

XXIV CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA
PUNTA DEL ESTE, URUGUAY, NOVIEMBRE 2010

APLICACIONES DE UN MODELO HIDROLÓGICO AGREGADO EN
COLOMBIA

Vélez J.I.¹, Restrepo-Tamayo C.² y Correa P.L.³

Profesor Asociado, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, jivelezu@unal.edu.co

Estudiante de Doctorado, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, carestr3@unal.edu.co

Estudiante de Doctorado, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, paulalizet@gmail.com

RESUMEN:

Se presentan las características de un modelo hidrológico agregado conceptualizado bajo un esquema de 4 tanques interconectados entre sí, los cuales representan diferentes componentes de la fase terrestre del ciclo hidrológico como son: el almacenamiento capilar, el flujo superficial, el flujo subsuperficial y el flujo subterráneo. Se presenta además la metodología que ha sido empleada para la calibración del modelo y los resultados obtenidos en 48 cuencas Colombianas con diferentes características morfológicas e hidroclimatológicas, en muchas de las cuales los resultados han sido satisfactorios.

ABSTRACT:

The characteristics of a lumped hydrological model are presented. The model has four tanks interconnected features each other, representing different components of the terrestrial phase of hydrological cycle such as: capillary storage, surface flow, subsurface flow and groundwater flow. It also presents the methodology that has been used to calibrate the model and the results of 48 Colombian basins with different hydroclimatological and morphological features, many of which the results have been satisfactory.

PALABRAS CLAVES:

Modelo hidrológico agregado; Modelo precipitación – escorrentía; Escala espacial y temporal.

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas se han utilizado ampliamente los modelos lluvia - escorrentía para representar los procesos naturales de producción de caudal en una cuenca (Andréassian *et al*, 2001). Esto se debe a que la deficiente instrumentación en la mayoría de las cuencas hidrográficas, dificulta la representación de procesos hidrológicos en distintas escalas espaciales y temporales. Este tipo de modelos pueden representar razonablemente los hidrogramas de repuesta de una cuenca, siempre que se disponga de información de lluvia y de algunos parámetros del suelo, ya sea en la cuenca o en cuencas cercanas con características hidroclimáticas y geomorfológicas similares.

La evaluación de los recursos naturales, y en especial el recurso hídrico, es necesaria para interpretar los procesos que modifican el ambiente y para ordenar sus usos. Para esto es básico contar con información actualizada y cada vez más precisa sobre la distribución regional y local de la disponibilidad del agua y la distribución territorial de sus usos. Los modelos lluvia-escorrentía han sido aplicados en Colombia tanto en forma, semidistribuida como agregada para reproducir series de caudales en cuencas de diversas áreas, permitiendo estimar a escala diaria y mensual la oferta hídrica de una fuente de agua. Además generando series en puntos de interés particulares, para análisis específicos como definir la variabilidad temporal de la disponibilidad de agua para una captación que abastece un acueducto municipal o vereda, o para apoyar el proceso de reglamentación de corrientes. El modelo también ha sido aplicado exitosamente en la reconstrucción de series mensuales y diarias en cuencas tributarias a embalses del sector eléctrico colombiano, para la validación de modelos de predicción de caudales, así como también de lluvias y en la operación de embalses.

En este trabajo se presenta entonces, las características generales y la implementación de un Modelo Hidrológico Conceptual Agregado adaptado del modelo TETIS presentado por Vélez (2001), Francés *et al.* (2002 y 2007), además presentado por Medici *et al.* (2008) como modelo LU3. Este modelo ha servido de base en la obtención de información, ya sea a través de la reconstrucción de series naturales de caudales, en el llenado de datos faltantes o en la simulación de series para pronóstico a nivel diario y mensual. Se han realizado aplicaciones en 48 cuencas hidrográficas con diferentes características morfológicas e hidroclimáticas, obteniendo resultados bastante satisfactorios.

ESQUEMA CONCEPTUAL DEL MODELO

En el modelo presentado, la producción de escorrentía superficial en una cuenca se puede representar por cuatro tanques o niveles de almacenamiento conectados entre sí, como puede observarse en la figura 1.

En cada intervalo de tiempo, la precipitación (X_i), se distribuye a los distintos almacenamientos, donde en función del volumen almacenado en cada uno de ellos (H_i), se determina su contribución a la escorrentía (Y_i). El modelo realiza el balance de agua en cada tanque y actualiza los volúmenes almacenados en cada uno.

De acuerdo con la configuración del modelo, la precipitación (X_i) se estima según los registros diarios de las estaciones más cercanas, empleando un método de interpolación espacial.

La cantidad de agua que se deriva en cada nodo (D_i) y la que continua hacia los niveles inferiores (X_i) por el conducto distribuidor depende de la cantidad de agua disponible, el estado del

almacenamiento del tanque y de la capacidad del conducto distribuidor aguas abajo del nodo, la cual se puede relacionar con la conductividad hidráulica en el subsuelo.

La descarga (Y_i) en cada uno de los tanques está en función del volumen almacenado y de las características de la cuenca que se pueden asociar con el tiempo de permanencia del agua en un elemento de almacenamiento temporal.

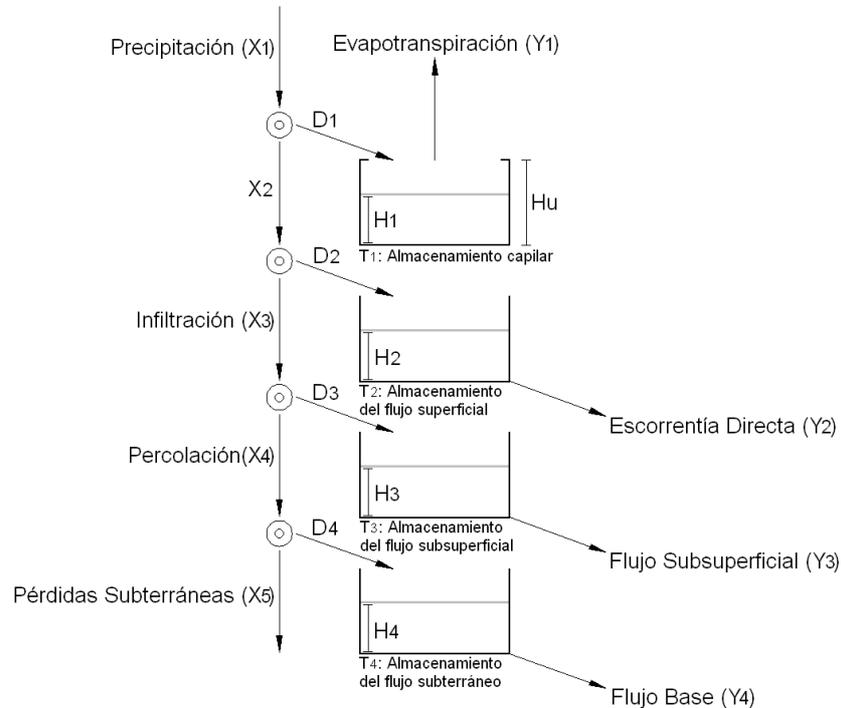


Figura 1.- Conceptualización vertical del modelo hidrológico (tomada de Amaya et al., 2009).

Tanque 1 (T_1): Tanque de almacenamiento capilar

Este tanque representa la intercepción de las plantas, la detención del agua en los charcos y el agua que se retiene en el suelo por las fuerzas capilares. De este tanque solo sale agua producto de la evapotranspiración y no contribuye a la escorrentía superficial.

El valor obtenido de lluvia entra a un conducto del que se deriva una cantidad D_1 para el tanque T_1 . Se supone que este tanque tiene una capacidad máxima H_u , igual a la suma de la capacidad de almacenamiento de “agua útil” en el suelo y la capacidad de la cobertura de la superficie para almacenar agua. La capacidad de almacenamiento de “agua útil” está relacionada con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo muy seco hasta alcanzar el mayor almacenamiento capilar posible, sin que el agua fluya por la acción de la gravedad. La capacidad de la cobertura de la superficie por lo general está relacionada con la cobertura vegetal.

La cantidad de agua que se deriva D_1 y que entra al almacenamiento estático, corresponde de una forma muy elemental al mínimo entre el agua existente en el conducto distribuidor (X_1), el que se requiere para llenar el tanque de almacenamiento capilar ($H_u - H_1$), y el máximo (H_u) que puede ingresar al suelo durante un intervalo de tiempo.

Así, a menos que se llene el almacenamiento capilar, no se deja pasar nada a la escorrentía. En la realidad puede haber escorrentía sin que necesariamente se haya llenado el almacenamiento capilar en el suelo. Entonces se utiliza un coeficiente α_z para lograr que la cantidad de agua que se deje pasar corresponda a una fracción de la lluvia que está relacionada con el estado del almacenamiento

capilar tal que, cuando este almacenamiento esté muy lleno deje pasar mucho, y cuando está muy vacío deje pasar poco. En este caso D_1 corresponde a:

$$D_1 = \text{Min}\{\phi \cdot X_1, Hu - H_1\} \quad [1]$$

Donde:

$$\phi = 1 - \left(\frac{H_1}{Hu}\right)^{\beta} \quad [2]$$

Este esquema ha sido utilizado por varios modelos conceptuales agregados. Es el caso del modelo HBV (Bergström, 1995) en el que β puede tomar valores entre 1 y 3, y es un parámetro que define el analista. Otro caso es el de los modelos GR-3J y GR-3H (Arnaud y Lavabre, 1996) y GR-4J (Perrin et al., 2003) en los que β es igual a 2.

La evapotranspiración real Y_1 depende de la cantidad de agua disponible en el tanque H_1 , así cuando hay déficit de agua en el suelo la evapotranspiración es menor que la evapotranspiración potencial ETP . Varios autores han utilizado una expresión en la que se obtiene un estimado de la evapotranspiración real a partir de la evapotranspiración potencial y de la relación entre la humedad del suelo y la capacidad de campo. En el modelo, la relación entre la humedad del suelo y la capacidad de campo equivale a la relación entre el agua que se encuentra en el almacenamiento estático y la capacidad máxima para ese almacenamiento, así:

$$Y_1 = ETP \cdot \left(\frac{H_1}{Hu}\right)^{\beta} \quad [3]$$

En los modelos GR-2 y GR-3 del CEMAGREF (Michel, 1989) se utiliza una expresión muy similar a la anterior y el parámetro β tiene un valor de 0,5. Igualmente el modelo HBV (Bergström, 1995) utiliza una expresión equivalente cuando $\beta=1$. Singh y Dickinson (1975) obtienen buenos resultados con $\beta=0,7$.

Además, en el modelo se tiene en cuenta que el valor de la evapotranspiración real no puede ser mayor que el agua disponible para evaporación en este almacenamiento estático, así:

$$Y_1 = \text{Min}\left\{ETP \cdot \left(\frac{H_1}{Hu}\right)^{\beta}, H_1\right\} \quad [4]$$

De acuerdo con la configuración del modelo, la evapotranspiración potencial ETP se calcula para cada paso de tiempo empleando algún método apropiado para las características de la cuenca analizada.

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, el agua que no ingresa al almacenamiento estático T_1 , está disponible para la infiltración y para la escorrentía superficial directa, así:

$$X_2 = X_1 - D_1 \quad [5]$$

Tanque 2 (T_2): Almacenamiento del flujo superficial

En este almacenamiento se representa el agua que fluye por la ladera o escorrentía directa. Se supone que la capa superior del suelo tiene una conductividad hidráulica K_S representativa o

característica y que se asocia al tipo de suelo y a su estructura, lo cual está relacionando la cobertura vegetal, el uso y el manejo del suelo.

Por lo tanto, la cantidad de agua que entra al almacenamiento T_2 , está relacionada con la capacidad del suelo para dejar pasar el agua a su interior Ks (una conductividad hidráulica de la capa superior del suelo asociada a la cobertura en condiciones de saturación) y con el flujo excedente del almacenamiento capilar X_2 según la siguiente relación:

$$D_2 = \text{Max}\{0, X_2 - Ks\} \quad [6]$$

Para el flujo superficial en la cuenca, suponiendo velocidad constante y aplicando la ecuación de continuidad, la escorrentía directa se puede representar mediante un embalse lineal:

$$Y_2 = \alpha_2 \cdot H_2 \quad [7]$$

En donde el coeficiente de descarga α_2 es función del tiempo de la residencia T_{r_2} del agua en la ladera.

$$\alpha_2 = \frac{1}{T_{r_2}} \quad [8]$$

El agua que no ingresa al almacenamiento estático T_2 , sigue su camino por la zona de la capa superior del suelo hacia la capa inferior.

$$X_3 = X_2 - D_2 \quad [9]$$

Tanque 3 (T_3): Almacenamiento del flujo subsuperficial

Este almacenamiento representa el agua almacenada en la capa superior del suelo mientras fluye lentamente hacia la red de drenaje, se desarrolla inicialmente sobre una capa delgada que fluye lateralmente hacia abajo por el interior de esta capa hasta que sale a los elementos de la red de drenaje.

De acuerdo con lo propuesto en el modelo, durante el intervalo de tiempo, se tiene una cantidad de agua gravitacional X_3 que se mueve verticalmente hacia el interior del suelo. De esta cantidad, una parte X_4 , podrá percolar o seguir hacia la zona inferior del suelo, mientras que el resto del agua se deriva al almacenamiento superior del suelo donde se convertirá en flujo subsuperficial.

Se supone igualmente que la capa inferior del suelo tiene una capacidad de percolación representativa que se asocia al tipo de subsuelo y su estructura, lo cual está estrechamente relacionado con las características geológicas (litológicas y estructurales) y geomorfológicas de las capas inferiores del suelo. En algunos casos la capacidad de percolación y su variabilidad espacial se pueden inferir por características del relieve, algunos rasgos morfológicos, el desarrollo de la vegetación, el uso y manejo del suelo y la producción de flujo base aguas abajo.

La cantidad de agua que ingresa al almacenamiento durante el intervalo de tiempo se puede asociar con el flujo excedente del almacenamiento del flujo superficial en ladera X_3 y la conductividad hidráulica en la capa inferior del suelo (subsuelo) en condiciones de saturación que se conoce como capacidad de percolación Kp y que se expresa:

$$D_3 = \text{Max}\{0, X_3 - Kp\} \quad [10]$$

Para la producción de escorrentía subsuperficial en la ladera se hace una formulación análoga a la presentada en el almacenamiento T_2 para obtener la siguiente relación lineal:

$$Y_3 = \alpha_3 \cdot H_3 \quad [11]$$

En donde el coeficiente de descarga α_3 es función del tiempo de la residencia Tr_3 del agua en la capa superior del suelo.

$$\alpha_3 = \frac{1}{Tr_3} \quad [12]$$

Tanque 4 (T_4): Almacenamiento del flujo subterráneo

Se representa por un tanque donde se considera el almacenamiento del agua gravitacional mientras fluye a través del interior del suelo hacia la red de drenaje, en lo que se podría considerar como el acuífero, y donde sale a formar el flujo base.

El volumen de agua que durante el intervalo de tiempo ingresa por percolación X_4 tiene la posibilidad de que una cantidad de agua siga hacia las pérdidas subterráneas X_5 y que el resto sea derivado hacia el almacenamiento subterráneo T_4 .

$$D_4 = \text{Max}\{0, X_4 - X_5\} \quad [13]$$

Para la representación del flujo a través del almacenamiento subterráneo, se utiliza la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la tasa de flujo que sale de este almacenamiento con la cantidad de agua almacenada:

$$Y_4 = \alpha_4 \cdot H_4 \quad [14]$$

En donde el coeficiente de descarga α_4 es función del tiempo de la residencia Tr_4 del agua en la capa inferior del suelo o acuífero.

$$\alpha_4 = \frac{1}{Tr_4} \quad [15]$$

Finalmente el caudal total en la cuenca para cada intervalo de tiempo es la suma del flujo producido en cada tanque o almacenamiento.

$$Q = (Y_2 + Y_3 + Y_4) \cdot A \quad [16]$$

Donde A es área de la cuenca.

METODOLOGÍA DE CALIBRACIÓN DEL MODELO

El modelo precipitación – escorrentía presentado requiere de la entrada de los datos de precipitación y de evapotranspiración potencial para cada intervalo de tiempo y de manera agregada espacialmente. Posteriormente al ingreso de los datos de evapotranspiración potencial y de

precipitación, se definen las condiciones iniciales de almacenamiento de los cuatro tanques que componen el modelo, y posteriormente se determinan los parámetros del modelo.

Los parámetros sujetos a calibración del modelo son: la capacidad máxima de almacenamiento capilar (H_U); los tiempos de residencia del agua en los elementos de almacenamiento Tr_2 , Tr_3 y Tr_4 ; las conductividades hidráulicas de cada capa del suelo (Ks y Kp) y las pérdidas subterráneas X_5 .

La calibración del modelo se realiza ajustando los parámetros citados anteriormente, buscando coherencia física en los valores utilizados, hasta conseguir un buen ajuste entre la serie observada y simulada; además la correspondencia entre los volúmenes de agua producidos por el modelo y los reales en la cuenca, analizando para ello la curva de duración de caudales. Este proceso de calibración subjetiva permite incorporar el conocimiento experto del analista, quien a su vez puede realizar un refinamiento en el proceso de calibración empleando optimizaciones matemáticas como lo presentan Medici et al. (2008) y Perrin et al. (2001), variando los parámetros entre valores esperados.

Importante considerar en el proceso de calibración del modelo, que conceptualmente los tiempos de residencia del agua en los tres tanques que contribuyen a la escorrentía superficial, disminuyen del tanque T_2 al T_4 . Igualmente se supone que la capa de suelo que se encuentran a mayor profundidad posee una permeabilidad menor que la que tiene la capa existente en la parte superior.

Finalmente, una vez obtenido un grupo de parámetros satisfactorio en el proceso de calibración, se procede a evaluar la bondad del ajuste entre la serie observada y la serie simulada, mediante el uso de los siguientes criterios matemáticos:

- El error porcentual en el balance (BE), cuyo óptimo es el 0%.

$$BE(\%) = \frac{|\bar{Q}_{sim} - \bar{Q}_{obs}|}{\bar{Q}_{obs}} \cdot 100 \quad [17]$$

- El coeficiente de eficiencia de Nash ($E1$), cuyo óptimo es el 100% (Nash y Sutcliffe, 1970).

$$E1(\%) = \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{t,sim} - Q_{t,obs})^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{t,obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \right) \cdot 100 \quad [18]$$

- El coeficiente de eficiencia de Nash para la raíz cuadrada de los caudales ($E2$), cuyo óptimo es el 100% y minimiza el efecto negativo sobre el indicador de error tradicional dado por las grandes desviaciones que se presentan en los caudales pico (Chiew y McMahon, 1994).

$$E2(\%) = \left(1 - \frac{\sum_{t=1}^T (\sqrt{Q_{t,sim}} - \sqrt{Q_{t,obs}})^2}{\sum_{t=1}^T (\sqrt{Q_{t,obs}} - \sqrt{\bar{Q}_{obs}})^2} \right) \cdot 100 \quad [19]$$

Donde, $Q_{t,obs}$ y $Q_{t,sim}$ son el caudal observado y simulado para el día t respectivamente, \bar{Q}_{obs} y \bar{Q}_{sim} son el caudal medio observado y simulado en el periodo de calibración respectivamente y T es el número total de días del periodo de calibración.

Para disminuir la influencia de las condiciones iniciales en la simulación, se utilizan valores promedios de almacenamiento en cada uno de los tanques en periodos climáticos similares a los que anteceden al inicio de la simulación, e igualmente se dejan periodos de “calentamiento” de duraciones iguales o mayores al tiempo de residencia del agua en el tanque T_4 , que oscilan entre 3 a 6 meses.

DESCRIPCIÓN DE CASOS DE APLICACIÓN

El modelo ha sido calibrado en 48 cuencas en Colombia con diferentes condiciones hidroclimáticas y morfológicas (ver Figura 2), con áreas de drenaje desde 4 km² hasta cuencas que superan los 2800 km², así mismo el modelo se ha aplicado en regiones con precipitaciones medias desde 808 mm/año hasta 4747 mm/año, y con series observadas con longitudes de registros diarios que van desde 3 años hasta 55 años.

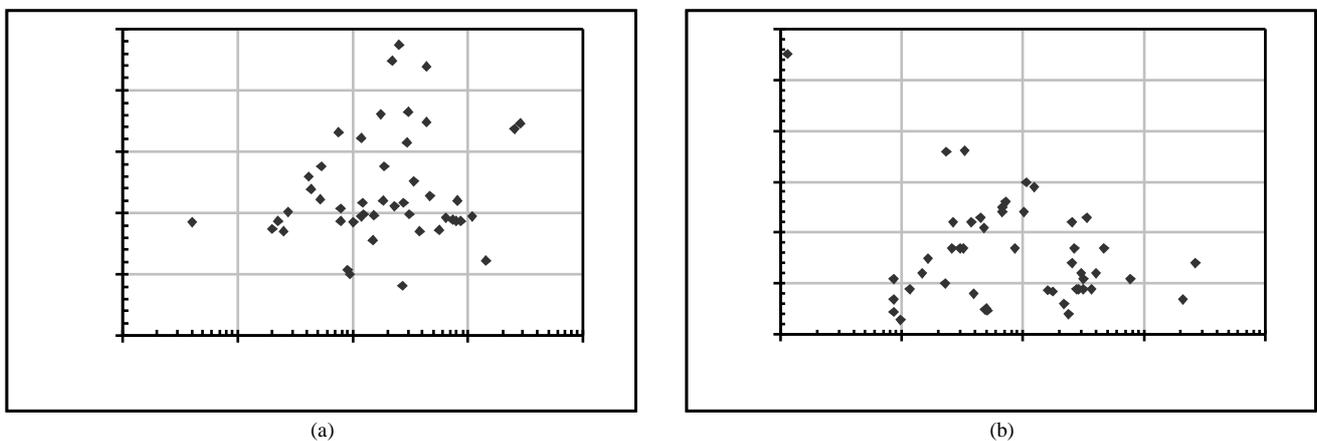


Figura 2.- Rangos de variación de la longitud de los registros, áreas de drenaje y parámetros hidroclimáticos de las cuencas empleadas para la calibración del modelo.

RESULTADOS

A manera de ejemplo se presentan los resultados de la calibración de tres modelos: el primero en una cuenca con área de drenaje de 27 km² tributaria a la estación Las Palmas (figura 4a y 4b), con una longitud de registro de tres (3) años y una precipitación promedio de 1800 mm/año; el segundo en una cuenca con área de drenaje de 271 km² tributaria a la estación Saucio (figura 4c y 4d), con una longitud de registro de diez (10) años y una precipitación promedio de 808 mm/año; el tercero en una cuenca con área de drenaje de 75 km² tributaria a la estación Puente La Feria (figura 4e y 4f), con una longitud de registro de diez (8) años y una precipitación promedio de 3316 mm/año. En los dos primeros casos los errores en el balance (BE) son inferiores al 1%, y el criterio de eficiencia $E2$ es del 81% y 54% respectivamente, mientras que en el tercero el error en el balance (BE) es del 6.2% y el criterio de eficiencia $E2$ es del 21%.

En la figura 4 se puede observar la coherencia entre las series simuladas y observadas en los dos primeros casos de aplicación, especialmente para los periodos de recesión, no así para los caudales pico donde existen altas incertidumbres en la representatividad espacial del valor promedio de la precipitación estimado a partir de datos puntuales registrados en estaciones, esto dada la amplia heterogeneidad espacial de la lluvia en eventos de crecidas y la ausencia de un número significativo de estaciones de medición de la precipitación. Para el tercer caso no se logra un resultado

satisfactorio en la aplicación del modelo, no solo por los resultados de los indicadores de error presentados, sino por que se observa como el modelo no representa correctamente los caudales pico, ni los periodos de caudales bajos, aunque en este caso particular es posible notar algunos problemas asociados a la medición de caudales bajos en la estación de aforo.

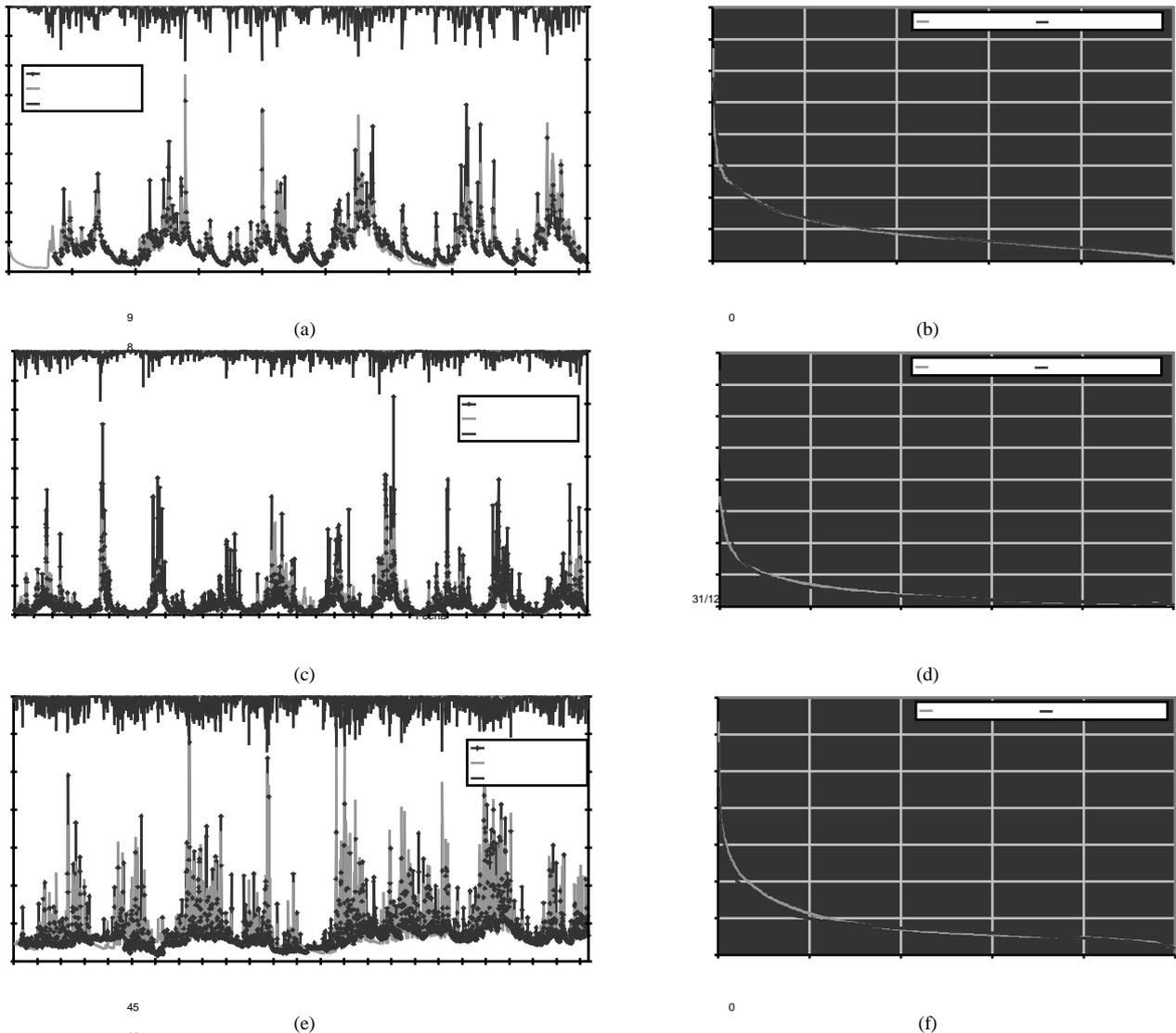


Figura 3.- Series simulada y observada y curvas de duración asociadas en tres estaciones.

En la tabla 1 se presentan los resultados del proceso de calibración del modelo en las 46 cuencas en Colombia (no se presentan los nombres y/o la localización de las estaciones de medición de caudal por causa de la confidencialidad de la información en la mayoría de los casos), en el cual se observa como en todos los casos se conserva la coherencia conceptual del modelo en la cual los tiempos de residencia del agua en cada tanque crece desde el tanque T_2 al T_4 , así como el valor de la permeabilidad K_5 es mayor que K_6 .

En la tabla 1 se observa como en casi todos los casos el parámetro de pérdidas subterráneas (X_5) se ha calibrado con un valor de cero, esto dado a que no se tenían estudios que permitan apoyar la hipótesis de que existen estas pérdidas en las cuencas estudiadas.

Tabla 1.- Resultados de calibración de los parámetros del modelo

ID	Área [km ²]	Precipitación media [mm/año]	Caudal medio [m ³ /s]	Longitud de registros [años]	Hu [mm]	Ks [mm]	Kp [mm]	X ₅ [mm]	Tr ₂ [día]	Tr ₃ [día]	Tr ₄ [día]
1	738	1885	29.08	9	20	40	9.0	0	1.0	8.0	130
2	122	2159	4.80	21	200	20	6.0	0	1.0	5.0	100
3	101	1858	4.93	5	200	30	7.0	0	1.0	5.0	120
4	471	2278	25.66	22	150	20	4.0	0	1.8	5.0	125
5	4	1856	0.12	55	100	50	4.0	0	1.0	10.0	100
6	232	2115	8.63	17	15	2	0.5	0	2.0	2.0	200
7	149	1551	3.25	17	45	2	0.7	0	2.0	2.0	200
8	20	1741	0.85	7	150	20	6.0	0	1.0	4.5	100
9	185	2202	5.15	5	300	40	1.0	0	1.0	6.0	100
10	78	1876	2.58	17	10	2	0.5	0	2.0	3.0	200
11	1436	1227	26.34	17	300	15	0.0	0	2.0	6.0	130
12	783	1876	31.29	9	20	40	10.0	0	1.0	4.0	100
13	863	1869	30.46	12	150	20	6.0	0	1.0	3.6	90
14	435	3486	36.64	9	300	10	4.0	0	2.0	5.0	150
15	42	2599	2.68	22	250	50	9.0	1	3.0	2.0	50
16	275	2170	12.29	29	270	25	4.0	0	4.0	7.0	145
17	815	2202	22.09	6	160	60	3.0	0	1.0	4.5	150
18	383	1700	6.73	24	200	60	10.0	0	1.0	10.0	200
19	90	1079	1.48	12	150	50	0.3	0	1.0	3.0	190
20	340	2514	10.20	24	250	22	1.5	0	1.2	5.0	200
21	124	1982	3.27	36	200	40	3.0	0	1.0	5.0	100
22	79	2076	4.46	23	170	70	3.0	0	7.0	5.0	100
23	44	2384	1.66	15	150	20	5.0	0	1.0	4.5	85
24	95	996	1.16	9	420	50	0.4	0	1.0	7.9	200
25	27	2014	0.97	3	160	25	4.0	0	1.0	4.0	30
26	119	3225	7.16	26	170	80	8.0	0	1.0	9.0	120
27	639	1920	23.83	4	20	40	9.0	0	1.0	7.0	100
28	25	1700	0.85	4	120	16	5.0	0	1.3	2.5	50
29	22	1872	0.85	11	20	60	9.5	0	1.0	10.0	110
30	75	3316	3.97	8	150	40	7.0	0	2.0	2.0	150
31	309	1980	6.77	25	150	48	1.2	0	1.0	5.0	120
32	152	1964	5.01	5	150	40	6.0	0	2.0	4.0	90
33	53	2764	3.06	17	200	25	5.0	0	4.0	8.0	170
34	271	808	2.27	10	190	47	0.4	0	1.0	5.0	120
35	558	1722	77.33	11	280	25	1.0	0	1.0	6.0	80
36	1099	1937	39.91	12	150	20	5.0	0	1.0	4.5	100
37	175	3610	17.62	9	100	90	6.0	0	1.2	6.0	160
38	305	3653	25.62	14	100	30	6.0	0	2.0	4.0	120
39	294	3148	16.20	9	400	50	6.0	0	1.0	4.5	150
40	815	2204	34.00	23	20	10	5.0	0	9.0	10.0	100
41	189	2759	10.70	30	94	30	7.0	0	7.0	10.0	50
42	2839	3461	263.30	14	50	20	3.0	0	3.0	7.0	100
43	251	4747	31.70	11	20	8	5.0	0	5.0	6.0	100
44	433	4392	47.00	17	100	30	4.0	0	5.0	5.0	90
45	222	4483	27.60	9	20	10	4.0	0	9.0	10.0	100
46	2540	3371	208.31	7	20	20	6.0	0	5.0	6.0	50
47	120	1952	3.73	22	350	48	4.0	0	1.0	5.0	100
48	53	2231	2.33	36	400	88	4.0	0	1.0	6.0	50

En la tabla 2 se presentan algunos valores descriptivos de la variación de los parámetros del modelo obtenidos en el proceso de calibración. Se observa en la tabla 2 que los rangos estimados para los

diferentes parámetros del modelo en el proceso de calibración son amplios en todos los casos, excepto en el parámetro de pérdidas subterráneas (X_5) por los motivos ya expuestos. Igualmente la desviación estándar y la media nos permiten observar la alta variabilidad de los valores encontrados para los parámetros del modelo, lo cual se explica por las diferencias existentes en las condiciones morfológicas e hidroclimatológicas en las cuencas en las que ha sido calibrado el modelo.

Tabla 2.- Variación de los parámetros del modelo en el proceso de calibración

Estimador	Hu [mm]	Ks [mm]	Kp [mm]	X_5 [mm]	Tr ₂ [día]	Tr ₃ [día]	Tr ₄ [día]
Mediana	150	30	4.5	0.0	1.0	5.0	100
Promedio	159	35	4.6	0.0	2.2	5.6	118
Máximo	420	90	10.0	1.0	9.0	10.0	200
Mínimo	10	2	0.0	0.0	1.0	2.0	30
Desviación estándar	111	22	2.8	0.2	2.1	2.3	45

En la figura 4 se presentan los diagramas de dispersión entre el área de la cuenca y los diferentes indicadores de error de ajuste descritos. En esta no se observa una relación directa entre el área de drenaje y/o la precipitación media con el error obtenido en la calibración del modelo. El 83% de las cuencas analizadas dieron errores bastante aceptables, por debajo del 10% en el balance, BE , (ver Figura 4a), y el 65% por encima del 40% en el criterio $E2$.

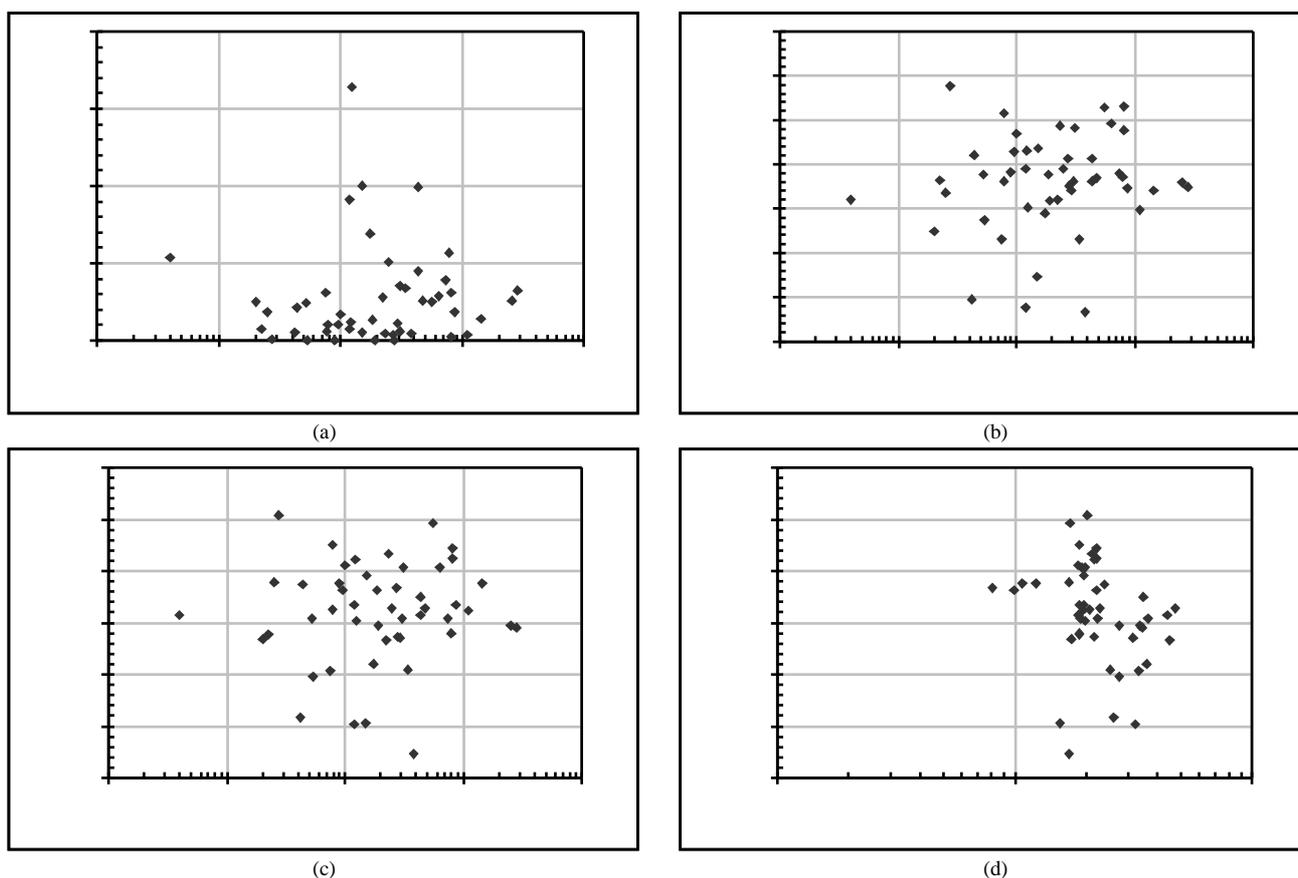


Figura 4.- Diagramas de dispersión de los criterios de estimación error contra el área de drenaje y la precipitación media.

40

AGRADECIMIENTOS

30

A COLCIENCIAS, IDEAM, Empresas Públicas de Medellín, CONARE, CORANTIOQUIA, Área Metropolitana del Valle de Aburrá, ISAGEN, EMGESA, Aguas y Aguas de Pereira, UPME y CTA

20

10

0

1 10 100 1000 10000
Área (km²)

por la financiación y por la información hidroclimatológica requerida. A los estudiantes e investigadores que participaron en los diferentes proyectos en los que se implementó el modelo.

CONCLUSIONES

Se ha implementado un Modelo Hidrológico Agregado en 46 cuencas Colombianas, con diferentes condiciones morfológicas e hidroclimáticas, obteniendo en la mayoría de los casos resultados bastantes satisfactorios. En algunas cuencas se obtuvieron errores bastante altos que pueden atribuirse a: (i) deficiencias en la información de la lluvia, ya sea por la corta longitud de sus registros, por problemas de homogeneidad y calidad de los datos o por la necesidad de incorporar mas estaciones para poder incorporar al modelo de una mejor forma la distribución espacial de la lluvia; (ii) problemas de homogeneidad y calidad en la series de caudales utilizadas para la calibración; (iii) la necesidad de realizar conceptualizaciones del modelo mas detalladas como las presentadas por Medici et al. (2008); (iv) la necesidad de utilizar modelos distribuidos o semi-distribuidos.

Es de notar que la metodología de calibración empleada es subjetiva (variación individual de parámetros), y en muy pocos casos se realizó un refinamiento en el proceso de calibración del modelo empleando optimización matemática, lo cual seguramente mejoraría los resultados presentados, pero en todos los casos la calibración subjetiva se realizó tratando de conservar la coherencia física que trata de representar el modelo empleado.

A pesar de las limitaciones propias de la implementación de un modelo agregado, el modelo presentado en este trabajo se convierte en una herramienta muy importante en diversos sectores investigativos y hasta económicos, ya que permite reconstruir información hidrológica base en la toma de decisiones en torno al manejo y aprovechamiento de los recursos hídricos, con aplicaciones incluso en el campo del pronóstico de caudales.

REFERENCIAS

- Adr assian, V., C.Perrin, C. Michel, I. Usart- Sanchez, J. Lavabre (2001). "Impact of Imperfect Rainfall Knowledge on the Efficiency and the Parameters of Watershed Models". *J of Hydrol.* 250,206-223.
- Amaya, G., C. Restrepo-Tamayo, M. Vélez, J.I. Vélez y O.  lvarez-Villa (2009). "Modelación del Comportamiento Hidrológico de Tres Cuencas en el Urabá Antioqueño – Colombia". *Avances en Recursos Hidráulicos*. Universidad Nacional de Colombia. 19, 21-38.
- Arnaud, P. y J. Lavabre (1996). "Simulation du Fonctionnement Hydrologique d'une Retenue d'eau". Cemagref.
- Bergström, S. (1995). "The HBV Model". En: Computer Models of Watershed Hydrology. Editado por V.P. Singh. *Water Resources Publications*. Colorado, USA.
- Chiew, F., T. McMahon (1994). "Application of the Daily Rainfall-Runoff Model MODHYDROLOG to 28 Australian Catchments". *J. Hydrol.* 153, 383-416.
- Francés, F., J.I. Vélez y J.J. Vélez (2007). "Split-Parameter Structure for the Automatic Calibration of Distributed Hydrological Models". *J. Hydrol.* 332, 226-240.
- Francés, F., J.I. Vélez, J.J. Vélez y M. Puricelli (2002). "Distributed Modeling of Large Basins for Real Time Flood Forecasting System in Spain". *Second Federal Interagency Hydrologic Modelling*. Conferencia. Las Vegas, USA. Memorias en CD.
- Medici, C., A. Butturini, S. Bernal, E. Vázquez, F. Sabater, J.I. Vélez y F. Francés (2008). "Modelling the Non-Linear Hydrological Behaviour of a Small Mediterranean Forested Catchment". *Hydrol. Process.* 22, 3814-3828.
- Michel, C. (1989). "Hydrologie Appliqu  aux Petits Basins Ruraux". Cemagref Antony, 530 pp.

- Nash, J.E. y J.V. Sutcliffe, (1970). "River Flow Forecasting Through Conceptual Models. Part I - A Discussion of Principles". *J. Hydrol.* 27 (3), 282-290.
- Perrin, C., C. Michel, y V. Andréassian (2001). "Does a Large Number of Parameters Enhance Model Performance? Comparative Assessment of Common Catchment Model Structures on 429 Catchments". *J. Hydrol.* 242, 275-301.
- Perrin, C., C. Michel, y V. Andréassian (2003). "Improvement of a Parsimonious Model for Streamflow Simulation". *J. Hydrol.* 279, 275-289.
- Singh, V.P. y W.T. Dickinson (1975). "An Analytical Method to Determine Daily Soil Moisture". *Proceedings of the Second World Congress on Water Resources*. Delhi, India, 4, 355-365.
- Vélez, J.I. (2001). "Desarrollo de un Modelo Hidrológico Conceptual y Distribuido Orientado a la Simulación de las Crecidas". Tesis de Doctorado. Universidad Politécnica de Valencia, España.