]$$

Tanque 5: Representa la cantidad de agua almacenada en las corrientes, por lo tanto este tanque sólo se encuentra presente en celdas de corriente transitoria o permanente, y recibe el agua excedente de todos los tanques de las celdas adyacentes, ubicadas aguas arriba y conectadas hidrológicamente con la celda x_i .

La obtención del almacenamiento en el quinto tanque de la celda x_i , al inicio del periodo de tiempo t_j $S5_{i,j}^*$, se reduce a incorporar al almacenamiento preexistente $S5_{i,j-1}$, la sumatoria de los excedentes que se generan en la celda por los almacenamientos superficial $E2_{i,j}$, gravitacional en zona no saturada $E3_{i,j}$ y subterráneo $E4_{i,j}$, más el aporte del tanque de almacenamiento en el cauce de las celdas ubicadas aguas arriba $E5_{i-1,j}$; matemáticamente:

$$S5_{i,j}^* = S5_{i,j-1} + E2_{i,j} + E3_{i,j} + E4_{i,j} + \sum_i E5_{i-1,j} \quad [23]$$

La cantidad $E4_{i,j}$ en esta expresión se vuelve nula cuando el cauce es de tipo transitorio, ya que, de acuerdo con la conceptualización, estos no se encuentran conectados con el acuífero y por lo tanto, debe ser trasladada subterráneamente hacia aguas abajo.

Por otro lado, el valor de $E5_{i,j}$ puede ser calculado como se muestra en la Ecuación 24, donde la velocidad de flujo en el cauce $U5_{i,j}$ y el área transversal del flujo $A5_{i,j}$ se estiman de manera iterativa a partir de las Ecuaciones 25 y 26, que a su vez involucran la Ecuación de Manning y el principio de conservación de masa.

$$E5_{i,j} = \frac{U5_{i,j}\Delta t}{U5_{i,j}\Delta t + \Delta x_i} S5_{i,j}^* \quad [24]$$

$$U5_{i,j} = \frac{\alpha_5}{n_5} R5_{i,j}^{2\beta_5/3} TS_i^{1/2} \quad [25]$$

$$A5_{i,j} = \frac{S2_{i,j}^*}{\Delta x + U5_{i,j}\Delta t} \quad [26]$$

donde α_5 y β_5 son factores que dependen de la geometría hidráulica de la sección y del ajuste parabólico con el que se representan los cauces. n_5 es el n de Manning en el cauce y TS_i es la pendiente del terreno en la dirección de flujo del agua.

Al final del periodo t_j , debe descontarse del almacenamiento en el cauce la cantidad excedente de agua, es decir:

$$S5_{i,j} = S5_{i,j}^* - E5_{i,j} \quad [27]$$

Procedimiento de Calibración

Debido a que la mayoría de las variables de base, incluidas en la conceptualización del modelo hidrológico, se obtienen de manera indirecta y utilizando información que proviene de fuentes con diferentes calidades y escalas, la incertidumbre asociada con su estimación y los efectos de escala espacial y temporal suelen ser tan significativos, que difícilmente la versión inicial del modelo alcanza a reproducir el comportamiento del flujo base, los picos y las recesiones que se observan en las estaciones limnimétricas (Francés *et al.*, 2007). Durante el procedimiento de calibración se supone que las diferencias entre los caudales observados y los simulados por el modelo son consecuencia de la incertidumbre sobre esas variables de base, y además que esas diferencias pueden ser minimizadas al escalar las variables de base por unos factores R_k , $k = 1, 2, \dots, 10$ (ver la Tabla 1); los cuales se ajustan a partir de la serie de caudales observados.

En este trabajo se propone que los factores R_k sean ajustados en las siguientes etapas:

- Ajustar el factor R_{10} , buscando que el volumen de agua precipitada durante el periodo de calibración sea igual al volumen de agua escurrida, que se observa durante ese mismo periodo en la estación de caudales, después de descontar las salidas por evapotranspiración y posibles intercambios con cuencas vecinas. Si la serie de calibración es suficientemente extensa, este ajuste puede conseguirse al resolver iterativamente esta expresión:

$$R_{10}^{(l)} = \frac{\bar{P}}{\bar{P} + \frac{\bar{Q}}{A_c} - P^{(l-1)} + \bar{E}^{(l-1)}} \quad [28]$$

la cual resulta de plantear un balance hídrico en el largo plazo. En ella \bar{P} , \bar{E} y \bar{Q} son la precipitación, evapotranspiración real y caudal promedios de largo plazo en la cuenca, A_c es el área de cuenca y los superíndices entre paréntesis indican los índices de iteración de las variables. Expresiones para el cálculo de \bar{E} se pueden encontrar en Vélez *et al.* (2000).

Tabla 1. Factores de calibración para la conceptualización de la versión descrita del modelo SHIA.

Factor	Variable que calibra	Ecuación
R_1	Capacidad máxima del almacenamiento capilar y en dosel arbóreo	$H1 = R_1 \cdot H1^*$
R_2	Capacidad máxima de almacenamiento subsuperficial	$H3 = R_2 \cdot H3^*$
R_3	Conductividad hidráulica de la zona no saturada del suelo	$ks = R_3 \cdot ks^*$
R_4	Conductividad hidráulica de la zona saturada del suelo	$kd = R_4 \cdot kd^*$
R_5	Tasa de intercambio subterráneo	$ki = R_5 \cdot ki^*$
R_6	Velocidad superficial de flujo en la ladera	$U2 = R_6 \cdot U2^*$
R_7	Velocidad de flujo subsuperficial	$U3 = R_7 \cdot U3^*$
R_8	Velocidad de flujo subterránea	$U4 = R_8 \cdot U4^*$
R_9	Velocidad superficial de flujo en el cauce	$U5 = R_9 \cdot U5^*$
R_{10}	Precipitación	$I1 = R_{10} \cdot I1^*$

- Ajustar iterativamente el factor R_1 , de manera que se minimice la diferencia entre la evapotranspiración real promedio modelada $\bar{E}1$ y la evapotranspiración real obtenida al final del procedimiento iterativo ejecutado con la Ecuación 28.
- Aumentar en magnitud significativa los factores R_2 y R_3 , para facilitar la entrada de agua al almacenamiento subterráneo. Hecho lo anterior, se deben ajustar los factores R_4 , R_8 y R_5 , de manera que se maximice la siguiente relación:

$$ENS_{log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log O_i - \log S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\log O_i - \langle \log O \rangle)^2} \quad [29]$$

donde O_i y S_i , $i = 1, 2, \dots, n$, son las series de caudales observados y simulados, respectivamente. Nótese que ENS_{log} no es más que el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe, que se evalúa en el campo de los logaritmos con el propósito de minimizar su disminución por efecto de los caudales pico y buscar de esta manera que la optimización enfatice en los caudales base.

La optimización de la Ecuación 29 puede hacerse con una técnica de búsqueda numérica de manera subjetiva. Al respecto debe considerarse que el factor R_5 solo deberá ajustarse en caso de que exista evidencia de intercambio subterráneo con cuencas vecinas (dicho intercambio debería incorporarse también en la Ecuación 28).

El ajuste de R_4 , R_8 y R_5 debe ser simultáneo y realizarse con el cuidado de garantizar que los almacenamientos $S4_i$ alcancen un estado temporal estable en el largo plazo. Para esto es especialmente relevante la adecuada selección de las condiciones iniciales de almacenamiento en el Tanque 4, puesto que por las bajas velocidades de flujo que se observan en el medio subterráneo, las cuales desencadenan altos tiempos de residencia, el efecto de una inapropiada selección de condiciones iniciales se traslada muchos periodos de simulación hacia adelante.

- Ajustar simultáneamente los factores R_2 , R_3 y R_7 , de manera que se maximice el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe, evaluado en el campo de las raíces:

$$ENS_{sqr} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{O_i} - \sqrt{S_i})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{O_i} - \langle \sqrt{O} \rangle)^2} \quad [30]$$

Los factores R_2 , R_3 y R_7 controlan la tasa a la que crece el caudal en red de drenajes al inicio de un evento de tormenta y la tasa a la que decrece el caudal en los primeros instantes, después de que la tormenta ha finalizado. Por esa razón se considera la evaluación de ENS_{sqr} , en el campo de las raíces para filtrar los picos de caudal en forma menos agresiva a como se hace en el campo de los logaritmos.

La respuesta del almacenamiento subsuperficial suele ser más rápida que la del almacenamiento subterráneo, por lo que garantizar que los almacenamientos $S3_i$ alcancen un estado temporal estable en el largo plazo resulta menos sensible a la selección de las condiciones iniciales.

- Ajustar simultáneamente los factores R_6 y R_9 , de manera que se maximice el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe, evaluado en el campo natural:

$$ENS_{nat} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \langle O \rangle)^2} \quad [31]$$

Los factores R_6 y R_9 controlan la capacidad del modelo para representar los caudales pico. Estos últimos son también altamente dependientes de la adecuada caracterización en la distribución espacial de la precipitación, por lo que debe tenerse el cuidado de evitar sobrecalibraciones de los factores, al intentar reproducir características de la serie de caudales observados, que difícilmente se obtienen con la estimación de la precipitación disponible.

Para finalizar, la calibración de factores debe proceder con el cuidado de verificar que tanto las variables calibradas (Ver la Tabla 1), como las demás variables internas del modelo, se mantenga dentro de órdenes de magnitud razonables y coincidentes con la física de los procesos que se representan. El cálculo del error cometido en el balance constituye la última de estas verificaciones. Debería garantizarse que este error no sea, en valor absoluto, mayor al 5%. La expresión para el cálculo del error en el balance es la siguiente:

$$EB = \frac{|\langle O \rangle - \langle S \rangle|}{\langle O \rangle} \quad [32]$$

donde $\langle O \rangle$ y $\langle S \rangle$ son los valores promedio de las series de caudales observados y simulados, respectivamente.

CASO DE APLICACIÓN

El modelo descrito y su procedimiento de calibración han sido implementados un conjunto de cuencas tributarias a embalses ubicados en Colombia, para la escala de tiempo horaria y utilizando una discretización en celdas cuadradas de lado igual a 100 m. Por razones de privacidad empresarial, en este trabajo se ilustran los resultados obtenidos únicamente para una de esas cuencas. Bajo la misma premisa, los valores de caudal y precipitación se presentan en su forma estandarizada y los ejes de tiempo en los gráficos se han referido a un tiempo sintético de simulación, que inicia en el año cero.

RESULTADOS

En la Figura 2 se presenta la comparación entre los hidrogramas de caudales y las curvas de duración de caudales observados y simulados, obtenidos después de aplicar el procedimiento de calibración a la versión del modelo SHIA que ha sido descrita. Adicionalmente, en la Tabla 2 se resumen los indicadores

Mayor Información

de eficiencia que fueron evaluados durante el procedimiento de calibración y finalmente en la Tabla 3 se presentan los factores de calibración ajustados.

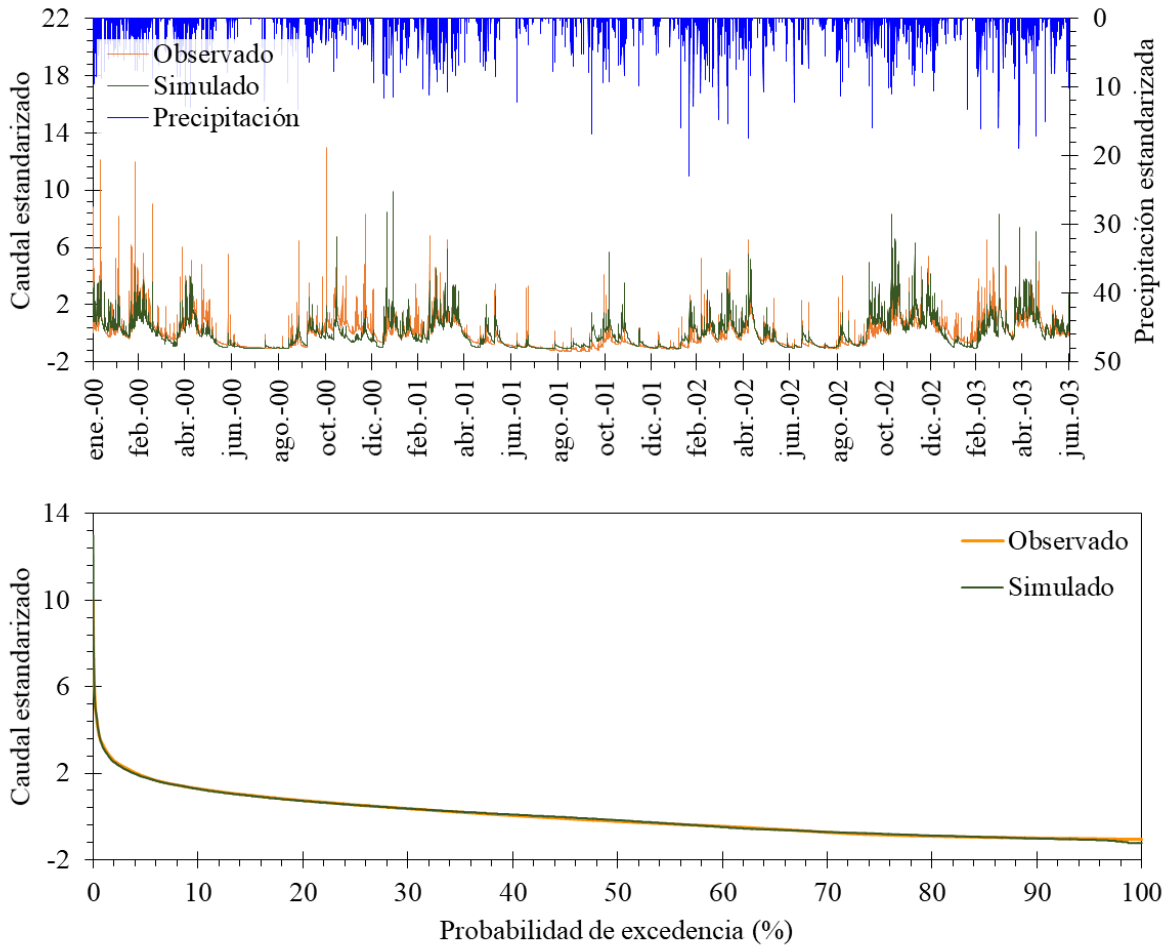


Figura 2. Comparación de hidrogramas de caudales (superior) y curvas de duración de caudales (inferior) observados y simulados.

Tabla 2. Indicadores de eficiencia en la calibración del caso de aplicación.

Símbolo	Estadístico	Valor	Óptimo
ENS_{nat}	Eficiencia de Nash-Sutcliffe en el campo natural	0,610	1,0
ENS_{sqr}	Eficiencia de Nash-Sutcliffe en el campo de las raíces	0,697	1,0
ENS_{log}	Eficiencia de Nash-Sutcliffe en el campo de los logaritmos	0,699	1,0
EB (%)	Error porcentual en el balance	0,625	0,0

Tabla 3. Factores de calibración obtenidos para el caso de aplicación

Factor	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7	R_8	R_9	R_{10}
Valor	0,202	3,00	8,00	3,00	0,00	1,50	300,00	750,00	2,00	1,09

Mayor Información



Se infiere, a partir del hidrograma de caudales observados y el hietograma de precipitación promedio observada, que las mayores incertidumbres en la simulación, que como ya se mencionó están relacionadas con la estimación de caudales pico, provienen de la incapacidad de caracterizar con precisión la magnitud de la precipitación en todas las celdas que componen la cuenca.

Como consecuencia de lo mencionado, los criterios de eficiencia de Nash-Sutcliffe crecen en magnitud desde el evaluado en el campo natural, pasando por el evaluado en el campo de las raíces y hasta el evaluado en el campo de los logaritmos; debido a que en el orden en el que han sido listados, estos indicadores van restando peso al ajuste de los picos y van dando prioridad al ajuste de los caudales medios y los caudales de base. Nótese que en todos los casos la eficiencia el mayor a 0,61, donde el valor óptimo es la unidad, lo que permite afirmar que el ajuste es satisfactorio.

Por otra parte el error en el balance, obtenido con la metodología de calibración, asciende tan solo al 0,625 %; siendo su valor óptimo el cero, este indicador también justifica la afirmación de que el ajuste obtenido es satisfactorio.

Para finalizar, sobre los factores de calibración obtenidos pueden destacarse los siguientes aspectos: (i) el factor R_5 se mantuvo igual a cero, pues no se tuvo acceso a estudios que sugirieran una interconexión subterránea de la cuenca analizada con cuencas vecinas y (ii) el factor R_{10} obtenido, aunque es cercano a la unidad la supera por nueve centésimas. Ello implica que el promedio de las observaciones de precipitación es subestimado.

CONCLUSIONES

En este trabajo se ha discutido una estrategia para la calibración de una versión del modelo hidrológico SHIA distribuida en el espacio y con resolución temporal horaria. La estrategia de calibración se ha elaborado a partir del análisis de sensibilidad del modelo, lo cual ha permitido identificar las componentes del flujo que se ven afectadas por la variación de los factores calibrables y sustentado en eso, se ha establecido un orden de calibración de los factores que facilita la supervisión del procedimiento y posibilita la disminución en el tiempo requerido para obtener resultados de calibración satisfactorios. Lo que resulta particularmente útil en el contexto de los modelos hidrológicos distribuidos basados en discretización de celdas, cuya demanda computacional crece rápidamente conforme disminuye el tamaño de celda.

La aplicación de la estrategia ha conducido a modelos calibrados con mejores indicadores de eficiencia, mejor representación de la curva de duración de caudales, mayor conciencia de la sensibilidad del modelo a los factores de calibración y en menor tiempo de trabajo.

AGRADECIMIENTOS

A ISAGEN y GOTTA INGENIERÍA S.A.S., por aportar la información requerida para la elaboración del caso de aplicación y por permitir la publicación de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Álvarez-Villa, O. (2007). *Cuantificación de la incertidumbre en la estimación de campos hidrológicos: aplicación al balance hidrológico de largo plazo*. Tesis de Maestría. Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Beechie, T.J., M. Liermann, M. M. Pollock, S. Baker y J. Davies (2006). "Channel pattern and river floodplain dynamics in forested mountain river systems". *Geomorphology*, 78, 124–141.

Mayor Información



- Cataño-Álvarez, S. (2016).** *Modelo conceptual agregado de transporte de sedimentos para cuencas de montaña en Antioquia*. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Flores, A.N., B. P. Bledsoe, C. O. Cuhaciyan, y E. Wohl (2006).** “Channel-reach morphology dependence on energy, scale, and hydroclimatic processes with implications for prediction using geospatial data”. *Water Resources Research*, 42, W06412.
- Francés, F., Vélez, J.I. y Vélez, J.J. (2007).** “Split-Parameter Structure for the Automatic Calibration of Distributed Hydrological Models”. *J. Hydrol.* 332, 226-240.
- Gallant, J.C. y T. I. Dowling (2003).** “A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas”. *Water Resources Research*, 39(12), 1347.
- Goovaerts, P. (1997).** *Geostatistics for natural resources evaluation*. New York: Oxford University Press.
- Jiménez, M.A. (2015).** “Morphological representation of drainage networks, implications on solute transport and distributed simulation at the basin scale”. *Tesis Doctoral*. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- O'Callaghan, J., y D. Mark (1984).** “The extraction of drainage networks from digital elevation data”. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 327-344.
- Osorio, S. (2017).** *Simulación de sedimentos mediante un modelo hidrológico distribuido utilizando información indirecta*. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Rendón-Álvarez, J. P. (2014).** *Diseño conceptual e implementación de variantes en la función objetivo para el diseño de redes pluviométricas con técnicas geoestadísticas: Aplicación en la cuenca del río Grande*. Trabajo Dirigido de Grado. Universidad de Antioquia, Colombia.
- Restrepo-Tamayo, C. (2007).** *Modelo hidrológico distribuido orientado a la gestión de la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas*. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín.
- Van Genuchten, M. TH. (1980).** “Closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil”. *Soil Sci. Soc. Am.*, 44, 1147-1152.
- Velázquez, N. (2011).** *Simulación de sedimentos a partir de un modelo conceptual distribuido no lineal*. Tesis de Doctorado, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- Vélez, J. I., G. Poveda y O. Mesa (2000).** *Balances Hidrológicos de Colombia*, Serie del Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Primera Edición. ISBN: 958-9352-25-1.
- Vélez, J. I. (2001).** *Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, España.
- Vélez, J. I., C. Restrepo-Tamayo y P. L. Correa (2010).** “Aplicaciones de un modelo hidrológico agregado en Colombia”. *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Punta del Este, Uruguay.
- Yochum, S. E., F. Comiti, E. Wohl, G. C. L. David y L. Mao (2014).** *Photographic guidance for selecting flow resistance coefficients in high-gradient channels*. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-323. Fort Collins, CO: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 91 p.