

Modelización hidrogeológica de una cuenca cárstica

C.I. Montalvo¹, O.A. Abril¹, R.F. Vázquez^{1,2}

¹ Centro de Hidrología y Clima, Departamento de Recursos Hídricos y Ciencias Ambientales (iDRHiCA), Dirección de Investigación (DIUC), Universidad de Cuenca (UC), Cuenca, Ecuador.

² Facultad de Ingeniería, Universidad de Cuenca, Cuenca, Ecuador.

Autor para correspondencia: carlosimm77@gmail.com

Fecha de recepción: 21 de Septiembre de 2014 - Fecha de aceptación: 20 de octubre de 2014

RESUMEN

La hidrología superficial y la subterránea de una cuenca cárstica ubicada en Bélgica se modelaron aplicando el código distribuido y basado en la descripción de procesos físicos MIKE SHE. La calibración y posterior validación del modelo se llevaron a cabo mediante un análisis temporal y uno espacial. Adicionalmente, se realizó un análisis de sensibilidad de las predicciones del modelo modificando los valores de los parámetros calibrados, el mismo que sugiere que el parámetro más sensible a las predicciones de flujo superficial y subterráneo es el coeficiente de conductividad hidráulica horizontal debido a la gran influencia de la capa cárstica modelada, lo cual tiene congruencia con lo observado en campo. Las predicciones tanto superficiales como subterráneas obtenidas pueden considerarse como aceptables, lo cual alienta el potencial empleo del modelo desarrollado en tareas futuras de planeamiento y gestión de los recursos hídricos.

Palabras clave: Modelización, MIKE SHE, modelo distribuido, modelo basado en principios físicos, análisis de sensibilidad, hidrogeología.

ABSTRACT

The surface and groundwater hydrology of a karst catchment located in Belgium was modelled using the distributed physically based code MIKE SHE. The calibration and validation processes were carried out through a common split-sample (i.e., temporal) analysis as well as through a more specialised multi-site (i.e., spatial) analysis. Further, a sensitivity analysis was run varying the calibrated parameters beyond their calibration values, which showed that the most sensitive parameter for the simulation of both surface as well groundwater flows, is the horizontal hydraulic conductivity of the karst layer, in congruence to what has been observed in situ. Both, the surface and groundwater model predictions can be regarded as being satisfactory, encouraging the future use of the developed model for planning and management purposes.

Keywords: Modelling, MIKE SHE, distributed model, physically based model, sensitivity analysis, hydrogeology.

1. INTRODUCCIÓN

El uso del agua subterránea es de vital importancia para satisfacer las necesidades del recurso hídrico en vista de la rápida expansión urbana, industrial y agrícola en varios lugares alrededor del mundo. Los modelos (numéricos) hidrogeológicos constituyen una herramienta básica de apoyo a las decisiones para la gestión de recursos hídricos y se utilizan para contabilizar las entradas y salidas de masa de agua o de soluto en el espacio y en el tiempo (Vázquez, 1997). En este contexto, un modelo hidrogeológico tiene la virtud de poder predecir el futuro de distintos escenarios posibles, siempre y cuando se lo emplee adecuadamente (Sánchez & Fernández, 2007).

En el contexto Europeo, y en particular en el ámbito Belga, existe la necesidad de planificar y gestionar sus recursos hídricos subterráneos, los mismos que son de vital importancia para el consumo humano y otros usos tales como el agrícola e industrial (Vázquez, 1997). En este sentido, existe la necesidad de producir herramientas de apoyo que sirvan para que los tomadores de decisiones basen sus actuaciones en análisis con rigor técnico/científico. Estas herramientas consisten principalmente en modelos numéricos para el análisis de los sistemas subterráneos (flujo, contaminación, etc.) (Vázquez, 1997; El-Nasr *et al.*, 2002).

Así, el objetivo general del presente estudio es contribuir a esta planificación y gestión, mediante la preparación de herramientas numéricas de simulación de flujo subterráneo que puedan emplearse en combinación con escenarios de planificación y gestión, en particular para la cuenca de estudio en donde se localizan formaciones cársticas que son de interés especial al momento de modelar un sistema subterráneo. La hipótesis del presente estudio es que el código numérico que se empleará para la modelización, así como el protocolo de modelización que se empleará, son lo suficientemente adecuados como para lograr una herramienta numérica de simulación aceptable.

2. MATERIALES

2.1. La zona de estudio

Bélgica es un país surcado por múltiples ríos y canales. A pesar de su pequeño tamaño tiene más de 1.600 km de vías fluviales navegables. El clima es marítimo templado, con precipitaciones significativas durante todo el año; la temperatura media anual es de 9 a 10°C, siendo la temperatura media en enero de 3,1 °C y en julio de aproximadamente 17,7 °C. Por su parte, la cuenca del Jeker (Fig. 1) tiene un área de 465 km², se sitúa en la parte centro-oriental de Bélgica. Los suelos franco-arenoso y arcilloso poco profundos son los dominantes en la cuenca. Su elevación varía de 59 m en el norte hasta los 200 m en el sur. El uso del suelo es principalmente agrícola con ciertas zonas urbanas (El-Nasr *et al.*, 2002).

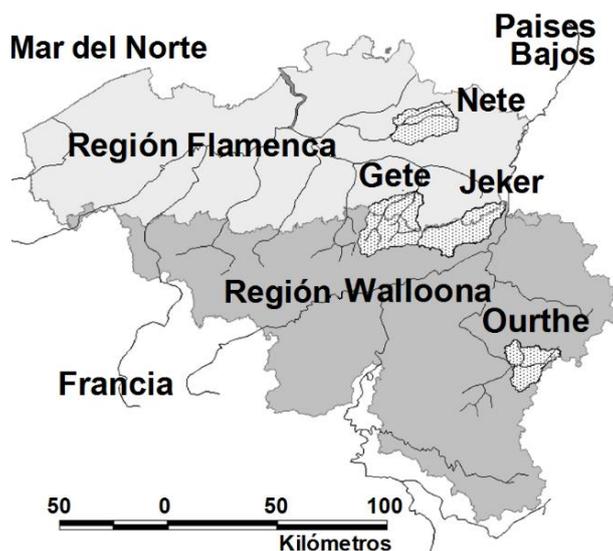


Figura 1. Ubicación de la cuenca de estudio dentro de Bélgica (en base a Vázquez & Feyen, 2007).

2.2. Información disponible para la investigación

Los datos topográficos provienen de un Modelo Digital de Elevación (MDE) que se obtuvo procesando (interpolando) datos obtenidos mediante la digitalización de un mapa topográfico a escala 1:50.000 (Vázquez *et al.*, 1999).

El mapa de asociaciones de suelos (unidades de suelos) de Bélgica se encuentra disponible a una escala de 1:500.000; esta información provee la distribución espacial de las unidades de suelos. Información sobre las características hidrofísicas de los suelos se encuentran en dos bases de datos desarrolladas por el “Institute for Land and Water Management (ILWM)” de la Universidad Católica de Leuven (KULeuven). Se contó con mapas de las divisorias de agua obtenidos del Departamento del Medio Ambiente, Naturaleza, Tierra y Agua (Administratie Milieu-, Natuur-, Land- en Waterbeheer; AMINAL) y de la Dirección General de Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Región Walloona (Francófona). Los mapas disponibles tienen una escala de 1:300.000 para la región Walloona.

Para definir la red fluvial, la Dirección General de Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Región Walloona proporcionó un mapa a escala 1:250.000, mientras que AMINAL (región Flamenca) proporcionó perfiles longitudinales de los ríos, así como 316 secciones transversales a lo largo de la red fluvial de la cuenca del Jeker.

La información disponible tanto de precipitación como de evapotranspiración de referencia se obtuvo del Real Instituto de Meteorología de Bélgica (RMI). La información de caudales fue suministrada por el Departamento de Agua de AMINAL y el Servicio Hidrológico de Investigación (Dienst Hydrologisch Onderzoek; DIHO).

Para la presente modelización se dispuso en total de 12 perfiles geológicos y de 160 pozos de sondeo para la creación del modelo geológico de la cuenca, formado por una sucesión de capas mesozoicas y cenozoicas, que van hacia el norte con un gradiente entre 1,0 y 1,5 %. Desde arriba hacia abajo, la geología consiste de las siguientes formaciones: Kwartair (Lm), capa con un espesor promedio de 20 m compuesta principalmente en la meseta por material limoso (loess cuaternarios de espesor variable) y alrededor del río por suelos arcillosos; Conglomerate Flint (Sa), capa de un espesor promedio de 10 m con alta heterogeneidad formada de residuos de tiza (Creta) disuelta (piedra, arena, arcilla y un fosfato local); Sables Tertiaires (Co), arenas del Terciario, ubicada al norte de la cuenca, donde toman el lugar del Conglomerate Flint; Cretaceous Chalk, tiza (Creta) del Cretáceo, forma el reservorio principal de las aguas subterráneas, con profundidades que van desde unos cuantos metros en el sur hasta 100 m en el noreste de la cuenca, esta capa está dividida en la mayor parte de la cuenca en dos unidades, Fractured Cretaceous Chalk (CrFr) y Compacted Cretaceous Chalk (CrCm), por una pequeña capa de tiza (Creta) endurecida llamada Hard Groud (Hg). La conductividad hidráulica de las capas que conforman la formación Cretaceous Chalk mejora en las zonas donde esta capa es discontinua. Finalmente, la base del acuífero está formada por varios metros de arcilla esmectita de baja conductividad hidráulica.

3. MÉTODOS

3.1. El código MIKE SHE

El código MIKE SHE es un sistema determinístico, espacialmente distribuido y de base física (Fig. 2). Los procesos de movimiento del agua se modelan en MIKE SHE ya sea mediante la resolución por diferencias finitas de las ecuaciones diferenciales parciales de masa, momentum y conservación de la energía, o mediante ecuaciones empíricas derivadas de la investigación experimental.

Cada uno de los procesos principales del ciclo hidrológico se modela mediante un componente separado (Abbott *et al.*, 1986; DHI, 2002), como por ejemplo, intercepción/evapotranspiración (ET); flujo superficial y en canales (OC); zona no saturada (UZ); zona saturada (SZ); fusión de nieve (SM); y el intercambio entre ríos y acuíferos (EX). Los procesos se modelan mediante una red de cuadrículas (diferencias finitas), con la red fluvial localizada dentro de los límites de las cuadrículas. Una columna de capas horizontales (tipos de suelos y geológicas) constituyen la dimensión vertical dentro de cada cuadrícula.

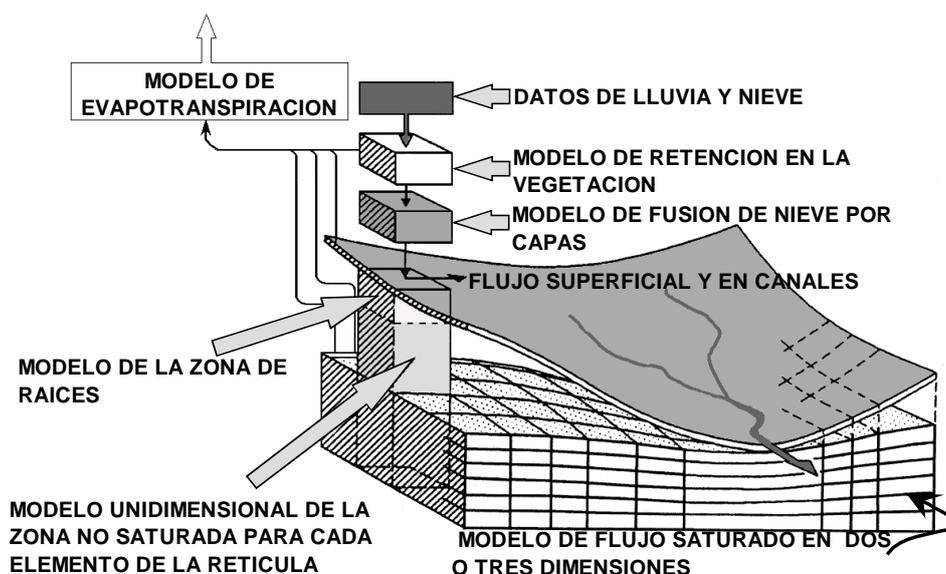


Figura 2. Esquema del módulo principal del código distribuido MIKE SHE (Vázquez & Feyen, 2007).

3.2. Protocolo de modelización y establecimiento del modelo

El protocolo de modelización que se aplicó en el presente estudio se basa en varios trabajos anteriores tales como (Anderson & Woessner, 1992; Refsgaard, 1997), (Vázquez *et al.*, 1999), e incluye los procesos de establecimiento del modelo de la cuenca de estudio, así como su calibración y validación. En el presente estudio, se ha aplicado además un análisis de sensibilidad simple (Vázquez, 1997), basado en la evaluación de la calidad de las predicciones en función de la variación de los valores de los parámetros calibrados.

En vista de la falta de información geológica más adecuada, el área de modelización de la cuenca se definió en base a las divisorias de aguas superficiales que se ha supuesto coinciden con las divisorias subterráneas, lo cual es solo correcto a una escala regional (Anderson & Woessner, 1992).

Se utilizaron datos de 7 estaciones pluviométricas disponibles. La evapotranspiración potencial de referencia (ET_0) se estimó usando la ecuación modificada de Penman (Vázquez *et al.*, 2008) con los datos suministrados por el RMI.

Para la modelización del sistema fluvial fue necesaria la creación de un modelo hidrodinámico en MIKE 11 (DHI, 2000) en donde se detalla los ramales del río, así como sus conexiones, secciones transversales y otros parámetros fundamentales para la modelización. Este modelo hidrodinámico se conecta con el modelo hidrológico MIKE SHE, teniendo en cuenta los pasos de tiempo definidos en los dos modelos, para de esta forma integrar la modelización hidrodinámica y la hidrológica, permitiendo la interacción entre los diferentes componentes del ciclo hidrológico. En el modelo MIKE 11 se empleó la simplificación Cinemática (Kinematic Routing) de las ecuaciones diferenciales de flujo de Navier Stokes (Chow, 1959) en congruencia con el objetivo de simular bien el flujo en el ramal principal del río. Dentro del modelo MIKE 11 se deben definir parámetros como la resistencia física del cauce al flujo así como las condiciones de contorno. Los distintos parámetros hidrodinámicos de los modelos se definieron en base a recomendaciones encontradas en literatura (Chow, 1959; Vázquez *et al.*, 1999; DHI, 2000). En la Fig. 3 se puede observar la red fluvial y las estaciones de medición de caudal obtenidas del modelo hidrodinámico de MIKE 11.

El modelo MIKE SHE requiere para el flujo superficial el coeficiente de rugosidad de Manning/Strickler, así como el valor de profundidad inicial de flujo y una profundidad de almacenamiento de retención que es un valor proporcional al flujo superficial (Chow *et al.*, 1988). Para la caracterización del flujo no saturado se necesitan los parámetros hidrofísicos de todos los tipos de suelo existentes, debido a que el componente de la zona no saturada del modelo requiere información acerca del comportamiento de la carga de succión del suelo y la permeabilidad en función

de la humedad del mismo, para lo cual fue necesario realizar una aproximación de esta descripción por medio de ajustes matemáticos a las conocidas curvas de retención/humedad y de permeabilidad/humedad (Vázquez, 1997).

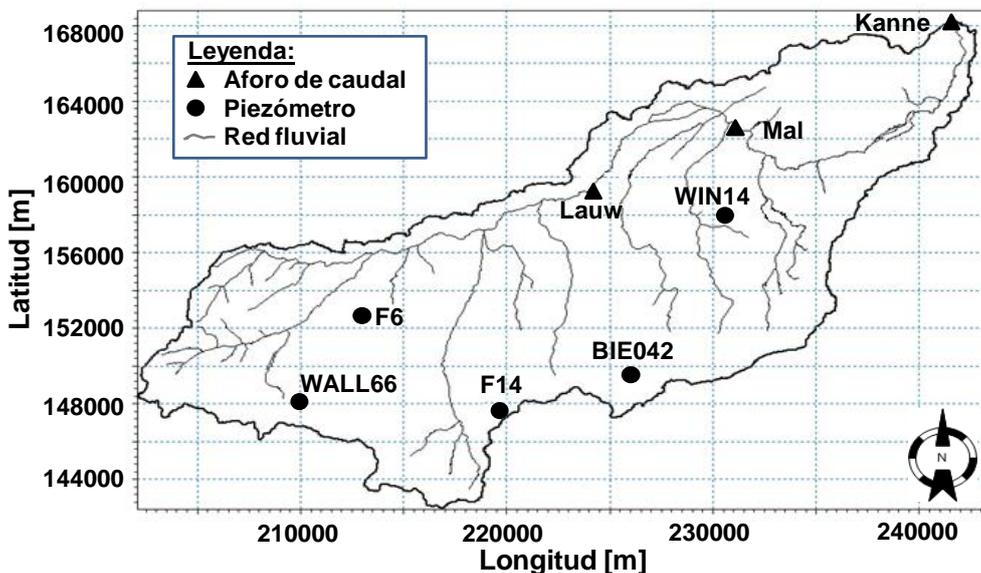


Figura 3. Red fluvial y estaciones de medición de caudal y de niveles piezométricos en la cuenca del Jeker.

Para la modelización de la zona saturada, en MIKE SHE las formaciones geológicas pueden implementarse en el modelo como capas geológicas si su extensión es la misma que la de la región modelada o como lentes geológicas si su extensión es menor (DHI, 1998). Ambos tipos se consideraron en el presente estudio. Sin embargo, los resultados de simulación se pueden recuperar solamente para las capas geológicas ya que no es posible especificar piezómetros en los lentes. Debido a esto, se modelaron los lentes geológicos como si fuesen capas, definiendo un espesor mínimo en las partes donde la formación no existe en la realidad. Las condiciones de contorno sin flujo (en base a la divisoria topográfica de aguas) se definieron en base a mapas históricos de contorno de agua obtenidos de la Dirección General de Recursos Naturales y Medio Ambiente de la Región Walloona.

3.3. Evaluación de la calidad de las predicciones de los modelos

La evaluación de la calidad de los modelos incluye la comparación gráfica de los hidrogramas simulados y observados, así como de los niveles piezométricos simulados y observados. Además se incluyen una serie de medidas estadísticas de rendimiento que se emplean de forma complementaria con la evaluación gráfica. A continuación se da una breve descripción de los estadísticos usados en la investigación (Vázquez *et al.*, 2008).

- *Error medio absoluto (MAE)*, es una medida del error medio en las series de tiempo modeladas. El MAE tiene la ventaja de que sólo maneja magnitudes (no signos) por lo tanto los residuales o residuos no tienden a cancelarse de manera artificial (Vázquez *et al.*, 2008). El rendimiento del modelo será mejor mientras más próximo a 0,0 sea el valor de:

$$MAE = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n |r_i| \tag{1}$$

donde r es el error residual, definido como la diferencia entre los datos observados y los simulados de una variable dependiente del modelo, para el paso de tiempo i ; y n es el número total de pasos de tiempo simulados.

- *Coefficiente de Eficiencia (EF₂)* (Nash & Sutcliffe, 1970), sirve para considerar una combinación del error sistemático y el aleatorio en las simulaciones (Vázquez *et al.*, 2008), está definido entre, infinito negativo y 1,0 (esta última, condición óptima):

$$EF_2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (2)$$

donde P_i es la predicción en el paso de tiempo i; y O_i es el valor observado.

- *Coefficiente de determinación (CD)*, es utilizado para tener una idea de la dispersión de los valores simulados y de los valores observados alrededor de la media de las observaciones, El rendimiento del modelo es mejor si este estadístico está más próximo a 1,0:

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2} \quad (3)$$

3.4. Calibración y validación de los modelos

El objetivo general de la calibración de un modelo es reducir al mínimo los errores entre los valores observados y los simulados de las variables calibradas del modelo bajo consideración. Para la calibración de modelos hidrológicos, se debe estimar los valores de los parámetros del modelo. En algunos casos estos valores apropiados de los parámetros se pueden determinar de forma directa a través de la medición del mismo en el sistema real que se está simulando (Gupta *et al.*, 1998). Sin embargo en la mayoría de los casos, los parámetros considerados en los modelos numéricos son abstracciones de características complejas de la cuenca, y como tal, las técnicas de calibración son necesarias para determinar estos parámetros (Gupta *et al.*, 1998; Vázquez *et al.*, 1999; Vázquez & Feyen, 2007). Adicionalmente, en muchos casos, los parámetros no se pueden medir a la escala de aplicación del modelo numérico (Vázquez *et al.*, 2002) y como tal deben estimarse mediante calibración valores “efectivos” de los parámetros del modelo a la escala de aplicación.

Para el proceso de calibración del flujo superficial se utilizó las series temporales recabadas en estaciones de aforo de caudal ubicadas a la salida de la cuenca, mientras que para calibrar los parámetros hidrogeológicos de las capas geológicas que conforman el modelo de la cuenca se utilizaron los datos provenientes de varios piezómetros de observación ubicados a lo largo de cada cuenca.

En la presente investigación, se determinaron como parámetros de calibración al nivel de drenaje, la constante de tiempo del drenaje, el coeficiente de intercambio cauce-acuífero y las propiedades hidrogeológicas de las distintas formaciones. Todos estos parámetros se examinaron detenidamente por lo que se determinó que tienen una gran influencia en la forma, períodos y picos del hidrograma de caudal y en los niveles piezométricos (Vázquez & Feyen, 2007; Vázquez & Hampel, 2014).

El proceso de validación se llevó a cabo de dos formas, realizando una validación temporal en los mismos puntos de control (estaciones de caudal y piezómetros de observación) utilizados en el proceso de calibración y una validación espacial (multi-site) (Vázquez, 1997; Refsgaard, 1997; Vázquez & Feyen, 2007; Vázquez & Hampel, 2014), llevada a cabo con datos de dos estaciones adicionales de aforo de caudales, así como con varios piezómetros de control adicionales.

En base a la disponibilidad de información de series temporales de caudales y niveles piezométricos se definió el periodo de calibración desde 01/01/1986 hasta 01/01/1988 (730 días) y el periodo de validación desde 01/01/1988 hasta 01/01/1991 (1095 días).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Calibración del modelo

Como se puede observar en la Fig. 4i, concluido del proceso de calibración existe una muy buena aproximación entre el hidrograma de caudal observado y el simulado, a la salida de la cuenca, a la vez que, en principio, se aprecia una tendencia adecuada acorde a la precipitación. Esto se ve reflejado en

el valor final del estadístico EF_2 (0,709). Se puede observar tanto en el hidrograma como en el respectivo diagrama de dispersión (Fig. 5) que existe una subestimación de tendencia alta en valores picos, siendo muy clara en el pico principal del periodo, lo que se enfatiza por los valores de los índices MAE (0,311) y CD (1,284).

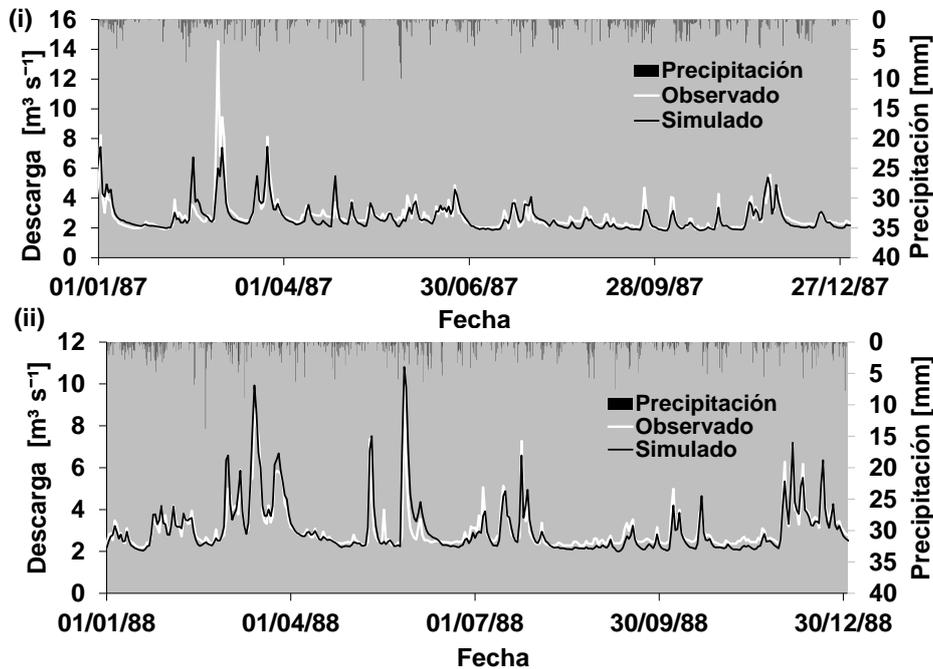


Figura 4. Hidrogramas observado y simulado en (i) el año final del periodo de calibración; y (ii) el año inicial del período de validación, en la estación de salida de la cuenca del Jeker (Kanne).

En cuanto al flujo subterráneo (Fig. 6), se observa que si bien las tendencias son parecidas a las de las observaciones, éstas están sobrestimadas, desfasadas, o con una oscilación diferente. En el piezómetro F6 se puede apreciar un claro desfase, una subestimación con respecto a los datos observados lo que provoca errores de hasta dos metros. WALL66 presenta una tendencia similar a los datos observados, pero con un desfase de aproximadamente un mes entre niveles simulados y observados, este error es más evidente en los primeros meses del primer año de simulación. BIE042 siguen muy bien la tendencia de los valores observados, con un leve desfase que genera un error máximo de cincuenta centímetros de sobrestimación en los primeros meses del segundo año de simulación (y un error máximo de aproximadamente 1,5 m en el período estudiado).

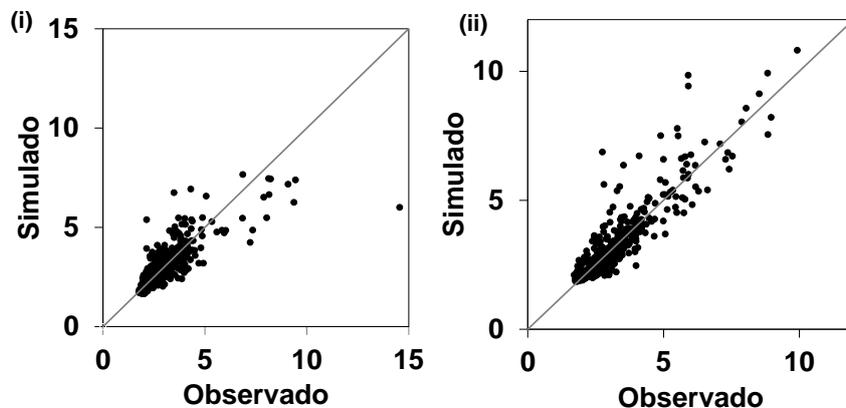


Figura 5. Gráficos de dispersión para los periodos de (i) calibración y (ii) validación, en la estación Kanne.

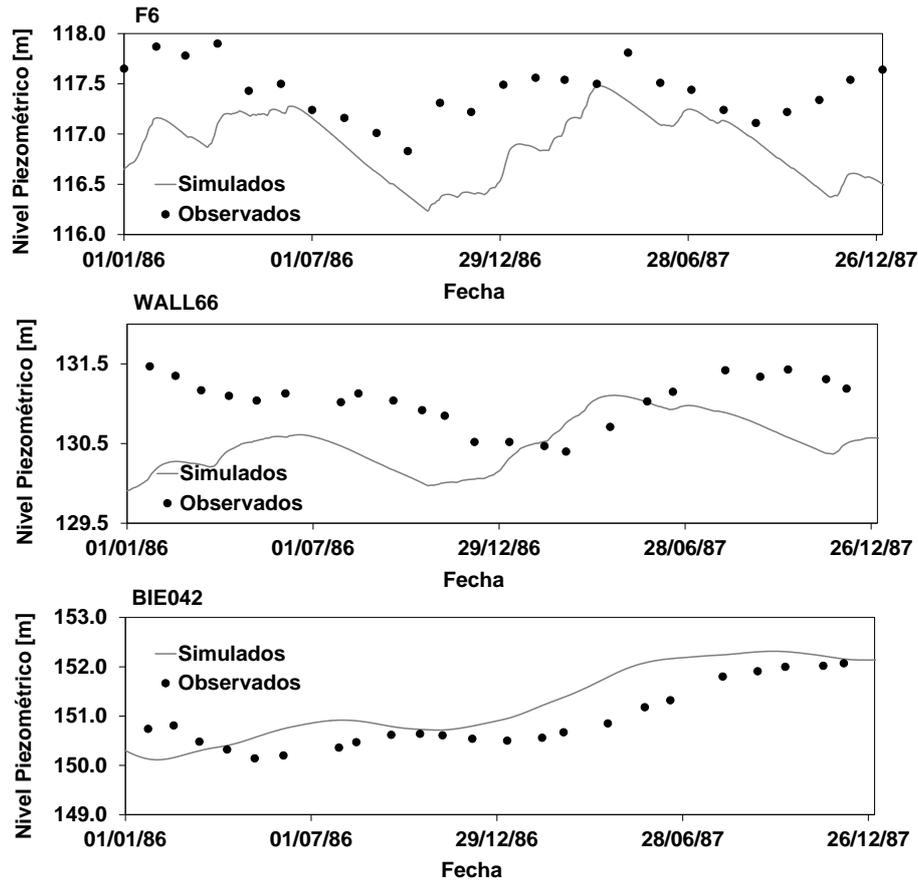


Figura 6. Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de calibración (cuenca del Jeker).

4.2. Validación del modelo

La Fig. 4ii muestra los hidrogramas de caudal observado y simulado de la estación de salida de la cuenca. Se puede apreciar que los resultados son iguales o inclusive mejores a los obtenidos en el proceso de calibración; se continúa observando subestimaciones en valores altos, sin embargo se ve un mejor desenvolvimiento de los valores pico. Todo esto se confirma por parte de los estadísticos que presentan un aumento considerable en el valor del índice EF_2 (0,76) y una disminución del valor del índice CD (0,96) hacia el óptimo de 1,0.

Para la validación espacial se tomó en cuenta la estación adicional, Mal (Fig. 7), que no se tomó en consideración en el período de calibración (Multi-site test). En esta se evidencia una total subestimación de los picos, y un flujo base sobrestimado sin mayor fluctuación, sobrestimado la mayoría del tiempo, como se puede ver con claridad en el tercer año. A pesar de esto se obtiene un valor de EF_2 (0,60) relativamente aceptable, aunque los valores de CD (2,31) y MAE (0,41) no son los más óptimos.

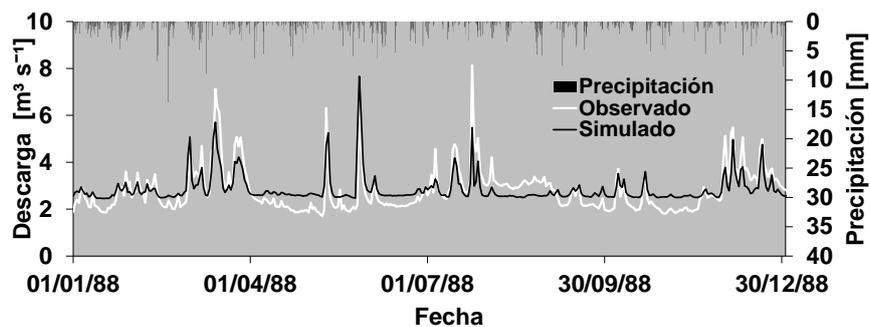


Figura 7. Hidrogramas observado y simulado en el período de validación para la estación Mal.

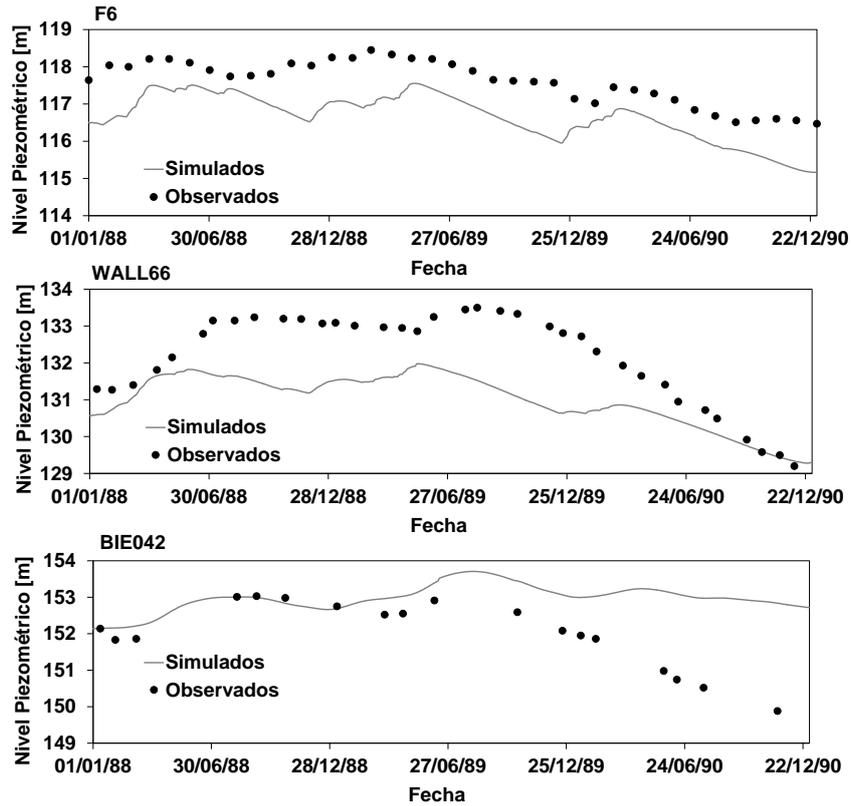


Figura 8. Niveles piezométricos observados y simulados en el periodo de validación (cuena del Jeker).

Con respecto al flujo subterráneo los resultados de los niveles piezométricos (Fig. 8) son muy parecidos a los vistos en el periodo de calibración, presentándose prácticamente los mismos errores: sobrestimación, desfase y oscilaciones (frecuencia) más cortas con respecto los niveles observados. Estos mismos errores se aprecian en los niveles de los piezómetros de control utilizados para la validación espacial (Fig. 9). De todas formas, considerando la escala de modelización, los resultados obtenidos en el proceso de validación pueden ser vistos como aceptables.

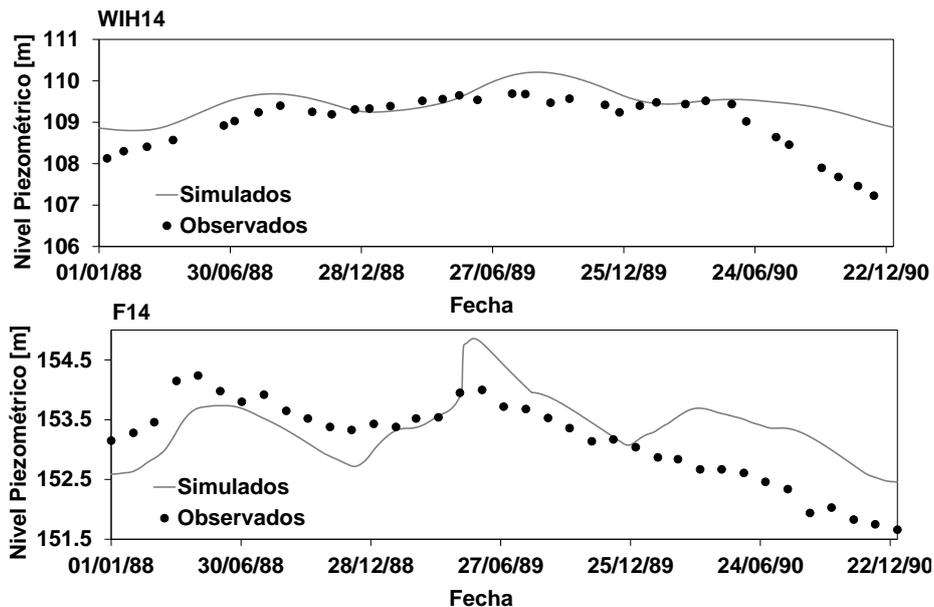


Figura 9. Niveles piezométricos observados y simulados, considerados durante la validación espacial del flujo subterráneo (cuena del Jeker).

4.3. Análisis de sensibilidad

La Tabla 1 muestra el cambio de confiabilidad (medida de la calidad de predicción del modelo numérico) en función de la variación del tiempo de retención, durante el análisis de sensibilidad. El Coeficiente de Eficiencia total asociado a cada simulación (EF_{2T}) se obtuvo como la media ponderada del Coeficiente de Eficiencia asociado a la simulación de caudales (EF_{2Q}) y del Coeficiente de Eficiencia promedio asociado a las simulaciones de los niveles piezométricos (EF_{2P}), considerando los pesos 0,70 para caudales y 0,30 para niveles piezométricos. Estos pesos se definieron subjetivamente en función de los objetivos de la simulación que buscaba una mejor simulación de caudales que la simulación de niveles piezométricos. En función de los parámetros calibrados del modelo (θ_c), al aplicar una tasa de cambio ($\Delta(\theta)$) en estos, se obtiene una tasa de cambio en la eficiencia total ($\Delta(\text{sim})$) en función de la eficiencia total correspondiente al parámetro calibrado (EF_{2Tc}), generando un cambio en la confiabilidad del modelo ($\Delta(C)$). En las siguientes expresiones, el subíndice “c” es el acrónimo de “calibrado” y el subíndice “i” se asocia a un valor diferente del calibrado.

$$\Delta(\theta) = \frac{(\theta_i - \theta_c)}{\theta_c} \tag{4}$$

$$\Delta(\text{Sim}) = \frac{(\text{EF}_{2Ti} - \text{EF}_{2Tc})}{\text{EF}_{2Tc}} \tag{5}$$

$$\Delta(c) = \frac{\Delta(\text{Sim})}{\Delta(\theta)} \tag{6}$$

Los coeficientes de sensibilidad (δ_s), que se indican en la Tabla 2, se obtienen al calcular la pendiente de las líneas de tendencia en cada uno de los gráficos de la Fig. 10. En algunos casos se observó la presencia de más de una tendencia, producidas porque los cambios de parámetros positivos tienen un impacto menor que los cambios de parámetros negativos. El coeficiente de sensibilidad para estos casos es el resultado del promedio de los coeficientes de sensibilidad calculados para cada una de estas tendencias. Observando la Tabla 2 se puede notar que el coeficiente de sensibilidad para cambios negativos de parámetros fue mucho mayor que para cambios positivos de parámetros. El coeficiente de sensibilidad de la conductividad hidráulica horizontal, es muy superior al resto, debido a la gran influencia de la capa cársica seleccionada (Compacted Cretaceous Chalk) en el proceso de calibración.

Tabla 1. Cambio del valor de confiabilidad ($\Delta(C)$) en función del cambio de valor del coeficiente de filtración (representado en este caso por θ).

i	$\Delta(\theta)$ [--]	θ [s ⁻¹]	EF _{2Q} [--]	EF _{2P} [--]	EF _{2T} [--]	$\Delta(\text{sim})$ [--]	$\Delta(C)$ [--]
0	0.00	6.00E-08	0.72	0.33	0.60	0.00	-
1	-0.10	5.40E-08	0.73	0.34	0.61	0.01	-0.13
2	-0.20	4.80E-08	0.71	0.34	0.60	-0.01	0.04
3	-0.30	4.20E-08	0.69	0.34	0.59	-0.03	0.10
4	-0.50	3.00E-08	0.64	0.34	0.55	-0.09	0.18
5	-0.75	1.50E-08	0.52	0.34	0.47	-0.23	0.30
6	-0.90	6.00E-09	0.39	0.35	0.38	-0.38	0.42
7	0.10	6.60E-08	0.74	0.34	0.62	0.03	0.31
8	0.25	7.50E-08	0.74	0.34	0.62	0.03	0.12
9	0.50	9.00E-08	0.74	0.34	0.62	0.02	0.05
10	1.00	1.20E-07	0.73	0.34	0.61	0.01	0.01
11	4.00	3.00E-07	0.64	0.33	0.54	-0.10	-0.02
12	9.00	6.00E-07	0.54	0.33	0.48	-0.20	-0.02

Leyenda: i = número de cambio; $\Delta(\theta)$ = tasa de cambio del parámetro analizado; θ = Valor calibrado del parámetro analizado, en este caso el tiempo de retención; EF_{2Q} = Coeficiente de Eficiencia asociado a la simulación de caudales; EF_{2P} = Coeficiente de Eficiencia promedio asociado a las simulaciones de los niveles piezométricos; $\Delta(\text{sim})$ = tasa de cambio de simulación; y $\Delta(C)$ = cambio del valor de confiabilidad.

Tabla 2. Coeficientes de Sensibilidad (δ_s) para los parámetros calibrados de la cuenca del Jeker.

Parámetro calibrado	δ_s [--]	δ_{s1} [--]	δ_{s2} [--]
Coefficiente de filtración	-0,137	-	-
Nivel de drenaje	-0,263	-	-
Tiempo de retención	0,112	0,230	-0,007
Conductividad Horizontal	-52,117	-105,220	0,986

Leyenda: δ_s = coeficiente de sensibilidad total; δ_{s1} , δ_{s2} = coeficientes de sensibilidad parciales.

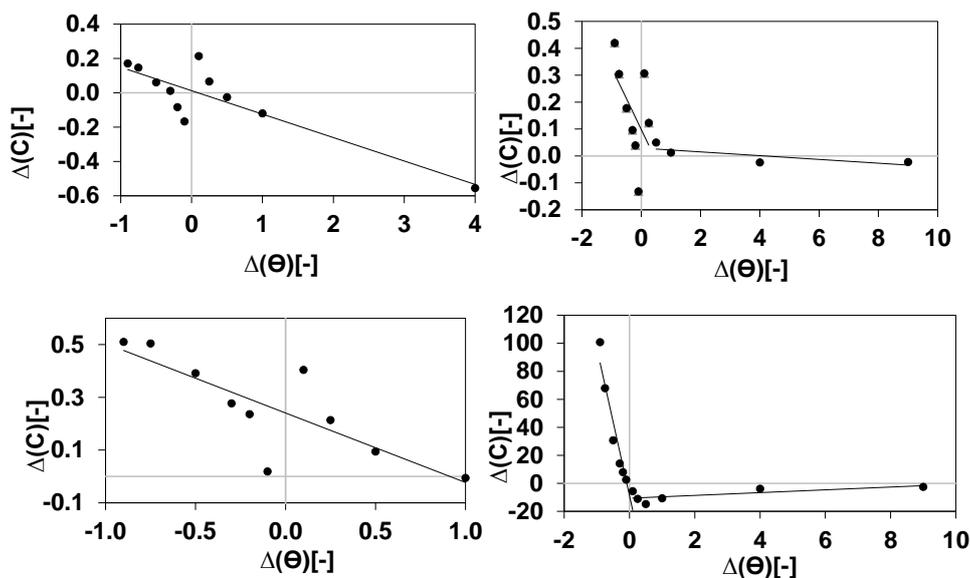


Figura 10. Variación de la confiabilidad ($\Delta(C)$) en función de la variación de los parámetros calibrados ($\Delta(\Theta)$) en el modelo de la cuenca del Jeker (coeficiente de filtración, tiempo de retención, nivel de drenaje y conductividad hidráulica saturada en la capa cárstica).

5. CONCLUSIONES

El código distribuido MIKE SHE, se aplicó a la cuenca del Jeker (Bélgica), para modelar su ciclo hidrológico, con especial atención a la modelización de su componente subterráneo.

Concluido el proceso de calibración se obtuvieron resultados aceptables, tanto para la simulación del flujo superficial como para la del subterráneo; esto se confirmó en la etapa de validación “Split-sample” (validación temporal). En general, este aspecto sugiere el funcionamiento aceptable del modelo distribuido de la cuenca. Sin embargo la validación espacial no fue tan buena como se espera al emplear un código distribuido, basado en la descripción de procesos físicos. Esto se observó mayormente en relación a la simulación del flujo superficial en los puntos de ubicación de las estaciones de aforo adicionales; sin embargo, en vista de que la información de estas estaciones no se consideró durante la calibración del modelo, la calidad de las predicciones correspondientes puede aceptarse. En relación a la simulación de flujos subterráneos, los niveles piezométricos de los puntos de observación fueron parecidos a los registrados en los piezómetros cercanos cuya información se empleó en los otros procesos de calibración y validación temporal.

Existen errores que no pudieron ser depurados durante el proceso de calibración, tales como picos subestimados en el flujo superficial, y una evolución distinta de los niveles piezométricos simulados en relación a la evolución de las observaciones respectivas, además de los errores encontrados durante la validación espacial. A pesar de los mismos, se puede concluir que el modelo de la cuenca produce predicciones aceptables tanto de flujo superficial como del subterráneo.

Del análisis de sensibilidad, se concluye que el parámetro con mayor sensibilidad a las predicciones de flujo superficial y subterráneo es la conductividad hidráulica horizontal de la capa cárstica (Compacted Cretaceous Chalk) incluida en el modelo. Este es un resultado que se esperaba en base al conocimiento de cómo funciona el sistema hidrogeológico real y por ende el observar que el modelo desarrollado es capaz de reflejar este aspecto constituye un buen aliciente de cara a su utilización en etapas posteriores de aplicación del modelo numérico.

El modelo hidrogeológico desarrollado en este estudio, en base a experiencias de modelización desplegadas con anterioridad por uno de los coautores del manuscrito, ha demostrado producir resultados aceptables, en particular, dada la complejidad de un sistema cárstico como el modelado. Por ende, el mismo tiene el potencial de constituirse en una herramienta básica de apoyo a las decisiones para la gestión de recursos hídricos en la cuenca de estudio, en particular en el contexto del cambio climático, que fue el objetivo primordial para el desarrollo del presente modelo. Así, las potenciales implicaciones de los resultados obtenidos en este estudio para su aplicación en Ingeniería son directas si se considera que el modelo puede contribuir de manera decidida a la gestión de los recursos hídricos de la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

El presente artículo se desarrolló en el contexto de la tesis de grado de los dos primeros autores (Ingeniería Civil, UC), y de los proyectos dirigidos por el tercer autor: (i) "Establecimiento de modelos numéricos para casos selectos de la gestión de recursos hídricos", financiado por la UC; y (ii) "Simplification of distributed hydrologic models in the scope of an integrated catchment-based approach" (PDM/03/188), financiado por la Katholieke Universiteit Leuven (KULeuven). Los autores desean expresar su agradecimiento a todas las instituciones Belgas que facilitaron la información hidrometeorológica para llevar adelante el presente estudio.

REFERENCIAS

- Abbott, M.B., J.C. Bathurst, J.A. Cunge, P.E. O'Connell, J. Rasmussen, 1986. An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE" 1. History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 45-59.
- Anderson, M.P., W.W. Woessner, 1992. *Applied Groundwater Modelling Simulation of Flow and Advective Transport*. USA, University Press, 296 pp.
- Chow, V.T., 1959. *Open channel hydraulics*. McGraw-Hill Book Company: New York, USA; 680 pp.
- Chow, V.T., D.R. Maidment, L.W. Mays, 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill international editions, Singapore, 572 pp.
- DHI, 1998a. *MIKE SHE v.5.3 User Guide and Technical Reference Manual*. Danish Hydraulic Institute, Denmark, 50 pp.
- DHI, 2000. *MIKE SHE, User Manual Volume 1: User Guide v. 2000*, Danish Hydraulic Institute, Denmark, 396 pp.
- El-Nasr, A., R.F. Vázquez, K. Christiaens, J. Feyen, 2002. *Analysis of the hydrologic cycle of the JEKER and NETE river basin using the MIKE SHE modelling tool*. Institute for Land and Water Management, Katholieke Universiteit Leuven, Vital Decosterstraat 102, B-3000 Leuven, Belgium, 94 pp.
- Gupta, H.V., S. Sorooshian, P.O. Yapo, 1998. Toward improved calibration of hydrologic models: multiple and non-commensurable measures of information. *Water Resources Research*, 34(4), 751-763.
- Nash, J.E., J.V. Sutcliffe, 1970. River flow forecasting through conceptual models, I, A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282-290.

- Refsgaard, J.C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198, 69-97.
- Sánchez-Vila, X., D. Fernández-García, 2007. Gestión de los recursos hídricos: Los modelos hidrogeológicos como herramienta auxiliar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, (15.3), 250-256.
- Vázquez, R.F., 1997. Numerical bi-dimensional modelling of the Brusselean aquifer. *Memorias del VII Congreso Nacional de Hidráulica*, Quito, (1), 307-321.
- Vázquez R.F., J. Feyen, 2007. Assessment of the effects of DEM gridding on the predictions of basin runoff using MIKE SHE and a modelling resolution of 600 m. *Journal of Hydrology*, 334, 73-87.
- Vázquez, R.F., H. Hampel, 2014. Prediction limits of a catchment hydrological model using different estimates of ET_p . *Journal of Hydrology*, 513, 216-228.
- Vázquez, R.F., L. Feyen, K. Christiaens, A. El-Nasr, J. Feyen, 1999. *Calibration and Validation of the MIKE SHE application to the basin of the Gete river*. Internal publication K.U. Leuven, Belgium, 79 pp.
- Vázquez, R.F., L. Feyen, J. Feyen, J.C. Refsgaard, 2002. Effect of grid-size on effective parameters and model performance of the MIKE SHE code applied to a medium sized catchment. *Hydrological Processes*, 16(2), 355-372.
- Vázquez, R.F., P. Willems, J. Feyen, 2008. Improving the predictions of a MIKE SHE catchment-scale application by using multi-criteria approach. *Hydrological Processes*, 22(13), 2159-2179.