

MODELACIÓN NO LINEAL DE LA SEPARACIÓN DEL FLUJO BASE EN SUBCUENCAS DE CHIAPAS, MÉXICO

Non-Linear Modelling Separation of the Base Flow in Subbasins of Chiapas, Mexico

Víctor Manuel Salas Aguilar¹, Antonia Macedo Cruz^{1‡}, Fernando Paz Pellat¹,
Carlos Ortiz Solorio¹ y Enrique Palacios Vélez¹

¹ Posgrado de Hidrociencias, Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo. 56230 Montecillo, Estado de México.

[‡] Autora responsable (macedoan@colpos.mx)

RESUMEN

El flujo base es un elemento importante dentro de la modelación hidrológica en cuencas. Su estudio resulta clave en la estimación de la relación precipitación-escurrimiento. En este trabajo se separó el flujo base del gasto total en tres subcuencas en el estado de Chiapas. La variación de la recarga potencial de los acuíferos someros también fue evaluada. Las curvas de recesión se calibraron con el uso de la relación no lineal entre almacenamiento-descarga de un acuífero. El modelo se calibró mensualmente con base en un parámetro (a), el cual se relacionó con el gasto mensual en un enfoque de regresión cuantílica (RC). Este proceso permitió obtener valores del parámetro a escala diaria. Las curvas de recesión para las subcuencas, se ajustaron bien al modelo planteado ($R^2 > 0.85$). La regresión cuantílica permitió ajustar un modelo potencial en los valores extremos inferiores, de modo que el flujo base no excedió al gasto total. Los índices de flujo base (IBI) fueron 0.74, 0.69 y 0.54, para las subcuencas Cahuacán, Zanatenco y Tulijá respectivamente. La recarga potencial presentó una fuerte estacionalidad, producto de las altas precipitaciones de la zona. La recarga fue mayor para las subcuencas Cahuacán y Zanatenco. La subcuenca Tulijá se encuentra dentro de un acuífero reducido en su extensión, situación que limita una recarga mayor. Se demostró que la aplicación de un modelo no lineal en el análisis de las curvas de recesión es aplicable para evaluar la separación del flujo base y gasto total en subcuencas con distintas características hidrogeológicas.

Palabras clave: *balance hídrico subterráneo; relación almacenamiento-descarga; regresión cuantílica.*

SUMMARY

Base flow is an important element in hydrological modelling in a basin. Its study is key in estimating the rainfall-runoff relationship. In this work, base flow was separated from total stream flow in three subbasins in Chiapas. Variation in potential recharge of shallow aquifers was also evaluated. Recession curves were calibrated monthly using the nonlinear relationship between storage-discharge of an aquifer. The model was calibrated monthly based on a parameter (a). It was associated with the monthly stream flow quantile regression approach (RC) for parameter values on a daily scale. Recession curves for the different subbasins, fit the proposed model ($R^2 > 0.85$) well. The use of quantile regression allowed adjusting a potential model in the outliers, so that base flow did not exceed total stream flow. Base flow indices (IBI) were 0.74, 0.69 and 0.54, for the subbasins Cahuacán, Zanatenco and Tulijá, respectively. The recharge potential exhibited strong seasonality, product of high rainfall in the area. Recharge was higher for subbasins Cahuacán and Zanatenco. The subbasin Tulijá is located in a small aquifer, which limits greater recharge. It was shown that a nonlinear model to analyze the recession curve is applicable to assessing separation of base flow from total stream flow in subbasins with different hydrogeological characteristics.

Index words: *underground water balance; storage-discharge relationship; quantile regression.*

INTRODUCCIÓN

El desarrollo de modelos de relación precipitación-escorrimento (PE) requiere del conocimiento del balance hídrico al interior de un área de captación. Un elemento importante del balance y por lo tanto de la modelación PE es la separación del flujo base, definido como la porción del flujo que es generado por las aguas subterráneas y fluyen hacia el cauce principal.

Existen diferentes métodos para la separación del flujo base del flujo directo, tales como: métodos analíticos (Padilla *et al.*, 1994), gráficos (USDA-ARS, 1973), geoquímicos (Walling *et al.*, 1975) y automatizados que describen una relación no lineal de almacenamiento-descarga para el flujo base (Wittenberg y Sivapalan, 1999).

La curva de recesión ha sido simulada mediante una ecuación lineal simple, fundamentada en que el almacenamiento del acuífero es directamente proporcional a su parámetro de retención, donde las unidades son de tiempo (Pedersen *et al.*, 1980). Wittenberg (1994) y Gan y Lou (2013) mencionan que la curva de recesión en condiciones reales tiene forma cóncava, la cual es un fuerte indicativo de la no linealidad del proceso.

Un método común para estimar el flujo en aguas subterráneas es conocido por el enfoque *de abajo hacia arriba* el cual consiste en medir la lluvia en la superficie, para estimar la infiltración, redistribución, evaporación y percolación de las aguas residuales a través de la zona no saturada (Caro y Eagleson, 1981). Los errores en la medición de la precipitación, combinado con la incertidumbre de los parámetros del suelo, usados en los procesos individuales de los modelos, pueden producir fácilmente errores en la relación almacenamiento-descarga de las aguas subterráneas.

Otra opción para evaluar el balance de las aguas subterráneas, es el enfoque *de arriba hacia abajo*, que consiste en el análisis de las mediciones del gasto. Este método se basa en la separación del gasto total observado, en flujo rápido y flujo base, e identifica al flujo base como la salida del almacenamiento de las aguas subterráneas (Nathan y McMahon, 1990).

Aksoy y Wittenberg (2011) refieren que durante el período cuando la lluvia cesa y el flujo directo comienza a ser despreciable, la curva de recesión del flujo describe la atenuación del embalse de las aguas subterráneas y contiene información de la relación almacenamiento-descarga de un acuífero. Esta

información hace posible la separación del flujo base y directo en series de tiempo del flujo total y permite el cálculo de la recarga en las aguas subterráneas.

La Comisión Nacional del Agua reporta que el 16.3% de la precipitación media anual y el 36.03% del escurrimiento superficial de México, se producen en el estado de Chiapas (CONAGUA, 2011). Debido a ello se han realizado numerosos trabajos en sus cuencas hidrológicas, efectuándose análisis con modelos hidrológicos clásicos, como el método de curva numérica, la ecuación universal de pérdida de suelo y balances hídricos (Figueroa *et al.*, 2011; Santacruz de León, 2011; Esquivel *et al.*, 2013). Sin embargo, los datos disponibles para alimentar dichos modelos no están disponibles en forma operacional y generan incertidumbre, algo común en aplicaciones hidrológicas en México (Paz *et al.*, 2010).

El objetivo de este estudio fue analizar las curvas de recesión para separar el flujo base del gasto total e identificar la no linealidad de este proceso. Lo anterior es un paso hacia la modelación con base física como un progreso para el entendimiento y regionalización de los procesos hidrológicos a nivel de cuenca.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de Estudio

Ubicación. El estado de Chiapas se localiza al sureste de México; colinda al norte con el estado de Tabasco, al oeste con Veracruz y Oaxaca, al sur con el Océano Pacífico y al este con la República de Guatemala. Al interior del estado se ubicaron las tres subcuencas utilizadas en este estudio: Cahuacán, Zanatenco y Tulijá (Figura 1).

Los datos vectoriales de las subcuencas fueron adquiridas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía, con una escala de 1:50 000 (INEGI, 2013). Las subcuencas cuentan con un área de captación hídrica de 290, 234 y 157 km² respectivamente.

Clima e hidrografía. La subcuenca Cahuacán tiene un clima húmedo a subhúmedo con lluvias en verano, de acuerdo a la clasificación climática de Köppen modificado por García (1988), los rangos de temperatura varían de 18 a 34 °C a lo largo del año, la precipitación media anual oscila en los 4000 mm. El río que desemboca sus aguas es el Cahuacán, perteneciente a la cuenca Río Suchiate, dentro de la región hidrológica 23 (RH23).

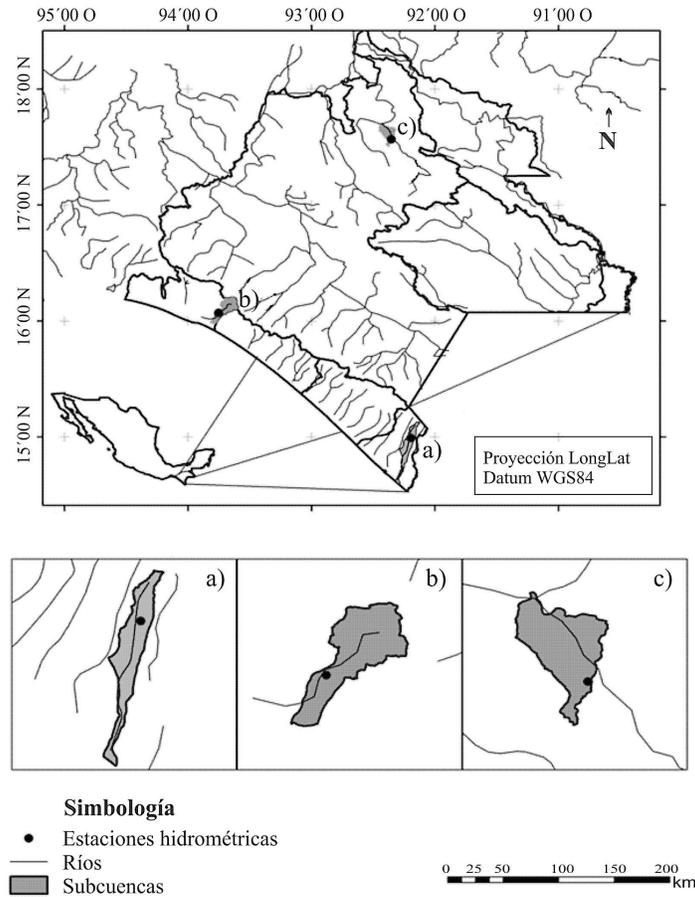


Figura 1. Ubicación general de las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá.

El clima de la subcuenca Río Zanatenco, se clasifica como húmedo con lluvias en verano, el porcentaje de lluvia invernal varía entre el 5 y el 10%, la temperatura media anual se estima en 28.3 °C, mientras que la precipitación media anual es de 3061.5 mm. El drenaje de esta subcuenca es desalojado por el Río Zanatenco, originado en la vertiente sur de la Sierra Madre de Chiapas y desemboca al Océano Pacífico. Pertenece a la región hidrológica 23.

La subcuenca Tulijá, debido a su conformación orográfica presenta una gran variedad de climas que van desde lo templado subhúmedo a cálido con lluvias registradas todo el año. La temperatura media anual es de 26 °C y la precipitación es superior a los 3800 mm. El Río Tulijá drena las aguas de la subcuenca hacia el golfo de México. Pertenece a la región hidrológica 30 (RH30).

Uso de suelo y vegetación. La descripción del uso de suelo y vegetación de las subcuencas, se obtuvo de los datos vectoriales serie V de INEGI (INEGI,

2014). Al interior de la subcuenca Cahuacán el 61% de la superficie corresponde a agricultura de riego y temporal, el 25% a pastizal, el 7% a zonas urbanas (Tapachula, Chiapas) y el 3% bosque mesófilo de montaña.

En la subcuenca Zanatenco, el pastizal y la selva mediana perennifolia predominan en el 82% del área con un 40 y 42%, respectivamente. La agricultura de temporal abarca un 12% y el bosque mesófilo de montaña ocupa el 5%. En cambio, en la subcuenca Tulijá el pastizal cultivado ocupa el 77% y la selva alta perennifolia el 19%, los cuerpos de agua y los asentamientos humanos tan solo ocupan el 3 y 0.006% respectivamente.

Marco hidrogeológico. La subcuenca Cahuacán se encuentra al interior del acuífero Soconusco (3081 km²), se clasifica como libre debido a sus características aluviales y a su funcionamiento hidráulico. Al noroeste se encuentra delimitado por una barrera de rocas ígneas graníticas que forman la Sierra Madre del Sur;

al noreste, por los productos piroclásticos del volcán Tacaná; al este por el Río Suchiate, y al sur y oeste con el Océano Pacífico. La fuente de recarga principal al acuífero es el agua infiltrada, debido a las altas precipitaciones que se tienen en la zona (CONAGUA, 2009a).

La subcuenca Zanatenco se ubica al interior del acuífero Arriaga-Pijijiapan (3644 km²), el almacenamiento de este acuífero está formado por materiales de relleno aluvial de la planicie costera. La infiltración es directa del agua de lluvia sobre la planicie y de la parte aluvial al pie de las sierras cristalinas, en donde las corrientes superficiales pierden su velocidad e infiltran una gran parte de su volumen. Las descargas se llevan por lo somero de los niveles, este acuífero se considera del tipo libre (CONAGUA, 2009b).

La subcuenca Tulijá se localiza en el acuífero Palenque (3971 km²), el cual se encuentra delimitado al sur por grandes elevaciones topográficas, que conforma la zona septentrional de Chiapas. El acuífero se encuentra alojado en materiales clásticos no consolidados, que por sus características litológicas forman un acuífero de tipo libre y espesor variable. En su hidrología, el acuífero presenta una reducida extensión tanto horizontal como vertical. Su fuente de recarga es la precipitación, captando además aportaciones de aguas laterales provenientes de rocas permeables, principalmente de las partes altas del relieve (CONAGUA, 2009c).

Descripción de la Base de Datos

Se utilizaron tres estaciones de aforo pertenecientes a la misma cantidad de subcuencas, no influenciadas por el manejo de las descargas de presas u obras de almacenamiento de gran impacto. El período de análisis fue de 2000-2011 (BANDAS, 2011), los años donde se presentaron vacíos fueron excluidos del análisis. Los datos de precipitación y temperatura a nivel diario fueron adquiridos de la base del Servicio Meteorológico Nacional para el mismo período; las estaciones climatológicas pertenecen a las subcuencas de estudio, las cuales se homologaron en tiempo con los registros de las estaciones hidrométricas, con estas variables se calculó la evapotranspiración potencial mediante el método de Hargreaves (1985).

El control de calidad de los datos, se evaluó con el método propuesto por González *et al.* (2002) el cual relaciona los cuartiles y el rango intercuartil para detectar valores extremos. La homogenización

de la serie de datos se realizó por medio del test de Radionov (2004). Este calcula la diferencia entre los valores medios de dos regímenes subsecuentes y ofrece un valor de cambio estadísticamente significativo de acuerdo con una prueba t de Student. Las inhomogeneidades se detectaron por medio del índice en cambio del régimen (ICR), que cuantifica valores positivos cuando el cambio en la media de la variable es positiva y en valores negativos es todo lo contrario (Radionov y Overland, 2005). La diferencia en el cambio del régimen se calcula con la Ecuación (1):

$$diff = t\sqrt{2\sigma^2/l} \quad (1)$$

donde: t es el valor de la distribución t (bilateral) con $2l-2$ grados de libertad a una probabilidad de 0.05. El parámetro l indica la serie de años correspondientes a un cambio en el régimen, en este caso se consideró 10 años, σ^2 es la varianza promedio de las oscilaciones de precipitación y gasto correspondientes. Los valores medios (x_r) de las oscilaciones corresponden a los l años considerados, dichos valores se suman y se restan a $diff$, obteniendo cambios en la media positivos o negativos. El cálculo final para obtener el ICR es la Ecuación 2:

$$ICR = \sum_{i=j}^{i+m} \frac{x_i}{l\sigma^2}, m = 0, 1, \dots, l-1 \quad (2)$$

Un cambio en el régimen se determina cuando los valores del gasto exceden los rangos de los valores medios de las oscilaciones por dos o más años continuos.

La Función no Lineal de la Relación Almacenamiento Descarga

La función exponencial ha sido usada para describir las relaciones de almacenamiento-descarga (Wittenberg, 1994):

$$S = aQb^b \quad (3)$$

dónde: S es el almacenamiento del acuífero m³, Qb es la tasa de descarga m³ s⁻¹, a es el factor de dimensión m^{3-3b} s^b y b es adimensional, cuando $b = 1$, corresponde a un reservorio lineal.

Para este caso el gasto fue expresado en volumen

por unidad de área por cada día (d), entonces S es en mm, Q en mm d⁻¹ y a fue en mm^{1-b} d^b.

La salida del acuífero puede ser derivada de la Ecuación (3) dando origen a la Ecuación 4:

$$Qb = \left[\frac{S}{a} \right]^{1/b} \quad (4)$$

Al combinar la Ecuación (3) con la ecuación de continuidad $\frac{\partial S}{\partial t} = -Q$ produce la Ecuación 5:

$$Q_t = Q_0 \left[1 + \frac{(1-b)Q_0^{1-b}}{ab} t \right]^{\frac{1}{b-1}} \quad (5)$$

donde: Q_t es la curva de recesión de un reservorio no lineal y Q_0 es la descarga inicial

Calibración de los Parámetros de la Curva de Recesión

Se eligieron dos años hidrológicos de las series de tiempo en la que no existan datos faltantes. A nivel mensual se seleccionaron las curvas de recesión más razonables, la curva de recesión empieza con un valor alto del flujo y valores subsecuentes con igual flujo o menor que el anterior, se considera parte de la curva recesión hasta que existe un incremento en la curva.

Los parámetros a y b pueden ser calibrados con el método iterativo de mínimos cuadrados ajustados a los datos diarios de la curva de recesión. El valor del exponente b oscila entre 0 y 1, Wittenberg (1994; 1999) y Aksoy y Wittenberg (2011) mencionan que para propósitos prácticos, tal como una regionalización, es posible fijar el parámetro b y calibrar el parámetro a .

Los análisis de curva de recesión en diferentes regímenes hidrológicos alrededor del mundo producen valores $b < 1$, con un valor medio de 0.5. Por ello, se fijó el parámetro b en 0.5 y solo mensualmente se calibra el parámetro a .

Los períodos de la calibración de la curva de recesión variaron dependiendo de los registros disponibles de cada subcuenca. El desempeño de la curva de recesión simulada se evaluó mediante el coeficiente de determinación (R^2). Los valores mensuales del parámetro a calibrado de las diferentes subcuencas fueron estandarizados a la unidad.

Separación del Flujo Base

El algoritmo del embalse no lineal fue aplicado para la separación del flujo base del total de las series de tiempo del flujo diario. Una vez que el modelo es calibrado el cálculo del flujo base comienza en el último valor de la recesión y se regresa progresivamente a lo largo del eje de tiempo del hidrograma. El flujo base al tiempo $t - \Delta t$ es determinado invirtiendo la Ecuación (5):

$$Q_{t - \Delta t} = \left[Q_t^{b-1} \frac{t(b-1)}{ab} \right]^{\frac{1}{b-1}} \quad (6)$$

El tiempo Δt es normalmente un día, el cálculo detallado de la recesión del flujo base puede verse a detalle en Wittenberg (1999). Debido a que el valor de b es fijado a 0.5, el parámetro a es el único variable. La variación diaria de este parámetro es descrita mediante un modelo potencial ($y = bx^c$), de manera similar a lo que se hace con la curva maestra (Tallaksen, 1995), se combinan las curvas individuales de recesión en una sola. El valor de a fue predicho por la relación que se obtuvo con el gasto máximo mensual.

La limitante de los modelos anteriores es que ajusta los datos mediante el uso de mínimos cuadrados ordinarios a la media de la distribución, es por ello que evita modelar los extremos de la variable respuesta. Para optimizar el valor de los parámetros del modelo y describir el parámetro a , se utilizó el método de regresión cuantílica no lineal (NLQR).

La forma funcional de NLQR puede ser expresada como la Ecuación (7):

$$Y_i = \xi\tau(t_i, b) + \epsilon_i \quad (7)$$

donde: $\xi\tau(t_i, b)$ es la función paramétrica formulada como una función no lineal de los parámetros en el modelo ($y = bx^c$), $\tau = (\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_q)$ es un vector dimensional $q * 1$, usado para definir los cuantiles. El enfoque del modelo NLQR condiciona que la distribución de la respuesta Y es en función de τ . La estimación de los parámetros se obtuvo de manera iterativa al minimizar la suma de los residuales ponderados absolutos (SRE), mediante el uso de la función NLRQ en la librería *quantreg* del paquete estadístico R 3.0.3 (Koenker, 2005).

$$SRE\tau = \min \sum_{i=1}^n \rho\tau |Y_i - \xi\tau(ti, b)| \quad (8)$$

Se seleccionaron los parámetros del cuantíl más bajo y que fuera significativo ($P < 0.05$). Esto es porque los parámetros obtenidos del modelo ajustado en describir a deben ser bajos, para que en términos prácticos el flujo base no exceda el flujo total al aplicar la Ecuación (6) a escala diaria. La regresión cuantílica fue implementada por Koenker y Bassett (1978). Para ver más detalles sobre utilización y limitaciones de la regresión cuantílica ver Weerts *et al.* (2011) y López y Mora (2007).

Recarga Potencial

Al obtener series continuas de flujo base diario, es posible calcular la recarga potencial de aguas subterráneas, como se muestra a continuación en la Ecuación (9):

$$RASi = \int_{t_{i-1}}^t (RV) dt - \int_{t_{i-1}}^t (ETP + Qb) dt - \Delta S dt \quad (9)$$

donde: $RASi$ es la recarga de aguas subterráneas (mm d^{-1}); RV son las recargas verticales (mm d^{-1}); ETP es la evapotranspiración (mm d^{-1}); Qb es el flujo base (mm d^{-1}) y ΔS el cambio del almacenamiento calculado con la Ecuación (3) (mm d^{-1}).

Las recargas verticales son determinadas por la infiltración, lo que permite mitigar la recarga inducida por riego y por fugas de los sistemas de almacenamiento de las zonas urbanas, por falta de información. Por lo tanto, la RV queda reducida a la siguiente Ecuación (10):

$$RV = I = P - FD \quad (10)$$

donde: FD es el flujo directo (mm d^{-1}), calculado una vez determinado el flujo base.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis de Datos

La subcuenca Cahuacán presentó cambios ligeros del ICR (+0.04, -0.03), positivo a principios de 2003 y

negativo a finales de 2005, que indica un período de dos años por encima de la media. La subcuenca Zanatenco también ubicada en la costa de Chiapas, presentó un cambio positivo en el 2005, mismo que descendió para el siguiente año. Para estas dos subcuencas se observó un decremento en la media del gasto desde finales de 2007, hasta finalizar sus respectivos registros (Figura 2).

La subcuenca Tulijá solo a finales del 2011 presentó un cambio del ICR (+0.4). En este análisis se observó que la magnitud en los cambios no fue tan importante ($ICR < 0.5$). De acuerdo con Radionov (2004), en algunas situaciones, es preferible conocer la magnitud del cambio independientemente de su signo, por la razón de que la magnitud sería un fuerte indicador de la anomalía en la serie datos. En Chiapas, se han presentado desastres naturales consecutivos en años recientes (CONAGUA, 2011) por lo cual, los sistemas de observación no marcan una inhomogeneidad de fuerte magnitud para el período de análisis.

Ajustes de las Curvas de Recesión

La Figura 3 muestra las curvas de recesión de mayor duración en cada subcuenca (mes de octubre). Se observa una relación no lineal en la descarga del acuífero, que mantiene fijo el parámetro b . El Cuadro 1 presenta la calibración del parámetro a , con respecto a los valores máximos de escurrimiento para las tres subcuencas en dicho período.

En general, la calibración de la curva de recesión fue alta para todos los meses ($R^2 > 0.85$). Lo anterior es similar a lo reportado por Gan y Luo (2013), quienes encontraron una relación no lineal en la descarga del acuífero y asumen esta relación a factores como el clima, topografía, tipo de suelos y geología de la cuenca.

Resultados similares fueron encontrados por Núñez *et al.* (2011) al analizar la respuesta de la curva de recesión en 17 subcuencas, estos autores afirman que la recesión también puede ser representada por medio de un modelo de dos embalses lineales. La aplicación del modelo de dos embalses no lineales requiere la calibración de tres parámetros y en muchos de los casos la dispersión de los datos en una gráfica semilogarítmica tiende a ser cóncava la cual es fuerte indicación de no linealidad (Wittenberg, 1994, 2003).

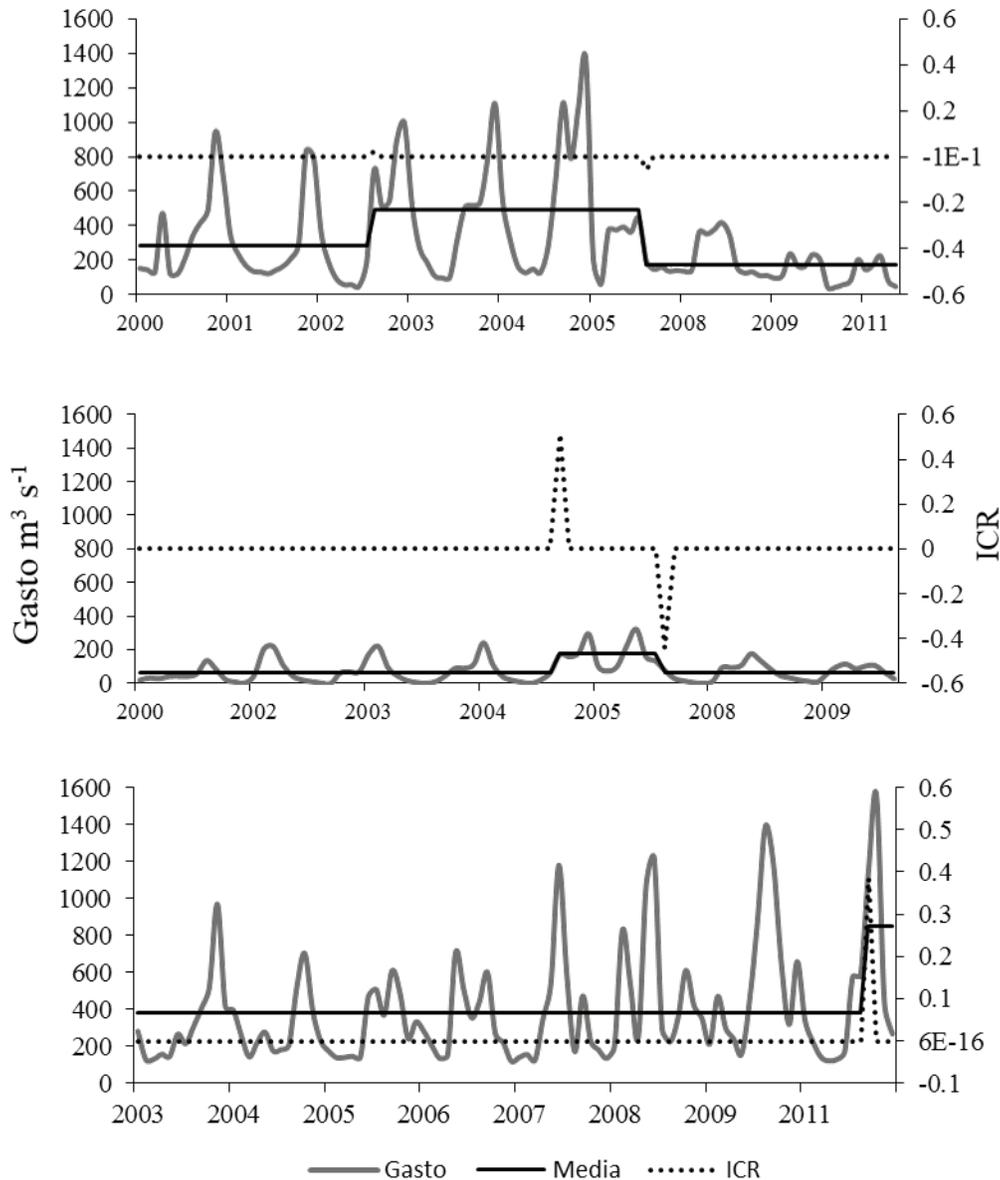


Figura 2. Detección del cambio del régimen en el gasto ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) e índice de cambio en el régimen mensual (ICR) para las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá.

Separación del Flujo Base y Recarga Potencial

La relación entre el parámetro a mensualmente ajustado y el gasto máximo mensual es negativa, esto se puede observar en la Figura 4. Cuando existen valores mínimos del gasto los valores de a tienden a la unidad y conforme los valores del gasto aumentan el valor del parámetro disminuye potencialmente. En los tres casos, el modelo potencial con el valor de la pendiente negativa fue el que mejor se adaptó. El ajuste para las tres subcuencas fue aceptable ($R^2 < 0.67$ y $R^2 > 0.5$),

sin embargo, el objetivo de este análisis fue obtener valores diarios de a que describan de mejor forma el comportamiento del flujo base en el extremo inferior de la distribución de los datos.

Por lo tanto, en el análisis de la regresión cuantílica los parámetros del cuantil 0.2 fueron significativos ($P < 0.05$) para las tres subcuencas, el Cuadro 2 muestra los coeficientes de la regresión del cuantil 0.2.

La Figura 5 muestra el ajuste de la regresión cuantílica para los cuantiles 0.2 y el 0.9, ningún cuantil se ajustó al origen, sin embargo la pendiente del modelo

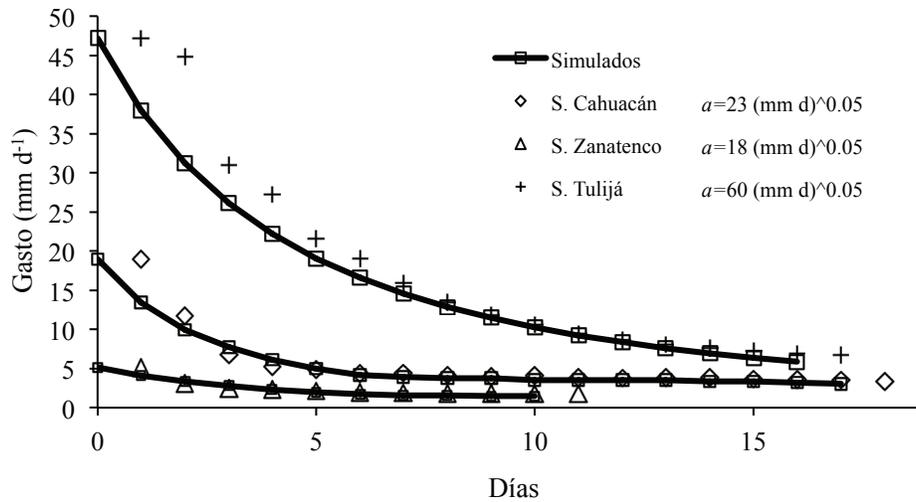


Figura 3. Ajuste de las curvas de recesión de datos observados contra simulados, en el mes de octubre para las subcuencas de estudio.

si describió la tendencia de los datos. Los parámetros del Cuadro 2 permitieron modelar *a* en forma diaria, de esta manera no solo se obtienen valores de este parámetro para separar el flujo base, también es posible evaluar la relación almacenamiento-descarga a nivel diario.

Un análisis visual del conjunto de datos indicó que el valor del parámetro de escala (*bo*) producía mejores resultados si se ajustaba a un rango de 0.8 y 0.9, esto tiene congruencia porque al observar la tendencia de

Cuadro 1. Valor del parámetro *a* en el ajuste no lineal de la relación almacenamiento-descarga, para las tres subcuencas de estudio.

Nombre de subcuenca	Valor calibrado de <i>a</i> mm d ⁻¹	R ²
Cahuacán	23	0.94
Zanatenco	18	0.87
Tulijá	60	0.92

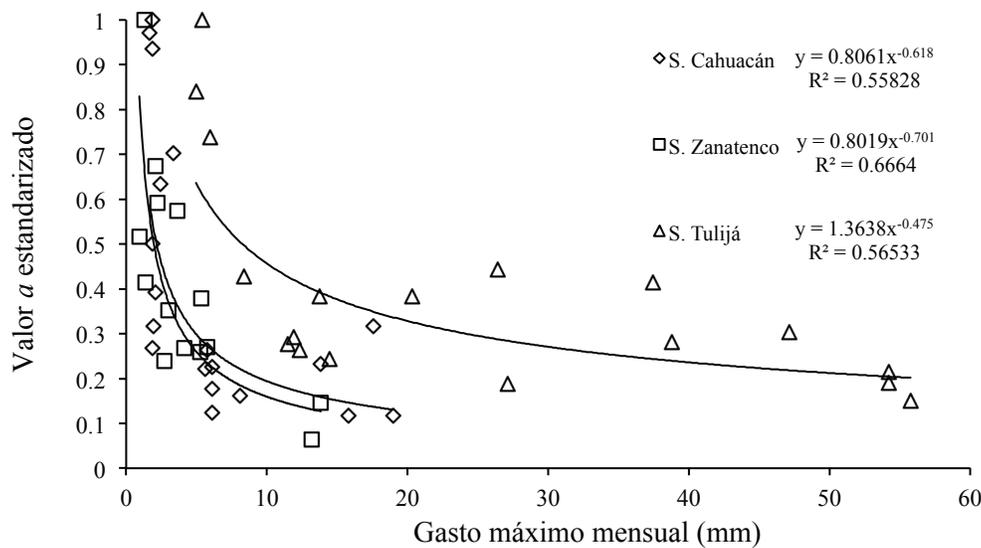


Figura 4. Relación entre el parámetro calibrado y el gasto máximo mensual, para las subcuencas: Cahuacán, Zanatenco y Tulijá.

Cuadro 2. Resultados de la regresión cuantílica para estimar el valor de a en escala diaria.

Parámetro	S. Cahuacán		S. Zanantenco		S. Tulijá	
	Coef	SRE	Coef	SRE	Coef	SRE
B_0	0.6035	0.304	0.4938	0.21	0.683	0.385
c_1	-0.594	0.27	-0.5602	0.283	-0.377	0.34

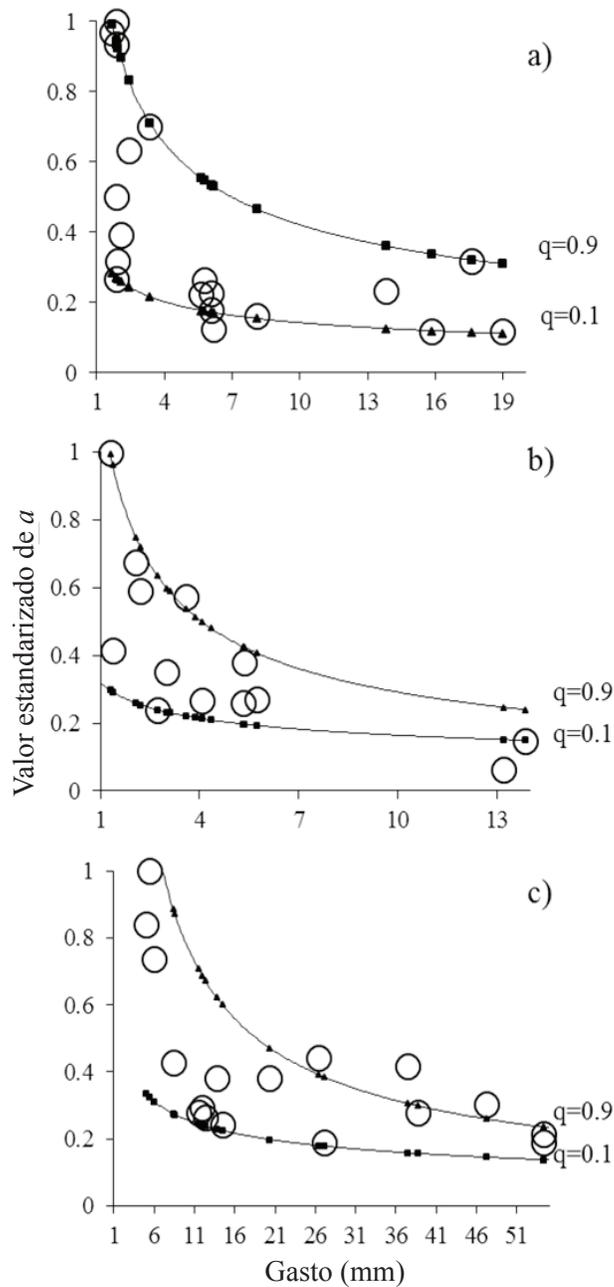


Figura 5. Ajuste de la regresión cuantílica, en los cuantiles 0.2 y 0.9 de las subcuencas: a) Cahuacán; b) Zanantenco y c) Tulijá.

los datos, valores de a cercanos a la unidad producen valores del gasto mínimos. El parámetro se fijó en 0.85 para todas las subcuencas, varió únicamente la pendiente del modelo obtenido por RQ .

La Figura 6 muestra la separación del flujo base para las tres subcuencas. Durante períodos de baja precipitación la contribución del flujo base es más considerable que el flujo directo, el flujo directo responde simultáneamente con la presencia de altas precipitaciones. Los resultados de Penna *et al.* (2011) fueron similares, ellos encontraron que la respuesta al escurrimiento superficial fue alta en subcuencas con condiciones antecedentes húmedos, cuando se supera el umbral de humedad en el suelo, cercanas a la saturación.

El índice del flujo base (IFB), proporción del gasto total y el flujo base, varió en cada subcuenca, se presentaron un IFB de 0.74, 0.69 y 0.54, para las subcuencas Cahuacán, Zanatenco y Tulijá respectivamente. De acuerdo con Price (2011) la diferencia del IFB radica en la composición de las rocas presentes en las subcuencas, la subcuenca Tulijá exhibe rocas permeables de tipo calizas, por lo tanto tiende a almacenar grandes volúmenes de agua, en contraste con el tipo de roca predominante en las subcuencas Cahuacán y Zanatenco donde existe abundancia de rocas basálticas y cristalinas poco permeables. Algunos autores como Santhi *et al.* (2008) afirman que el IFB está relacionado al porcentaje de arena, al gradiente y la cantidad de precipitación efectiva. Longobardi

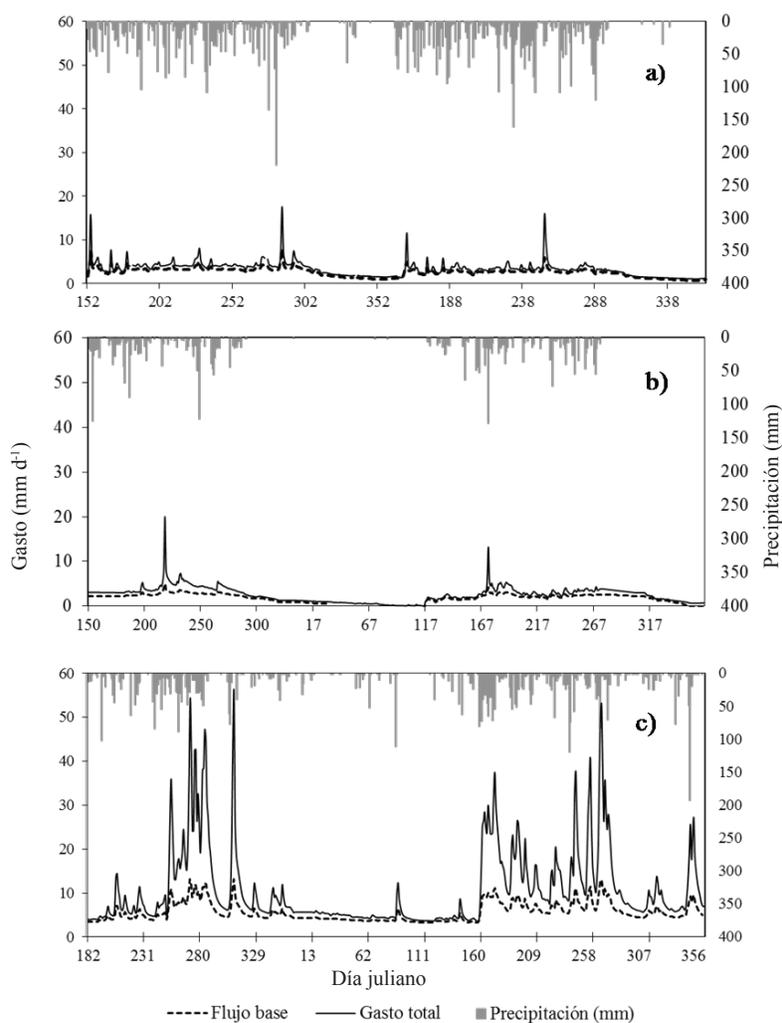


Figura 6. Separación del flujo base del gasto total calculado para diferentes años en las subcuencas a) Cahuacán2007-2008, b) Zanatenco2008-2009 y c) Tulijá 2004-2005.

y Villani (2008) indicaron que la forma de la cuenca influye en la respuesta del IFB, donde cuencas alargadas son propensas a desalojar el flujo más rápidamente. Aksoy y Wittenberg (2011) mencionan que el almacenamiento y las propiedades hidráulicas del acuífero están más relacionados al gasto, que a la morfología de la superficie de las cuencas.

En general el modelo no lineal de almacenamiento-descarga produce estimaciones muy cercanas entre el flujo base y el gasto total, lo anterior no dista mucho de la realidad. González *et al.* (2009) utilizaron trazadores hidrogeológicos para separar el flujo base del total y encontraron que incluso en períodos de inundaciones la descarga de aguas subterráneas es el mayor contribuidor al gasto en los ríos, otros autores como Chapman y Maxwell (1996) presentaron resultados similares.

Por otra parte valores promedio mensuales de recarga potencial son mostrados en la Figura 7. Como era de esperarse por la condición climática que alberga el estado de Chiapas, ninguna subcuenca presentó déficit de recarga de aguas subterráneas.

En la cuenca Cahuacán se presentan altos valores de recarga sobre todo en los meses de verano y otoño debido a las altas precipitaciones presentadas en el año 2008, la recarga anual fue de 2547 mm y el gasto total fue de 847 mm. En contraste, la subcuenca Zanatenco presentó valores de recarga más austeros con solo 871 mm anuales de recarga y 743 mm de gasto anual.

Por último, el gasto anual de la subcuenca Tulijá excedió a la recarga potencial con valores de 3700 mm y 524 mm respectivamente, en su hidrología este acuífero presenta una reducida extensión en lo vertical, además es caracterizado por predominio de zonas

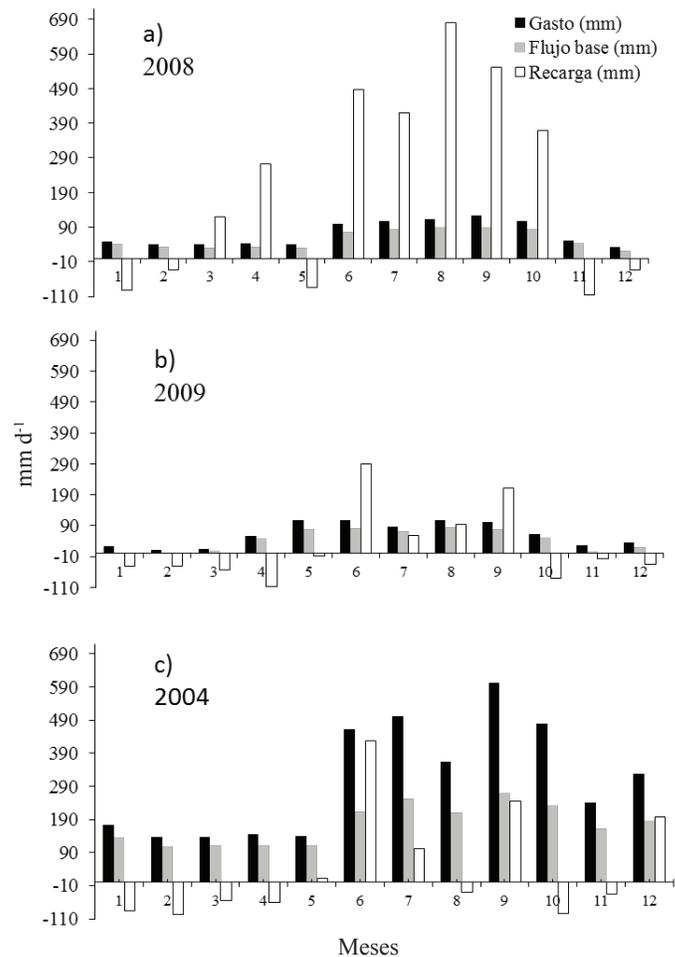


Figura 7. Valores mensuales del gasto, flujo base y recarga potencial en las subcuencas a) Cahuacán; b) Zanatenco y c) Tulijá.

pantanosas (CONAGUA, 2009c) lo cual impide una recarga potencial grande. En esta forma el escurrimiento responde rápidamente a la precipitación.

CONCLUSIONES

- El análisis de las curvas de recesión en tres subcuencas en Chiapas se ajustó satisfactoriamente al modelo no lineal de almacenamiento-descarga. El ajuste de un solo parámetro permitió identificar una relación potencialmente inversa entre el parámetro a y los valores máximos del gasto mensual.
- El empleo de la regresión cuantílica permitió modelar el extremo inferior de la relación anterior y con ello se obtuvieron valores del parámetro a diariamente. El uso de un parámetro único para la separación del flujo base, fue suficiente para proporcionar una herramienta útil en términos operacionales.
- Las tres subcuencas presentaron una fuerte estacionalidad en la recarga de acuíferos, producida por las altas precipitaciones que se tienen en la zona. Los meses de invierno presentaron déficit, mientras que en los meses de verano y otoño se presentaron excesos en la recarga.
- La forma del acuífero incide en el balance hídrico de la recarga, en acuíferos con gran extensión, como las subcuencas Cahuacán y Zanatenco la recarga es superior al gasto total. La subcuenca Tulijá presenta una menor extensión en lo vertical, por ello la recarga fue inferior al gasto. Se recomienda el uso de esta metodología en otras subcuencas, con el objeto de regionalizar los parámetros

LITERATURA CITADA

- Aksoy, H. and H. Wittenberg. 2011. Nonlinear baseflow recession analysis in watersheds with intermittent streamflow. *Hydrol. Sci. J.* 56: 226-237.
- BANDAS (Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales). 2011. Consulta de datos hidrométricos, de presas y sedimentos. Comisión Nacional del Agua, México. www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/contenido/documentos/portada%20bandas.htm (Consulta: enero 15, 2014).
- Caro, R. and P. S. Eagleson. 1981. Estimating aquifer recharge due to rainfall. *J. Hydrol.* 53: 185-211.
- Chapman, T. G. and A. I. Maxwell. 1996. Baseflow separations-comparison of numerical methods with tracer experiment. pp. 539-545. *In: Proceedings of the 23rd Hydrology and Water Resources Symposium.* Hobart, Tasmania, Australia.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua.) 2009a. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero Soconusco. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. México, D. F.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2009b. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero Arriaga-Pijijiapan. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. México, D. F.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2009c. Actualización de la disponibilidad media anual de agua subterránea. Acuífero Palenque.. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. México, D. F.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua). 2011. Estadísticas del agua en México. Secretaría de Medio ambiente y Recursos Naturales. Mexico, D. F.
- Esquivel A., G., P. Bueno H., I. Sánchez C., M. A. Velásquez V. y G. Delgado R. 2013. Eficiencia predictiva de modelos hidrológicos para cuencas poco instrumentadas. *In: III Congreso Nacional de Manejo de Cuencas Hidrográficas.* Universidad Nacional Autónoma de México. Morelia, Michoacán.
- Figuerola J., M. L., L. A. Ibáñez C., R. Arteaga R., J. L. Arellano M. y M. Vázquez P. 2011. Cambio de uso de suelo en la cuenca de San Cristobal de las Casas, México. *Agrociencia* 45: 531-544.
- Gan, R. and Y. Luo. 2013. Using the nonlinear aquifer storage-discharge relationship to simulate the base flow of glacier- and snowmelt-dominated basins in northwest China. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17: 3577-3586.
- García, E. 1988. Modificaciones al régimen de clasificación climática de Köppen. Instituto de Geografía, UNAM. México, D. F.
- González, H. J., M. De Luis, P. Stepanek, J. Raventos y J. María. 2002. Reconstrucción, estabilidad y proceso de homogeneizado de series de precipitación en ambientes de elevada variabilidad pluvial. pp. 47-57. *In: J. M. Cuadrat, S. M. Vicente S. y M. A. Saz (eds.). La información climática como herramienta de gestión ambiental.* VII Reunión Nacional de Climatología. Universidad de Zaragoza. Zaragoza, España.
- González, A. L., J. Nonner., J. Heijckers, and S. Uhlenbrook. 2009. Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hidrol. Earth Syst. Sci.* 13: 2055-2068.
- Hargreaves, G. H. and Z. A. Samani. 1985. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Appl. Eng. Agric.* 1: 96-99.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2013. Red hidrográfica escala 1:50,000 edición 2.0. México. www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/hidrologia/descargas.aspx (Consulta: marzo 12, 2014).
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2014. Datos vectoriales escala 1:250,000 serie V: Uso de suelo. México. www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/ususuelo/default.aspx (Consulta: abril 22, 2014).
- Koenker, R. and G. Bassett. 1978. Regression quantiles. *Econometrica* 46: 33-50.
- Koenker R. 2005. Quantile regression. *Econometric Society Monographs.* Cambridge University Press. UK.
- Longobardi, A. and P. Villani. 2008. Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index. *J. Hydrol.* 355: 63-75.

- López, H. A. y H. M. Mora. 2007. Cálculo de los estimadores de regresión cuantílica lineal por medio del método ACCPM. *Rev. Colombiana Estadist.* 30: 53-68.
- Nathan, R. J. and T. A. McMahon. 1990. Evaluation of automated techniques for baseflow and recession analyses. *Water Resour. Res.* 26: 1465-1473.
- Núñez G, G., M. A. Dominguez., E. Ventura y A. Ramírez. 2011. Modelación de las curvas de recesión de hidrogramas observados en una cuenca semiárida pequeña. *Agrociencia* 45: 157-164.
- Padilla, A., A. Pulido-Bosh, and A Mangin. 1994. Relative importance of baseflow and quickflow from hydrographs of karst spring. *Ground Water* 32: 267-277.
- Paz P, F., M. I. Marin, E. López, A. Zarco, M. Bolaños, J. L. Oropeza, M. Martínez, E. Palacios y E. Rubiños. 2010. Elementos para el desarrollo de una hidrología operacional con sensores remotos: Suelo desnudo. *Tec. Cienc. Agua.* 1: 11-19.
- Pedersen, T. J., J. C. Peters., and O. J. Helweg. 1980. Hydrographs by single linear reservoir model. *J. Hydraul. Div. ASCE* 106: 837-852.
- Penna, D., H. J. Tromp-van Meerveld., A. Gobbi, M. Borga, and G. Dalla Fontana. 2011. The influence of soil moisture on threshold runoff generation process in an alpine headwater catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15: 689-702.
- Radionov, S. N. 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophys. Res. Lett.* 31: 1-4.
- Radionov, S. N. and J. E. Overland. 2005. Application of a sequential regime detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES J. Mar. Sci.* 62: 328-332.
- Santacruz, D. G. 2011. Estimación de la erosión hídrica y su relación con el uso del suelo en la cuenca del río Cahoacán, Chiapas, México. *Aqua-LAC* 3.1: 45-54.
- Santhi, C., P. M. Allen, R. S. Muttiah, J. G. Arnold, and P. Tuppad. 2008. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. *J. Hydrol.* 351: 139-153.
- Tallaksen, L. 1995. A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* 165: 349-370.
- USDA (United States Department of Agriculture -Agricultural Research Service). 1973. Linear theory of hydrologic systems. Technical Bulletin No. 1468. Washington, DC, USA.
- Walling, D. E. and I. D. Foster. 1975. Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect: Some further comments. *J. Hydrol.* 26 237-244.
- Wittenberg, H. 1994. Nonlinear analysis of flow recession curves. *IAHS Publ.* 221: 61- 67.
- Wittenberg, H. 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage process. *Hydrol. Process.* 13: 715-726.
- Wittenberg, H. and M. Sivapalan. 1999. Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *J. Hydrol.* 219: 20-33.
- Wittenberg, H. 2003. Effects of season and man-made changes on baseflow and flow recession: Case studies. *Hydrol. Process.* 17: 2113-2123.
- Weerts, A. H., H. C. Winsemius, and J. S. Verkade. 2011. Estimation of predictive hydrological uncertainty using quantile regression: Examples from the National Flood Forecasting System (England and Gales). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15: 255-265.