



Evaluación de recursos hídricos en la cabecera del Segura utilizando modelos agregados de balance

Autor: Francisco Pellicer Martínez

Institución: Universidad de Murcia

Otros autores: José Miguel Martínez Paz (Universidad de Murcia)

Resumen

Los recursos hídricos son un elemento clave para el adecuado desarrollo de las actividades económicas de los habitantes de una cuenca hidrográfica, siendo un recurso estratégico en las zonas de escasez. Estos recursos se pueden estimar mediante modelos hidrológicos precipitación-escorrentía que, una vez contrastada su validez en la zona de estudio, también se pueden utilizar para evaluar la influencia del cambio climático y de los cambios de uso del suelo sobre los propios recursos hídricos.

En esta comunicación se determina un modelo hidrológico agregado a escala mensual que estima de forma adecuada los recursos hídricos en varias cuencas de cabecera de la cuenca del Segura, en el sureste de España, donde los recursos hídricos son básicos para el desarrollo socioeconómico de la cuenca. Para tal fin, se han aplicado cuatro modelos agregados de balance mensual contrastados en la literatura y se ha seleccionado el que mejor se adapta a la zona de estudio, introduciendo posteriormente la simulación de nieve con un módulo de fusión.

Entre estos cuatro modelos se ha seleccionado el modelo abcd porque proporciona los valores más elevados de coeficiente de determinación (NS) tanto en la calibración como en la validación. Con este modelo se obtienen valores superiores a 60 en tres de las cinco cuencas encontrándose entre ellos el máximo, 88.3. La introducción de la simulación de la nieve a este modelo ha proporcionado los mismos ajustes que antes y se ha descartado dicha modificación.

Una vez establecido el modelo abcd como el que mejor estima los recursos hídricos en la zona de estudio se ha comparado con el modelo SIMPA, modelo distribuido utilizado en España para evaluar los recursos hídricos por parte del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Los resultados de predicción de caudales con el modelo agregado abcd cuanto menos han sido similares a los obtenidos con el modelo distribuido SIMPA, pese a que el modelo agregado requiere menos información de partida y su calibración es más sencilla que el modelo distribuido.

Palabras claves: modelos hidrológicos, recursos hídricos, precipitación-escorrentía, cuenca del Segura

Introducción

Los recursos hídricos son un elemento clave para el adecuado desarrollo de las actividades básicas de los habitantes de una cuenca hidrográfica, siendo un recurso estratégico en las zonas de escasez (Gleick, 1986). La diferencia entre estos recursos hídricos y los caudales ambientales son los recursos disponibles para satisfacer las demandas del resto de sectores (abastecimiento, regadío, industria,...) de las cuencas hidrográficas. Los caudales ambientales tienen prioridad en su asignación, dado que son imprescindibles para mantener el estado ecológico de los ecosistemas acuáticos y terrestres asociados (Perni et al., 2012).

La evaluación de estos recursos hídricos en una cuenca es un paso previo imprescindible para la planificación hidrológica y la asignación de volúmenes en la misma. Una forma de asignar estos recursos hídricos entre las demandas es mediante el empleo de modelos de sistemas de decisión. Estos utilizan como datos de entrada, los recursos hídricos en forma de series temporales de caudales en régimen natural (Andreu et al., 1996). El resultado de estos modelos nos indica el funcionamiento del sistema y, si existe déficit, estima la cantidad de recursos alternativos necesarios, tales como la desalación o los trasvases (Grindlay et al., 2011). Por tanto, conocer los recursos hídricos de una cuenca hidrográfica es uno de los primeros pasos en el proceso de manejo de cuencas (Wurbs, 2005).

La primera forma de determinar estas series de caudales es mediante la restitución al régimen natural. Esta metodología precisa de mediciones de caudales en estaciones de aforo y conocer, si existen, las alteraciones que el hombre ha realizado aguas arriba del punto de medición (Wurbs, 2006). Si no se dispone de toda esta información, se pueden evaluar estos caudales utilizando modelos precipitación-escorrentía. Este tipo de modelos estiman el caudal generado en un mes dentro de una cuenca, a partir de variables climáticas registradas y unos parámetros ajustados con datos reales. Aunque, la motivación tradicional de estos modelos fue investigar la importancia de los procesos hidrológicos (Xu and Singh, 1998), pronto se empezaron a utilizar con otros propósitos. Sus primeras aplicaciones fueron la estimación de caudales en puntos geográficos en donde nunca se han realizado mediciones, completar o alargar series de caudales o realizar predicciones a corto plazo. También se han utilizado para evaluar la influencia del cambio climático y las variaciones del uso del suelo sobre los recursos hídricos de una cuenca (Gleick, 1986; Wilk and Hughes, 2002; Xu et al., 2012) y como referencia en la determinación de los caudales ecológicos (Belmar et al., 2011).

El primer modelo de balance fue desarrollado en la década de los 40 (Thorntwaite, 1948). Este modelo fue modificado posteriormente por su propio autor (Thorntwaite and Mather, 1955; Thorntwaite and Mather, 1957) y ha sido la base para el diseño de otras muchas variantes de modelos hidrológicos (Alley, 1984; 1985; Makhoul and Michel, 1994; Vandewiele et al., 1992; Xiong and Guo, 1999). Estos modelos están en constante evolución, ya sea por modificaciones en su estructura (Li et al., 2011; Mouelhi et al., 2006), o por la inclusión de nuevos procesos hidrológicos como la nieve (Xu, 2002).

Existen más tipos de modelos hidrológicos diseñados para otras escalas temporales, como los diarios (Boughton and Inst Engineers, 1993) y otros que implementan los procesos de forma distribuida (Arnold et al., 1998). Esta diversidad de modelos está relacionada con las diferentes características de cada cuenca hidrológica y con el objetivo del estudio. Además, dado que no todos los modelos reproducen de forma adecuada los caudales generados dentro de una misma cuenca hidrológica (Hughes and Metzler, 1998), es necesario un análisis previo para seleccionar el modelo idóneo para la misma.

Dada la diversidad de modelos, el principal objetivo de este trabajo es determinar un modelo agregado mensual que estime de forma adecuada los recursos hídricos en varias cuencas de cabecera de la cuenca del Segura, en el sureste de España, donde los recursos hídricos son básicos para el desarrollo socioeconómico de la cuenca (Martinez-Paz and Perni, 2011). Para tal fin, se han aplicado cuatro modelos agregados de balance mensual contrastados en la literatura y se ha seleccionado el que mejor se adapta a la zona de estudio, introduciendo posteriormente la simulación de nieve con el módulo de fusión. Una vez establecido el modelo final se han comparado los resultados con los del modelo SIMPA (Estrela and Quintas, 1996), modelo distribuido utilizado en España para evaluar los recursos hídricos por parte del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. El objetivo de esta comparación es comprobar si difieren los resultados entre el modelo agregado seleccionado y este modelo distribuido que requiere una mayor información de entrada y una mayor capacidad de cómputo respecto al modelo agregado.

Tras esta introducción, el resto del trabajo se estructura de la siguiente forma: en el segundo apartado se presenta la metodología, describiendo los modelos utilizados. En el tercer apartado se describen las características principales del área de estudio y la información utilizada. El cuarto apartado contiene el análisis y discusión de los resultados obtenidos, finalizando con el apartado de conclusiones.

METODOLOGÍA

En el primer punto de la metodología se describen los modelos utilizados en el artículo, incluyendo el módulo de fusión. A continuación se explicita el proceso de calibración y en el último punto se incluye el criterio empleado para la comparación de los modelos.

Modelos Hidrológicos

Como se ha comentado en la introducción, existe una gran variedad de modelos hidrológicos que suelen clasificarse en función de su estructura espacial (agregados, distribuidos, semi-distribuidos,...) o en función del intervalo temporal de cálculo (interanual, anual, mensual, semanal, diario,...). Entre esta diversidad de modelos se han seleccionado para este trabajo cuatro modelos agregados de balance mensual por los siguientes motivos: poseen una estructura sencilla que permite identificar claramente los principales procesos hidrológicos, la información necesaria suele estar disponible y es sencilla de manejar (lo que no ocurre con los modelos distribuidos o aquellos con una escala temporal menor) y no necesitan gran capacidad de cómputo para su calibración.

Estos modelos hidrológicos se fundamentan en la ecuación de continuidad o de balance en el tiempo:

$$\Delta V = I(t) - O(t)$$

Siendo, ΔV , la variación de volumen almacenado en la propia cuenca, $I(t)$ representa las entradas al sistema y $O(t)$ las salidas. En concreto, para los modelos agregados aplicados, la entrada al sistema, en forma de serie, es la precipitación en forma de lluvia $R(t)$ y, las salidas, también en forma de serie, son los caudales aforados $Q(t)$ y la evapotranspiración real $E(t)$ (Zhang et al., 2008).

$$\Delta V = R(t) - E(t) - Q(t)$$

El valor de la evapotranspiración real se calcula a partir de la evapotranspiración potencial $EP(t)$, que es una serie de entrada al modelo. Como estas variables utilizadas son series temporales, el caudal simulado en un mes dependerá de las variables climáticas del mismo mes y de todas las precedentes. Las ecuaciones matemáticas que rigen estos modelos se sustentan sobre depósitos que representan distintos almacenamientos del ciclo hidrológico, como pueden ser la cantidad de humedad del suelo, el volumen almacenado en el acuífero o la nieve acumulada. Los flujos entre estos depósitos son series de salidas intermedias que pueden ser utilizadas para contrastar el modelo o como estimación de otros procesos, como la humedad del suelo, la infiltración en los acuíferos, la evapotranspiración real (Karpouzou et al., 2011) o los niveles en lagos (St-Onge et al., 2007).

A continuación se describen brevemente las principales características de los cuatro modelos agregados aplicados.

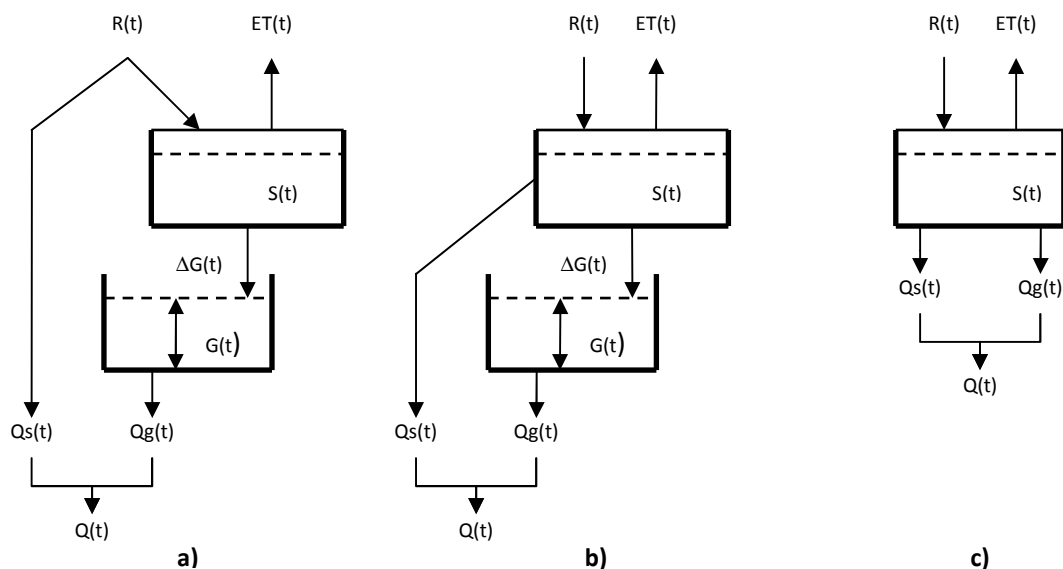


Fig. 1. Esquema conceptual de los modelos agregados

T α -model

El modelo divide el ciclo hidrológico terrestre en dos depósitos (Alley, 1984). El primero, con capacidad limitada, representa la humedad del suelo $S(t)$. El segundo, sin límite de capacidad, representa el agua subterránea $G(t)$. En este modelo la precipitación se divide en dos fracciones a partir de un parámetro, una parte se transforma directamente en escorrentía superficial, $Q_s(t)$, y el resto de precipitación se transforma en humedad del suelo (**Fig. 1a**).

El balance de agua del suelo se realiza con la humedad inicial, la evapotranspiración potencial y con la parte de precipitación que no se transforma en escorrentía directa. Si el suelo alcanza la saturación comienza la infiltración hacia el depósito inferior $\Delta G(t)$. La salida desde este depósito subterráneo, $Q_g(t)$, se controla a partir de otro parámetro. El caudal simulado total es la suma de la precipitación transformada directamente en escorrentía superficial y el caudal de salida del acuífero $Q(t) = Q_s(t) + Q_g(t)$.

abcd Model

Modelo hidrológico compuesto por dos depósitos (Thomas, 1981), uno superficial y otro subterráneo. A diferencia del $T\alpha$ -model es posible la infiltración aunque no se haya alcanzado la máxima humedad en el suelo. En el balance del suelo se utilizan dos variables auxiliares, una representa el agua disponible, $W(t)$, utilizada en otros modelos (Xu et al., 1996) y otra la representa la suma de la evapotranspiración real y de la humedad final del suelo. La salida del depósito superior se transforma en escorrentía directa y aumento de agua subterránea a partir de un parámetro (**Fig. 1b**), mientras que el balance en el depósito inferior es similar al modelo $T\alpha$. El caudal simulado es la combinación de una componente rápida, $Q_s(t)$, relacionada con el flujo superficial y otra lenta del depósito inferior $Q_g(t)$.

Model GR2

Modelo de dos depósitos (Makhlouf and Michel, 1994) donde el flujo de humedad del suelo se realiza a partir de variables auxiliares controladas por un único parámetro, como el modelo abcd, pero realizando dos iteraciones consecutivas. En este balance inicial se determina la evapotranspiración real, la humedad del suelo y el exceso de agua. Este exceso de agua se divide en escorrentía directa, $Q_s(t)$, e infiltración a partir de otro parámetro de forma semejante al modelo abcd (**Fig. 1b**). El exceso de agua pasa a formar parte del acuífero en donde la descarga, $Q_g(t)$, se controla con el tercer parámetro. En las primeras aplicaciones se aconsejaba fijar el valor del parámetro que fracciona el exceso de agua, obteniendo un modelo de dos parámetros. En este estudio se ha liberalizado este parámetro utilizando un modelo de tres parámetros.

WASMOD.

Modelo que utiliza un único depósito (**Fig. 1c**) de donde salen dos componentes de escorrentía, una rápida y otra lenta. Este modelo ha evolucionado con el tiempo introduciendo nuevos procesos como el efecto de la precipitación sólida y la fusión de la nieve acumulada (Xu et al., 1996). Como en la literatura se vienen presentando distintas formulaciones de los procesos de este modelo, además de su descripción, se especifican seguidamente las ecuaciones concretas empleadas en este trabajo.

Dentro del modelo, el cálculo del caudal de descarga se determina realizando un balance de agua en el suelo a partir de la variable humedad de suelo. Se recurre a una variable auxiliar similar a la del modelo abcd, el agua disponible, $W(t)$, que es la suma entre la humedad inicial del suelo y la precipitación. Esta variable se utiliza para definir la evapotranspiración real.

La formulación utilizada para determinar la evapotranspiración real es la propuesta por

$$E(t) = \min[EP(t) \cdot (1 - a_1^{W(t)/EP(t)}); W(t)]$$

Siendo a_1 el parámetro que controla la producción evapotranspiración real.

La descarga del acuífero se calcula a partir del contenido de humedad del suelo del mes anterior, $S(t-1)$, y dos nuevos parámetros, a_2 y a_3 , a partir de la siguiente formulación.

$$Qg(t) = a_2 \cdot S(t-1)^{a_3}$$

La escorrentía superficial depende de la precipitación, de la evapotranspiración real, de la humedad inicial de la cuenca y del parámetro a_4 . Estas variables se condensan en otra denominada lluvia activa, $n(t)$.

$$Qs(t) = a_4 \cdot S(t-1) \cdot n(t)$$

Al igual que en el resto de los modelos el caudal de salida de la cuenca es la suma de la descarga lenta y la descarga rápida.

Módulo de fusión

Una vez hayan sido estimados los cuatro modelos agregados que se acaban de presentar, se le añadirán los procesos hidrológicos de precipitación en forma de nieve, su acumulación en las cumbres y la fusión al modelo que mejor se ajuste en la zona de estudio. Para representar estos procesos se ha recurrido al módulo de fusión propuesto por (Xu et al., 1996).

Este modelo está controlado por dos parámetros, a_1 y a_2 , y por la temperatura media mensual $T(t)$. El modelo determina el porcentaje de precipitación $P(t)$ en forma de nieve $sn(t)$. Esta nieve se acumula en las cumbres, $sp(t)$, y, cuando aumenta la temperatura, comienza la fusión de la nieve acumulada $sm(t)$ incorporándose al caudal de salida del modelo hidrológico acoplado $Q(t)$ (**Fig. 2**). La parte de precipitación en forma de lluvia, $R(t)$, se incorpora al modelo hidrológico de balance mensual.

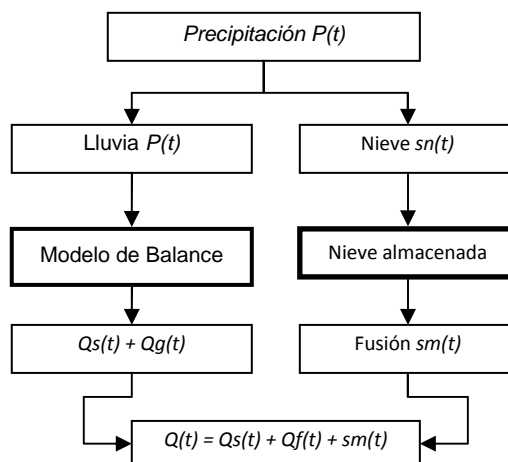


Fig. 2. Esquema de empleo del módulo de fusión

Las ecuaciones que rigen el proceso de precipitación en forma de nieve y la fusión de la nieve acumulada en las cumbres se muestran a continuación.

$$sn(t) = \max \left[P(t) \cdot \left\{ 1 - e^{\left[\frac{T(t) - a_1}{a_1 - a_2} \right]^2}; 0 \right\} \right] \quad sm(t) = \max \left[sp(t) \cdot \left\{ 1 - e^{\left[\frac{T(t) - a_2}{a_1 - a_2} \right]^2}; 0 \right\} \right]$$

El equilibrio dentro del depósito de acumulación de nieve se realiza mediante un balance de agua mensual. La variable de fusión mensual $m(t)$ se incorporará al caudal de salida del modelo de balance agregado y la variable de precipitación en forma de nieve, que se detrae de la variable precipitación $P(t)$, se incorpora a este depósito de nieve.

$$sp(t) = sp(t-1) + sn(t) - m(t)$$

Calibración y Validación

El ajuste de los parámetros de los modelos hidrológicos se realiza comparando dos series, una simulada por el modelo, $\hat{q}(t)$, y la real o medida, $q(t)$. El valor óptimo de los parámetros es aquel que minimiza las diferencias entre ambas series o errores de estimación $u(t)$ (**Fig. 3**).

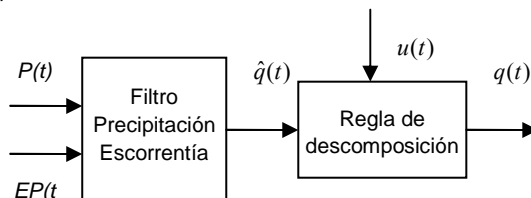


Fig. 3. Esquema de calibración (Vandewiele et al., 1992)

Las variables utilizadas en la calibración, $q(t)$ y $\hat{q}(t)$ son la transformación raíz cuadrada de los caudales simulados por los modelos hidrológicos $\hat{Q}(t)$ y las mediciones en las estaciones de aforo $Q(t)$. Con esta transformación se consigue una serie de errores, $u(t)$, independientes y con una distribución normal de media cero.

$$\hat{q}(t) = \sqrt{\hat{Q}(t)} \quad \text{Y} \quad q(t) = \sqrt{Q(t)}$$

$$q(t) = \hat{q}(t) + u(t) \quad ; \quad u(t) = N[0; \sigma^2] \quad ; \quad E[u(t); u(t-1)] = 0$$

La calidad de la calibración se mide a partir de funciones que cuantifican cuanto se parecen entre sí estas series, denominadas funciones objetivo. Existen tres familias básicas de funciones objetivo: las basadas en minimizar el valor de la serie de los errores, $u(t)$, otras en maximizar la similitud entre ambas series y unas terceras que utilizan combinaciones lineales ponderadas de los otros dos tipos (Wang et al., 2011). En este trabajo se han utilizado dos funciones objetivos diferentes, una que busca minimizar la suma de los errores al cuadrado, SSQ , y otra que maximiza el coeficiente de determinación NS (Nash and Sutcliffe, 1970). La aplicación de estas dos funciones objetivo permite determinar si el valor de los parámetros ajustados depende de la función objetivo utilizada. En este proceso de calibración la serie de caudales medidos, $q(t)$ tiene una longitud n y puede tener datos ausentes, lo cual es frecuente en las series de caudales medidos.

$$SSQ = \sum_{t=1}^n u(t)^2 = \sum_{t=1}^n (\hat{q}(t) - q(t))^2 \quad NS = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (q(t) - \hat{q}(t))^2}{\sum_{t=1}^n (q(t) - \bar{q})^2}$$

El valor de los parámetros que proporcionan los óptimos de ambas funciones objetivo se ha determinado utilizando un algoritmo de optimización no lineal denominado GRG2 (Fylstra et al., 1998) que busca los valores extremos de las funciones por el método del algoritmo del gradiente reducido generalizado (Lasdon et al., 1978).

En este proceso de calibración de los modelos es necesario definir las condiciones iniciales, como por ejemplo el valor de la humedad inicial del suelo. Para ello se utiliza el comienzo del periodo de cómputo para determinar estas condiciones iniciales antes de la calibración. Este periodo de calentamiento debe ser lo suficientemente largo para reducir la influencia de las condiciones iniciales sobre el resultado final. Normalmente se toman seis años aunque se puede reducir su duración a menos de la mitad e incluso si no se dispone de longitud suficiente se pueden incluir estas condiciones iniciales como nuevos parámetros a calibrar con el algoritmo de optimización, con la desventaja de obtener un modelo menos parsimonioso.

ÁREA DE ESTUDIO

Las cuencas donde se han aplicado los modelos descritos en la metodología se encuentran en el sureste de España, en la cuenca del río Segura. Esta cuenca pertenece a la Demarcación Hidrográfica del Segura, a la que también pertenecen pequeñas cuencas costeras, alcanzando una extensión total de 18,870 Km² (Fig. 4). Respecto a la climatología, la Demarcación presenta en su conjunto un clima tipo semiárido (Grindlay et al., 2009). Así, la precipitación media de la Demarcación es de 400 mm con una fuerte variabilidad temporal y espacial, siendo las precipitaciones medias anuales superiores a 1,000 mm en el NW y entorno a 200 mm en las zonas de costa. La evapotranspiración potencial media es de 700 mm y el coeficiente de escorrentía medio es de 0.15. Las temperaturas medias anuales son elevadas y se encuentran entre 10 y 18°C (CHS, 2007). La variación temporal de las temperaturas y de la evapotranspiración potencial sigue un patrón regular de máximos en verano y mínimos en invierno, produciéndose fuertes nevadas en invierno en la zona de cabecera de la cuenca. En cambio, la precipitación presenta valores mensuales mínimos en verano y máximos en los meses de invierno (Fig. 4).

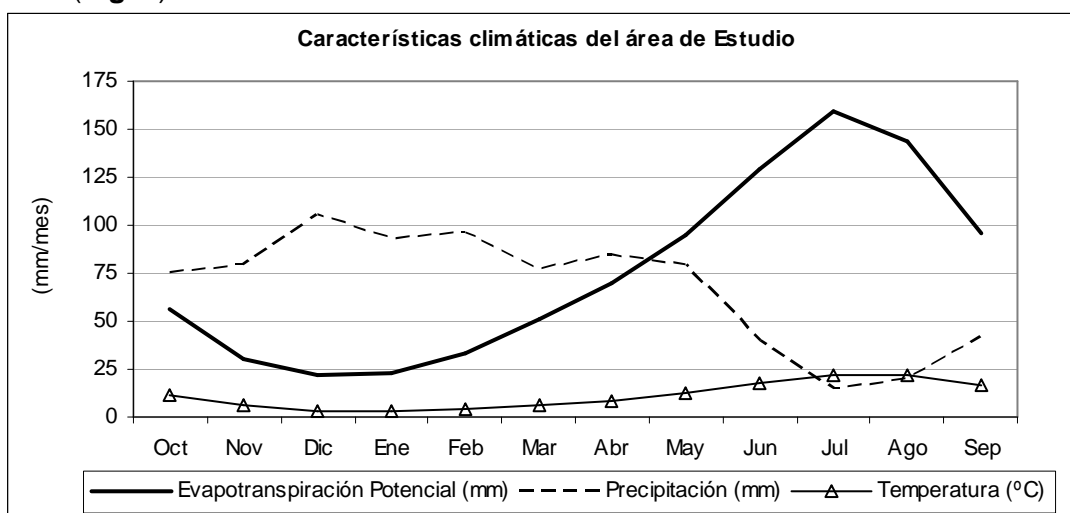


Fig. 4. Características climáticas de la zona de estudio.

Dadas sus características edafoclimáticas, en la cuenca son especialmente importantes dos actividades económicas, agricultura y turismo, demandantes de grandes volúmenes de recursos hídricos para su desarrollo. La agricultura se extiende sobre el 52.1% de la superficie total de la cuenca, siendo de regadío un tercio de la misma que demanda 1,662 hm³/año de agua. El turismo, que se concentra en la franja litoral requiere no menos de 48 hm³/año. Entre ambas actividades demandan el 85% del volumen total de agua utilizada en toda la cuenca (CHS, 2008).

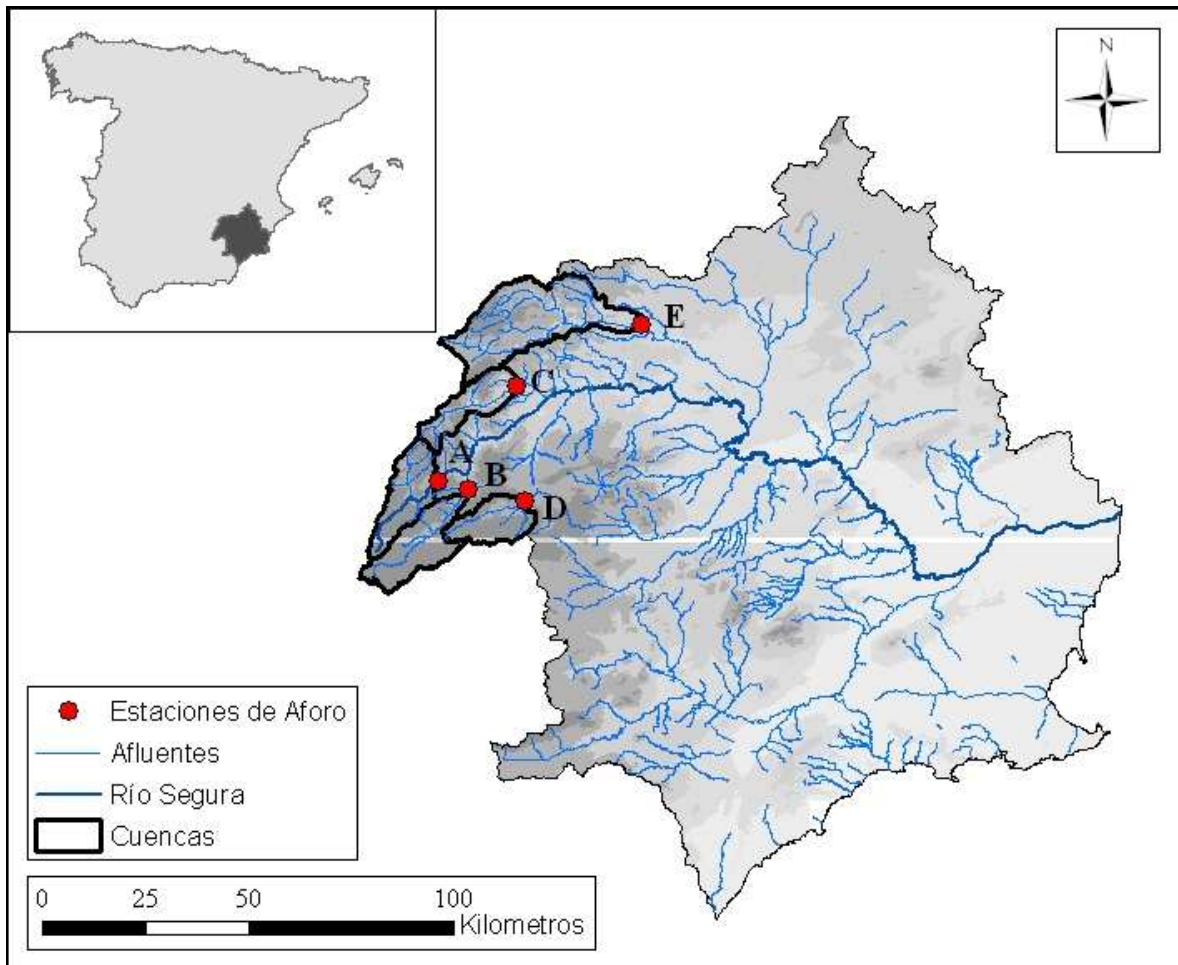


Fig. 5. Cuenca del Segura (Elaboración propia).

Respecto al balance hídrico anual de la cuenca, los recursos propios se estiman en 1,000 hm³ (800 hm³ son superficiales y 200 hm³ subterráneos), volumen claramente insuficiente para satisfacer las demandas que se acaban de presentar y por tanto ha sido necesario recurrir a recursos de otros orígenes: el trasvase de agua desde la cuenca del Tajo (325 hm³/año de media), la reutilización de aguas residuales previa depuración (100 hm³/año) y la desalación de agua de mar (CHS, 2007). Este balance refleja la importancia de los recursos hídricos en esta zona donde una reducción de los recursos propios naturales rompería este delicado equilibrio.

Una vez presentada la cuenca objeto de estudio, los modelos de determinación de caudales se han aplicado en las zonas donde se generan la mayoría de los recursos hídricos superficiales de la misma, como son las cabeceras de sus principales ríos y afluentes: Segura, Mundo, Taibilla, Tus y Zumeta (**Tabla 1**), donde los caudales que circulan por los mismos están poco alterados y realizar la restitución al régimen natural tiene menos fuentes de error. Estas cuencas se han denominado por el nombre de la estación de aforos o embalse donde se han realizado los registros de los caudales (Nombre), mostrándose además en **Tabla 1** tanto la codificación utilizada en el artículo (Código) como sus características físicas y climáticas más importantes. De estas últimas destacar que la que más divergencia presenta el coeficiente de escorrentía.

Nombre	Anchuricas	La Novia	Argamasa	Tobarico	Lietor
Código	A	B	C	D	E
Área (km ²)	235	273	185	179	576
Nombre del río	Segura	Zumeta	Tus	Taibilla	Mundo
Temperatura media anual (°C)	10.7	10.6	13.7	11.3	12.2
Precipitación media anual (mm)	830	805	753	655	685
Evapotranspiración media anual (mm)	875	908	866	938	817
Escorrentía media anual (mm)	336	145	195	85	197
Coefficiente de escorrentía	0.40	0.18	0.26	0.13	0.29
Altura máxima (m)	1,884	2,006	1,880	1,999	1,722
Altura mínima (m)	907	916	606	1056	542
Altura media (m)	1,419	1,557	1,203	1,457	1,135

Tabla 1. Características de las cuencas modeladas.

Los datos utilizados en este trabajo para el ajuste de los modelos proceden de las fuentes oficiales de la administración española. En primer lugar, el modelo digital de elevaciones utilizado para definir las cuencas seleccionadas es el proporcionado por el Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG). La situación geográfica de las estaciones de aforo y las series de caudales aforados son los disponibles en el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH). Las series climáticas utilizadas en los modelos han sido obtenida del tratamiento de la información contenida en el conjunto mapas ráster mensuales para toda España facilitado por el Ministerio Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA). Estos mapas fueron creados para su uso como información de partida en modelo distribuido SIMPA, cuyos mapas de escorrentía son los utilizados en la comparación de sus resultados con los modelos estimados en este trabajo.

Anchuricas (A)		
Calentamiento	Calibración	Validación
12/1965 - 11/1970	12/1970 - 10/1989	11/1989 - 09/2008
La Novia (B)		
Calentamiento	Calibración	Validación
12/1965 - 11/1970	12/1970 - 10/1989	11/1989 - 09/2008
Argamasa (C)		
Calentamiento	Calibración	Validación
10/1940 - 10/1945	11/1945 - 05/1954	06/1954 - 01/1963
Tobarico (D)		
Calentamiento	Calibración	Validación
10/1940 - 10/1945	11/1945 - 11/1949	-
Lietor (E)		
Calentamiento	Calibración	Validación
10/1970 - 10/1975	11/1975 - 02/1984	03/1984 - 07/1992

Tabla 2. Periodos utilizados en el proceso de optimización

Con los mapas ráster de precipitación, temperatura y evapotranspiración, se crean las series de entrada de los modelos agregados, que comienzan en octubre de 1940 y finalizan en septiembre de 2010. Las series de caudales aforados, imprescindibles para la calibración de los modelos, ha sido necesario procesarlas para restituir las al régimen natural y tienen una longitud mucho menor, variable y con huecos por los problemas de datos ausentes. En la **Tabla 2** se muestra la longitud de las series de caudales restituidas así como los intervalos de datos utilizados para el calentamiento, la calibración y, si la serie es suficientemente larga, la validación de los modelos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los cuatro modelos agregados se han ajustado con los criterios de calibración y validación descritos en el apartado de metodología utilizando los datos que se acaban de presentar. Entre estos modelos se selecciona el que mejor reproduce los caudales de la zona de estudio y se modificada incluyendo un módulo de fusión, comprobando si esta mejora el ajuste. A continuación se ha llevado a cabo un análisis de sensibilidad de los parámetros que componen dicho modelo. Por último, el modelo seleccionado se ha comparado con los resultados del modelo distribuido SIMPA.

Calibración y validación de los modelos

En el proceso de calibración de los modelos se ha evitado que las condiciones iniciales en los depósitos, influyan en los resultados de los ajustes utilizados los primeros cinco años de la serie de caudales medidos como calentamiento de los modelos. El resto de la serie, si es lo suficientemente larga (más de 10 años), se ha dividido en dos tramos con la misma longitud, el primer tramo para la calibración y el segundo para la validación de los modelos (Klemes, 1986). Como el periodo de mediciones de caudales es diferente en cada estación de aforos, en la **Tabla 2** se especificaron los intervalos temporales utilizados en los procesos de calentamiento, validación y calibración.

Como se indico en el apartado de metodología, se han aplicado dos funciones objetivo en el proceso de calibración de los modelos. En primer lugar, se han ajustado todos los modelos utilizando como función objetivo la suma de errores al cuadrado SSQ y, con los parámetros ajustados con este criterio, se ha calculado el coeficiente NS asociado (**Tabla 3**). En segundo lugar se ha utilizado directamente como función objetivo el propio coeficiente de determinación NS (**Tabla 4**). Ambos ajustes se han comparado a partir del coeficiente de determinación, que además de ser el estándar en la selección de modelos, es adimensional (Song et al., 2011; Wang et al., 2011). A la vista de los resultados obtenidos se puede concluir que el valor final de los parámetros no depende de la función objetivo empleada.

Code	Modelo-T α		Abcd		GR2		WASMOD	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación	Calibración	Validación	Calibración	Validación
A	76.0	64.8	88.3	83.8	84.7	79.2	82.2	73.1
B	45.9	17.1	68.8	37.9	66.5	50.0	67.7	53.8
C	44.3	-1.6	63.2	18.1	58.0	-87.2	34.9	25.7
D	51.5	-	52.0	-	62.1	-	42.5	-
E	37.6	15.6	36.1	20.3	24.6	-3.7	42.0	32.2

Tabla 3. Coeficiente de determinación, NS, obtenidos utilizando la función objetivo SSQ.

Código	Modelo-T α		Abcd		GR2		WASMOD	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación	Calibración	Validación	Calibración	Validación
A	76.0	64.8	88.3	83.8	84.7	79.2	82.2	73.0
B	45.0	19.3	68.8	38.9	66.5	50.0	67.7	53.7
C	44.3	-1.6	63.8	18.2	58.0	-87.2	34.9	25.7
D	51.5	-	51.3	-	62.1	-	42.5	-
E	37.6	15.6	36.1	20.3	24.6	-3.7	42.0	32.2

Tabla 4. Resultados utilizando el propio Coeficiente de determinación, NS, como función objetivo.

Los modelos muestran un ajuste heterogéneo en la zona de estudio. Todos ellos han proporcionado un mejor comportamiento en la cuenca de Anchuricas (A) que es la más húmeda de la zona de estudio ya que posee el mayor coeficiente de escorrentía (**Tabla 4**) Así, para esta cuenca y con el modelo abcd se ha alcanzado un valor de NS de 88.3 para la calibración y 83.8 para el periodo de validación. Por el contrario, en la cuenca de Lietor (E) se han obtenido los resultados más bajos de NS, con valores inferiores a 50 en todos los modelos. En la cuenca de Argamasá (C), también para todos los modelos, es donde se producen los mayores descensos de calidad de ajuste entre el periodo de calibración y el de validación, alcanzando valores negativos de NS. Este patrón de resultados muestra que los modelos se ajustan de forma similar a cada cuenca hidrológica.

Pese a que ningún modelo proporciona de forma sistemática los mejores ajustes, se ha seleccionado el modelo abcd porque proporciona los valores más elevados de NS tanto en la calibración como en la validación, utilizando ambas funciones objetivo. Con este modelo se obtienen valores superiores a 60 en tres de las cinco cuencas encontrándose entre ellos el máximo, 88.3.

A modo de ejemplo se recoge en la **Fig. 6** la representación de los resultados obtenidos con los cuatro modelos en la cuenca de Anchuritas, que permite constatar gráficamente un buen ajuste para los cuatro modelos, apoyando los resultados obtenidos con los coeficientes de determinación (**Tabla 3, Tabla 4**).

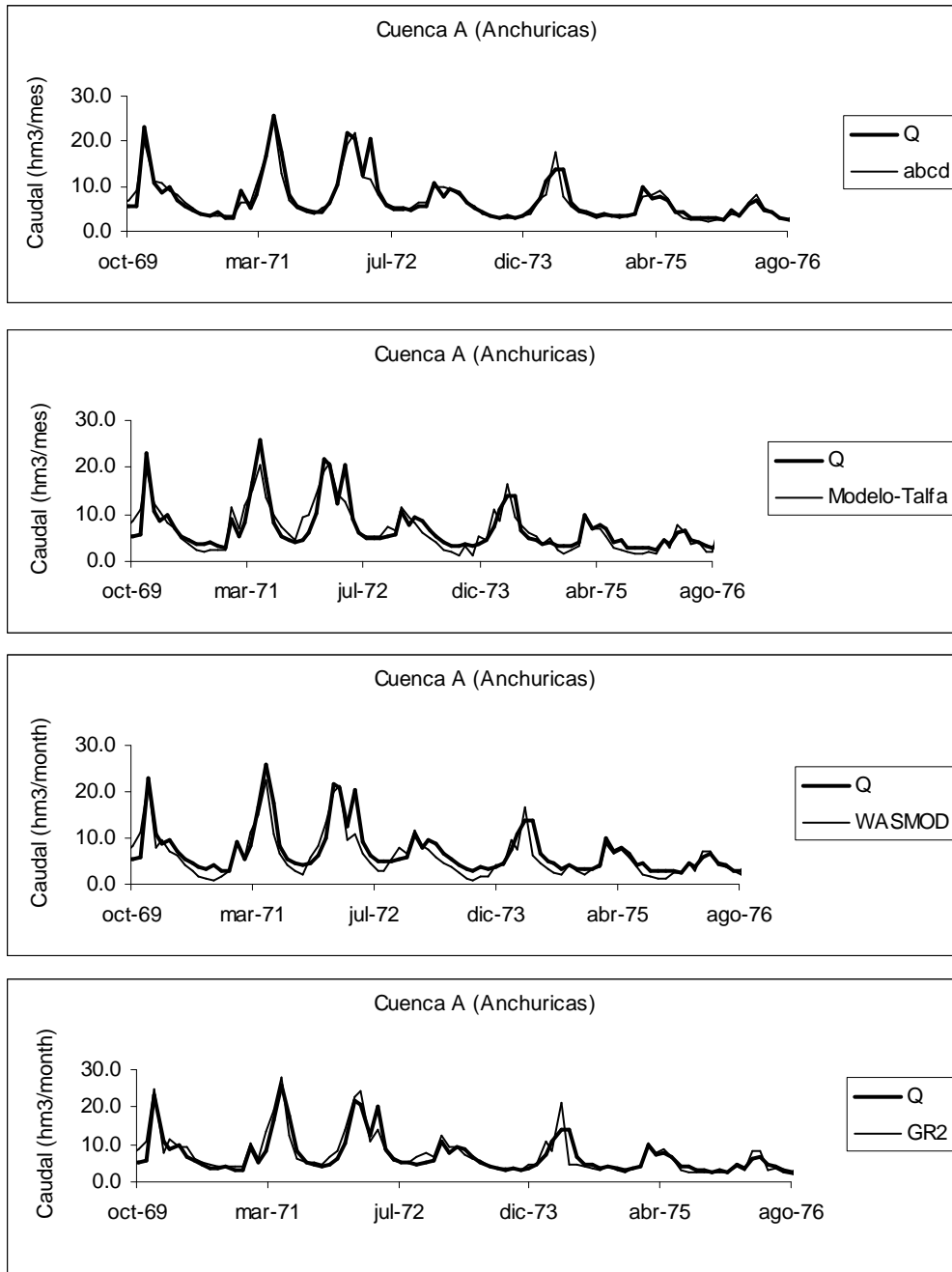


Fig. 6. Resultados de la aplicación de los modelos en la cuenca A (Anchuricas).

Incorporación del módulo de fusión

Como se expuso en la descripción de la zona de estudio, las cuencas estudiadas se encuentran en la cabecera de la demarcación del Segura, una zona montañosa en donde se alcanzan alturas superiores a 2,000 m. En esta zona se producen fuertes nevadas en invierno y, la incorporación del módulo de fusión, intenta mejorar el comportamiento del modelo elegido añadiendo este proceso hidrológico (**Fig. 2**). Según se indica en la metodología, este módulo precisa de dos nuevos parámetros y de la variable temperatura media de la cuenca para calcular el porcentaje de precipitación en forma de nieve y la fusión dentro de un mes. Este nuevo modelo, con dos parámetros más, se ha ajustado utilizando el mismo algoritmo de optimización no lineal y tomando como referencia la función objetivo coeficiente de determinación NS mencionada anteriormente.

Modelo abcd con el modulo de fusión					
	A	B	C	D	E
(NS) R ²	88.3	68.8	63.8	51.3	36.1

Tabla 5. Resultados modelo abcd con módulo de fusión

Se ha realizado la calibración para el periodo indicado, (**Tabla 2**), obteniendo el mismo resultado que cuando no se consideraba el efecto de la nieve (**Tabla 5**). Por lo tanto el ajuste del modelo abcd no mejora con la modificación realizada. De este resultado se deduce que es despreciable el efecto de las nevadas en invierno si se considera una escala mensual de cálculo. Por tanto el modelo finalmente seleccionado para la determinación de los caudales en esta zona es el modelo abcd sin la incorporación del modulo de fusión.

Análisis de Sensibilidad

Una vez seleccionado el modelo hidrológico se aborda el análisis de sensibilidad de las funciones objetivo empleadas a la variación de los parámetros utilizados, en concreto los parámetros a, b, c y d. Con el fin de ejemplificar este análisis se ha empleado el modelo estimado para la cuenca de Anchuricas, que se presenta a continuación.

Partiendo de los resultados del ajuste inicial, se han utilizado los valores de los parámetros que minimizaban la suma de los cuadrados de los errores, SSQ, con los que se obtenía un valor del coeficiente de determinación de 88.3. A continuación, se han variado todos los parámetros alrededor de este valor óptimo hasta un $\pm 2\%$, siempre dentro de su dominio. Este mismo análisis se ha realizado para la otro función objetivo (coeficiente de determinación NS), recogiendo el resultado de ambos en la figura 7.

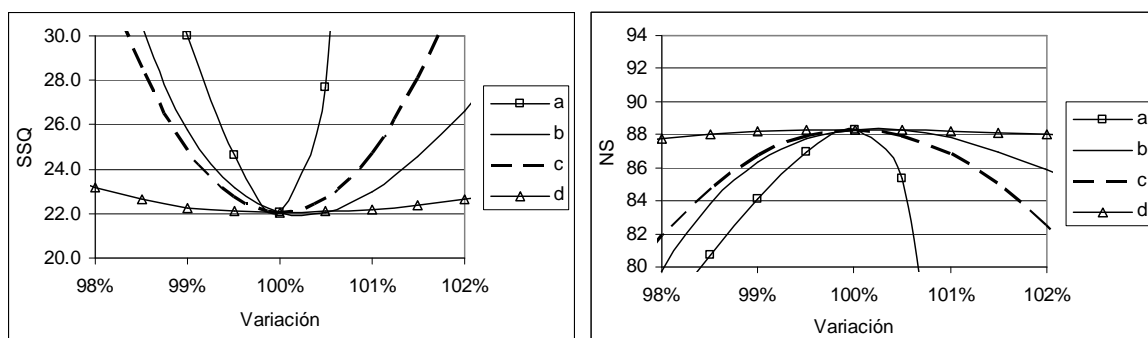


Fig. 7. Sensibilidad de los parámetros

En dichos gráficos se observa, dada la mayor variación de ambas funciones objetivo, que el modelo abcd presenta un comportamiento más sensible para el flujo superficial (parámetros *a*, *b*, *c*) que para el flujo subterráneo (parámetro *d*)

Además este análisis, dado que se encuentra al mismo tiempo un máximo para el coeficiente *NS* y un mínimo para la función *SSQ*, permite corroborar el resultado obtenido en el proceso de ajuste de los modelos que indicaba que el valor final de los parámetros no depende de la función objetivo.

Comparación con el modelo distribuido SIMPA

Los resultados obtenidos con la aplicación del modelo abcd se han comparado con modelo distribuido SIMPA tomando como referencia el periodo de calibración (**Tabla 2**). Para ello se ha vuelto a tomar el coeficiente de determinación *NS* como criterio de comparación entre los resultados de ambos modelos en las cinco cuencas utilizadas.

	A	B	C	D	E
SIMPA	67.9	52.9	-170.1	-640.9	-25.0
abcd	88.3	68.8	63.8	51.3	36.1

Tabla 6. Comparación de los resultados del Modelo SIMPA con el modelo abcd.

Los resultados muestran que el modelo abcd es superior al SIMPA en la zona de estudio, ya que los coeficientes de determinación son siempre mayores (**Tabla 6**). Las diferencias en las dos primeras cuencas (A y B) son pequeñas mientras que en las otras tres cuencas (C, D y E) las diferencias son muy significativas, obteniendo un mal ajuste por parte del modelo distribuido. En primer lugar, este resultado muestra la dificultad de encontrar un modelo hidrológico que se adapte de forma homogénea a una zona geográfica, ya que el modelo SIMPA tampoco se adapta de forma uniforme a las cuencas de la zona de estudio. Por otro lado, y en esta zona, la aplicación de un modelo distribuido, que demanda mucha más información de partida y es más complejo computacionalmente, no supone mejora alguna en los resultados de predicción de caudales respecto al modelo abcd.

CONCLUSIONES

La aplicación de los modelos agregados de balance en cuencas de la cabecera del río Segura, el estudio de la incorporación del módulo de nieve, el análisis de sensibilidad de las funciones objetivo y la comparación con el modelo distribuido SIMPA ha proporcionado las siguientes conclusiones principales:

- 1) Entre los cuatro modelos agregados estudiados, el que mejor se ajusta al conjunto de cuencas de la cabecera del río Segura es el modelo abcd. Los mejores ajustes se obtienen en la cuenca de Anchuricas, que es la cuenca con mayor coeficiente de escurrimiento de los estudiados.
- 2) El modelo de fusión no mejora los resultados del modelo abcd, deduciéndose por tanto que los procesos hidrológicos de nieve y fusión no son relevantes a escala mensual en la predicción de caudales en estas cuencas del sureste español.
- 3) El uso de una u otra función objetivo de las dos ensayadas en el proceso de calibración de los modelos no influye en el valor final de los parámetros ajustados, y por tanto se puede utilizar cualquiera de ambas sin que su selección sea un sesgo para los resultados obtenidos. El grupo de parámetros que proporcionan el valor extremo máximo para el coeficiente de determinación, NS , coincide con los que proporciona la suma de los errores al cuadrado, SSQ .
- 4) El modelo abcd presenta mayor sensibilidad a la variación de la escurrimiento superficial que a la variación de la descarga del acuífero. Los parámetros a , b y c , que controlan los procesos del flujo superficial, han resultado más sensibles que el parámetro d , que controla la descarga del acuífero.
- 5) El modelo agregado abcd ha proporcionado para la zona de estudio unos resultados de predicción de caudales mejores a los obtenidos con el modelo distribuido SIMPA, con la ventaja que el modelo agregado requiere menos información de partida y su calibración es más sencilla que el modelo distribuido.

REFERENCIAS

- Alley, W.M., 1984. On the Treatment of Evapotranspiration, soil-moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water-balance models. *Water Resources Research*, 20(8): 1137-1149.
- Alley, W.M., 1985. Water-Balance Models in one-month-ahead streamflow forecasting. *Water Resources Research*, 21(4): 597-606.
- Andreu, J., Capilla, J., Sanchis, E., 1996. AQUATOOL, a generalized decision-support system for water-resources planning and operational management. *Journal of Hydrology*, 177(3-4): 269-291.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment - Part 1: Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1): 73-89.
- Belmar, O., Velasco, J., Martínez-Capel, F., 2011. Hydrological Classification of Natural Flow Regimes to Support Environmental Flow Assessments in Intensively Regulated Mediterranean Rivers, Segura River Basin (Spain). *Environmental Management*, 47(5): 992-1004.
- Boughton, W.C., Inst Engineers, A., 1993. A hydrograph-based model for estimating the water yield of ungauged catchments. *Hydrology and Water Resources Symposium - Towards the 21st Century: Preprints of Papers*, 317-324 pp.

- CHS, 2007. Estudio General sobre la Demarcación Hidrográfica del Segura. Confederación Hidrográfica del Segura, Murcia.
- CHS, 2008. Esquema Provisional de Temas Importantes de la Demarcación Hidrográfica del Segura. In: Marino, M.d.M.A.y.M.R.y. (Ed.).
- Estrela, T., Quintas, L., 1996. A distributed hydrological model for water resources assessment in large basins. Rivertech '96 - 1st International Conference on New/Emerging Concepts for Rivers, Proceedings, Vols 1 and 2: Celebrating the Twenty-Fifth Anniversary of Iwra: 861-868.
- Fylstra, D., Lasdon, L., Watson, J., Waren, A., 1998. Design and use of the Microsoft Excel Solver. Interfaces, 28(5): 29-55.
- Gleick, P.H., 1986. Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes. Journal of Hydrology, 88(1-2): 97-116.
- Grindlay, A., Zamorano, M., Rodriguez, M.I., Molero, E., Urrea, M.A., 2009. Territorial transformation and water utilization: hydrological planning scenarios in the Segura river basin. Sustainable Development and Planning Iv, Vols 1 and 2, 120.
- Grindlay, A.L., Zamorano, M., Rodriguez, M.I., Molero, E., Urrea, M.A., 2011. Implementation of the European Water Framework Directive: Integration of hydrological and regional planning at the Segura River Basin, southeast Spain. Land Use Policy, 28(1): 242-256.
- Hughes, D.A., Metzler, W., 1998. Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 43(2): 283-297.
- Karpouzou, D.K., Baltas, E.A., Kavalieratou, S., Babajimopoulos, C., 2011. A hydrological investigation using a lumped water balance model: the Aison River Basin case (Greece). Water and Environment Journal, 25(3): 297-307.
- Klemes, V., 1986. Operational testing of hydrological simulation-models. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 31(1): 13-24.
- Lasdon, L.S., Waren, A.D., Jain, A., Ratner, M., 1978. Design and testing of a generalized reduced gradient code for nonlinear programming. ACM Transactions on Mathematical Software, 4(1): 34-50.
- Li, Z., Xu, Z., Li, Z., 2011. Performance of WASMOD and SWAT on hydrological simulation in Yingluoxia watershed in northwest of China. Hydrological Processes, 25(13): 2001-2008.
- Makhlouf, Z., Michel, C., 1994. A 2-parameter monthly Water-Balance Model for french watersheds. Journal of Hydrology, 162(3-4): 299-318.
- Martinez-Paz, J.M., Perni, A., 2011. Environmental Cost of Groundwater: A contingent Valuation Approach. International Journal of Environmental Research, 5(3): 603-612.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. Journal of Hydrology, 318(1-4): 200-214.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. Journal of Hydrology, 10(3): 282-290.
- Perni, A., Martinez-Paz, J., Martinez-Carrasco, F., 2012. Social preferences and economic valuation for water quality and river restoration: the Segura River, Spain. Water and Environment Journal, 26(2): 274-284.

- Song, L., Zhou, J., Guo, J., Zou, Q., Liu, Y., 2011. A robust well-balanced finite volume model for shallow water flows with wetting and drying over irregular terrain. *Advances in Water Resources*, 34(7): 915-932.
- St-Onge, L., Bonn, F., Rousseau, A.N., Pham Van, C., Nguyen Quang, M., 2007. Modelling the water balance of the BaBe Lake watershed, Vietnam, using physical data from remotely sensed images and climatological data. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 52(4): 654-670.
- Thomas, H.A., 1981. *Improved Methods for National Water Assessment*.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, 38(1): 55-94.
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R., 1955. The water balance. *Publ. Climatol. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol.*, 8(8): 1-104.
- Thornthwaite, C.W., Mather, R.J., 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publ. Climatol. Lab. Climatol. Dresel Inst. Technol.*, 10(3): 185-311.
- Vandewiele, G.L., Xu, C.Y., Larwin, N., 1992. Methodology and comparative-study of monthly Water-Balance Models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology*, 134(1-4): 315-347.
- Wang, Q.J. et al., 2011. Monthly versus daily water balance models in simulating monthly runoff. *Journal of Hydrology*, 404(3-4): 166-175.
- Wilk, J., Hughes, D.A., 2002. Simulating the impacts of land-use and climate change on water resource availability for a large south Indian catchment. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 47(1): 19-30.
- Wurbs, R.A., 2005. Modeling river/reservoir system management, water allocation, and supply reliability. *Journal of Hydrology*, 300(1-4): 100-113.
- Wurbs, R.A., 2006. Methods for developing naturalized monthly flows at gaged and ungaged sites. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(1): 55-64.
- Xiong, L.H., Guo, S.L., 1999. A two-parameter monthly water balance model and its application. *Journal of Hydrology*, 216(1-2): 111-123.
- Xu, C.Y., 2002. WASMOD - the water and snow balance modelling system. In: Singh, V.P., Frevert, D.K. (Eds). (Ed.), *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publications., LLC, Chelsea, Michigan, USA, pp. 555-590.
- Xu, C.Y., Seibert, J., Halldin, S., 1996. Regional water balance modelling in the NOPEX area: Development and application of monthly water balance models. *Journal of Hydrology*, 180(1-4): 211-236.
- Xu, C.Y., Singh, V.P., 1998. A Review on Monthly Water Balance Models for Water Resources Investigations. *Water Resources Management*, 12(1): 31-50.
- Xu, X., Yang, D., Sivapalan, M., 2012. Assessing the impact of climate variability on catchment water balance and vegetation cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(1): 43-58.
- Zhang, L., Potter, N., Hickel, K., Zhang, Y., Shao, Q., 2008. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework - Model development and testing. *Journal of Hydrology*, 360(1-4): 117-131.