

# METODOLOGÍA PARA LA CALIBRACIÓN DEL BALANCE HÍDRICO DE LARGO PLAZO BASADA EN MEDIDAS HIDROCLIMÁTICAS

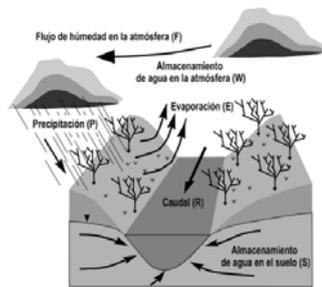
Juan Pablo Rendón-Álvarez<sup>1</sup> y Oscar David Álvarez-Villa<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, Colombia.

<sup>2</sup> Escuela Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Colombia.  
E-mail: jprendona@gmail.com, o david.alvarez@udea.edu.co

El método del balance hídrico de largo plazo permite estimar, a partir del conocimiento de los valores esperados de precipitación y evapotranspiración real, la cantidad media de agua, en forma de escorrentía superficial, disponible en un punto de una corriente natural, y representa una herramienta crucial para apoyar la toma de decisiones en el manejo y la planificación de este recurso, principalmente ante la frecuente existencia de situaciones, durante procesos de análisis o diseño, en las que la información hidroclimática es escasa o nula. El extendido uso del método se justifica por la sencillez de su modelo matemático y por los avances en tecnologías desarrolladas para la observación puntual y densa en el espacio, bien sea que se trate de mediciones directas o indirectas, de la precipitación y la evapotranspiración real; avances que son mayores y ocurren más rápidamente, en comparación con los alcanzados en el muestreo espacialmente denso de caudales sobre la red de drenajes de cualquier cuenca hidrográfica.

La comprensión del método de balance hídrico de largo plazo hace necesaria la revisión de su conceptualización. Para tal fin, considérense el volumen de control y las variables hidrológicas que se presentan en la Figura 1. El mencionado volumen de control se encuentra conformado por la columna de suelo y la columna atmosférica ubicada inmediatamente sobre él.



**Figura 1.-** Esquema del volumen de control y de las variables involucradas en su balance hídrico.

Bajo las siguientes tres suposiciones (ver por ejemplo Vélez et al., 2000): (i) los bordes inferior y perimetrales de la columna de suelo son impermeables, (ii) la precipitación y la evapotranspiración real se promedian sobre el área de la interfaz suelo-atmósfera y durante un intervalo temporal de gran duración y (iii) la única salida de agua en forma de escorrentía que se produce desde la columna de suelo es superficial, se llega, a través del planteamiento del balance de masa de agua en el suelo, a la siguiente relación:

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} \quad [1]$$

donde  $\bar{R}$  es la escorrentía superficial promedio que sale de la columna de suelo y  $\bar{P}$  y  $\bar{E}$  son los promedios espaciotemporales de precipitación y evapotranspiración real, respectivamente.

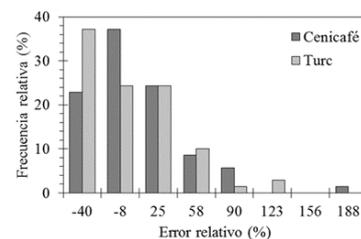
En la Ecuación 1 se observa más claramente como, el problema de conocer la escorrentía superficial promedio de largo plazo, se reduce a caracterizar la distribución espacial de la precipitación y la evapotranspiración real. Por lo que la gran mayoría de los esfuerzos de modelación en esta vía se han concentrado en

mejorar las estimaciones de estas dos variables, así como en cuantificar la incertidumbre (Ver por ejemplo Álvarez-Villa, 2007) asociada con su conocimiento, para trasladarla posteriormente hacia las estimaciones de escorrentía superficial.

En el caso de la precipitación, los métodos de medición han tenido grandes avances tras la automatización de los pluviómetros, la invención del radar meteorológico y la puesta en servicio de satélites climáticos que usan tecnologías de medición infrarroja y/o de microondas, de igual forma se han mejorado los algoritmos de interpolación al incorporar en las conceptualizaciones elementos estadísticos y de la física atmosférica.

Para la cuantificación de la evapotranspiración real se han desarrollado diferentes métodos, que van desde los tanques evaporímetros, pasan por las parcelas experimentales y los sistemas eddy-covariance, hasta la estimación indirecta con métodos que se basan en principios físicos o aproximaciones empíricas, los cuales dependen de otras variables explicativas de tipo meteorológico, cuya medición resulta más asequible y que se observan densamente utilizando sensores montados en satelitales.

A pesar de los esfuerzos mencionados, las incertidumbres en el conocimiento de la distribución espacial de los valores promedio de precipitación y evapotranspiración real siguen siendo altos, por lo menos en el trópico. Como una prueba de esto, en la Figura 2 se presentan los histogramas de frecuencias del error, cometido al estimar el caudal medio con la Ecuación 1 en 70 cuencas instrumentadas con limnómetros, localizadas en los Andes colombianos y cuyas áreas oscilan entre 45 y 14433 km<sup>2</sup>. El error mencionado se presenta en valor porcentual, relativo al caudal promedio observado en las estaciones limnimétricas.



**Figura 2.-** Histogramas de frecuencias del error relativo cometido al estimar el caudal promedio con el método del balance hídrico de largo plazo en cuencas de Antioquia.

El procedimiento ejecutado para la elaboración de la Figura 2 consistió en interpolar un mapa de precipitación, aplicando el método del cokrigado colocalizado bajo un proceso de Markov (ver por ejemplo Goovaerts, 1997) a la información de precipitación observada en 231 estaciones, que son administradas por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM); como variable secundaria o de apoyo en la interpolación se usó el mapa de precipitación promedio del producto 3B42, que hace parte de la Misión para la Medición de la Lluvia Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés; Huffman et al., 2005). Como métodos para la elaboración de los mapas de evapotranspiración real se recurrió a las propuestas empíricas de Cenicafé-Budyko (Cháves y Jaramillo, 1998) y Turc (1954, en Remeneiras, 1974).

Nótese en la Figura 2 que, a pesar de la sofisticación de la técnica de interpolación usada para la precipitación, de la incorporación de información de diversas fuentes y de la pertinencia de los métodos usados para la evaluación de la evapotranspiración real, la capacidad predictiva del modelo es pobre, dado que entre el 22 y 38% de las cuencas reflejan errores por subestimación del orden del 40%, mientras que los errores por sobreestimación son mayores o iguales al 25% entre el 38 y 40% de las cuencas analizadas.

Cuatro son las posibles razones que explican estos resultados: (i) que las suposiciones del método de balance hídrico no sean válidas para la zona de estudio, (ii) que existan errores importantes en las mediciones recogidas, (iii) que la incertidumbre en la caracterización de la distribución espacial de la precipitación y la evapotranspiración real sea altísima ó (iv) cualquier combinación de las tres primeras razones.

Partiendo de que las suposiciones del método de balance hídrico se cumplen y considerando que los datos recogidos pueden analizarse para verificar su consistencia y homogeneidad, con el objeto de remover los datos sobre los que se sospeche de mala calidad, sólo la tercera de las razones explicaría los grandes errores de modelación que resume la Figura 2.

Trabajos anteriores han concentrado esfuerzos en la cuantificación de la incertidumbre espacial local, en que se incurre al estimar la distribución espacial de la precipitación y la evapotranspiración real (ver por ejemplo Álvarez-Villa, 2007). Sin embargo, en ninguno de ellos se ha propuesto una metodología para caracterizar la incertidumbre espacial global en los mapas promedio de estas dos variables, ni para minimizar esas incertidumbres buscando una mejor estimación de la escorrentía observada a partir del modelo. El balance hídrico de largo plazo, no es pues, desde esta perspectiva, calibrado.

Por lo anterior, en este trabajo se propone una metodología de calibración, capaz de cuantificar y minimizar la incertidumbre espacial global de la precipitación y la evapotranspiración real, así como de incorporar y hacer honor tanto a mediciones puntuales como densamente muestreadas de estas dos variables y de la escorrentía superficial. En dicha metodología, la calibración se trata como un problema de inversión hidrológica, de forma similar, pero adaptada, a como lo hacen Capilla et al. (1999) para el problema de flujo permanente en medio poroso. Algorímicamente, el procedimiento de calibración a que se hace mención procede en las siguientes etapas:

1. Se caracteriza las estructuras de correlación espacial (variograma) y las funciones de distribución de probabilidad espaciales, de la precipitación y la evapotranspiración real promedios de largo plazo.
2. Utilizando los productos generados en la etapa 1 se genera un mapa de realización de la precipitación y un mapa de realización de la evapotranspiración real. Las realizaciones son generadas con un algoritmo de simulación estocástica (ver por ejemplo Goovaerts, 1997).
3. Se evalúa la escorrentía superficial con el modelo de balance hídrico de largo plazo, usando las realizaciones generadas en la etapa 2 y para todas las cuencas en las que se dispone de observaciones de caudales.
4. Se calcula una medida del error residual entre los caudales obtenidos con el modelo y los caudales observados. La sumatoria del valor absoluto de los errores relativos, la eficiencia de Nash-Sutcliffe o la raíz del error cuadrático promedio son ejemplos de estas medidas del error.
5. Si las medidas de error son menores a unas tolerancias admitidas, se guardan los mapas de precipitación y evapotranspiración real óptimos y se continúa con la etapa 6. En caso de que los errores sean mayores que las tolerancias, se introducen perturbaciones en los mapas generados en la etapa 2, específicamente en los lugares donde se conoce que las incertidumbres son más altas, y posteriormente se repiten las etapas de la 3 a la 5.

6. Se repiten las etapas de la 2 hasta la 5, de manera que se genere un conjunto de realizaciones óptimas de mapas de precipitación y otro de mapas de evapotranspiración real.
7. Se caracterizan las funciones de distribución de probabilidad de los mapas de realizaciones óptimas, con ellas y utilizando el modelo de balance hídrico de largo plazo, en el marco de una simulación de Montecarlo, se puede estimar la función de distribución de probabilidad de la escorrentía superficial en cualquier punto de una corriente dentro de las cuencas calibradas.

El algoritmo descrito deja ver que de la metodología de calibración resultan no únicamente mapas del promedio temporal de las variables climáticas, con incertidumbre minimizada en las localizaciones sin observaciones, y que hacen respetan los valores en los que sí existe muestra; sino que además se caracteriza la incertidumbre global de la variables, que el lector podrá asimilar con la incapacidad del método para garantizar la unicidad de la solución durante cada procedimiento de optimización.

Para evaluar la capacidad del algoritmo de calibración, se hizo una aplicación en la región en la que se encuentran las 70 cuencas con las que se construyó la Figura 2. Para tal efecto se utilizaron los datos de las observaciones de precipitación en las 231 estaciones administradas por el IDEAM, que fueron antes mencionadas, el mapa de precipitación promedio del producto 3B42 de la TRMM, los registros de caudal en las 70 estaciones ubicadas en los puntos de cierre de las cuencas, información que es también administrada por el IDEAM, y datos de elevación del terreno sobre el nivel del mar, de la misión SRTM.

Como resultado se obtuvo una reducción significativa de los errores que registra la Figura 2, los cuales pueden hacerse descender casi hasta la nulidad, especialmente cuando se seleccionan de manera adecuada los puntos en los que se introducen perturbaciones durante el procedimiento de optimización. La experiencia de los autores ha mostrado que la localización de estos puntos en los lugares de máxima incertidumbre local, estimada con un algoritmo de krigeado, representa una buena primera aproximación a la selección de estos puntos. Sin embargo, cuanto más se reducen errores, mayor es la probabilidad de que la solución óptima obtenida se corresponda con una sobre-calibración de los mapas climáticos, por ello, y como comentario final, se advierte de la necesidad de supervisión experta durante el procedimiento de optimización, de manera tal que los mapas minimicen los errores y hagan honor a las mediciones, además de ser consistentes con los procesos que dominan la física del clima en la región estudiada.

## Bibliografía

- Álvarez-Villa, O. D. (2007). *Cuantificación de la incertidumbre en la estimación de campos hidrológicos. Aplicación al balance hídrico de largo plazo*. PARH, Medellín, Colombia.
- Capilla, J., J. Rodrigo y J. J. Gómez-Hernández (1999). "Simulation of non-gaussian transmissivity fields honoring peizometric data and integrating soft secondary information". *Mathematical Geology*, 31(7), 907-927.
- Chávez, B. y A. Jaramillo (1999). "Regionalización de la temperatura del aire en Colombia". *Avances en Rec.. Hid.*, 6, 37-42.
- Goovaerts, P. (1997). *Applied Geostatistics*. Cambridge University Press, New York, USA.
- Huffman, G. F., D. T. Bolvin, E. J. Nelkin y D. B. Wolff (2007). "Satellite-based estimation of precipitation using microwave sensors". *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M. G. Anderson, Ed. Jhon Wiley and Sons, 965-980.
- Remeneiras, G. (1974). *Tratado de hidrología aplicada*. Editores Técnicos Asociados, Barcelona.
- Vélez, J., G. Poveda y O. Mesa (2000). *Balances Hidrológicos de Colombia*. PARH, Medellín, Colombia.