

## EFFECTOS DE ESCALA EN LA CALIBRACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA EN UN MODELO HIDROLÓGICO DISTRIBUIDO

Cristina Aguilar<sup>1\*</sup>, María José Polo<sup>1</sup>, Agustín Millares<sup>2</sup> y Javier Herrero<sup>2</sup>

1: Grupo de Hidrología e Hidráulica Agrícola  
Escuela Técnica superior de Ingenieros Agrónomos y de Montes  
Universidad de Córdoba  
Campus de Rabanales. Edificio Leonardo da Vinci. Área de Ingeniería Hidráulica. 14071, Córdoba  
e-mail: (caguilar, mjpolo)@uco.es, web: www.dinamicaambiental.com

2: Grupo de Dinámica de Flujos Ambientales  
Universidad de Granada  
Edificio CEAMA, Avda del Mediterráneo s/n.18006, Granada  
e-mail: (mivalag, herrero)@ugr.es, web: www.dinamicaambiental.com

**Palabras clave:** Modelos hidrológicos distribuidos, escala, conductividad hidráulica saturada, calibración

**RESUMEN.** *Este trabajo presenta la calibración del valor efectivo de conductividad hidráulica saturada en la cuenca del río Guadalfeo (Granada) en un modelo hidrológico distribuido basado en la ecuación de Green y Ampt para la generación de escorrentía. El ajuste del caudal diario generado a escala de subcuenca ( $\approx 100 \text{ km}^2$ ) en su punto de cierre, arrojó valores efectivos para cada celda de entre 0.4 y 0.6 veces los nominales, mientras que a escala de cuenca ( $\approx 1000 \text{ km}^2$ ) el factor de ajuste fue menor. Por otra parte, los valores efectivos que ajustan el balance de agua para unidades espaciales agregadas a escala de subcuenca no presentan comportamiento lineal, variando según la heterogeneidad espacial de la zona. Los resultados ponen de manifiesto los efectos de escala espaciotemporales en la calibración y la necesidad de trabajar con modelos distribuidos para simular las consecuencias de cambios de uso de suelo sobre el balance de agua.*

**ABSTRACT.** *This paper presents the calibration of the effective values of saturated hydraulic conductivity in a distributed hydrological model based on the model of Green and Ampt applied in the Guadalfeo river watershed (Granada). The adjustment of the daily flow generated at watershed scale in its outlet ( $\approx 100 \text{ km}^2$ ) gave effective values between 0.4 and 0.6 times the nominal values, whilst at watershed scale ( $\approx 1000 \text{ km}^2$ ) the adjustment factor was lower. Furthermore, effective values adjusting the water balance in spatial units aggregated at subwatershed scale do not show a linear behaviour as they change according to the spatial heterogeneity in the area. Results highlight the spatial and temporal scale effects in the calibration process and the need to apply distributed models for the simulation of the consequences of land-use changes on the water balance.*

### 1. INTRODUCCIÓN

El mayor conocimiento de los procesos hidrológicos, su expresión matemática y resolución con ayuda de medios informáticos, así como el desarrollo de los sistemas de información geográfica (SIG) en la última mitad del siglo XX, han permitido un gran avance en hidrología. En este contexto, los modelos distribuidos cobran peso al incluir la variabilidad espacial de variables de entrada, procesos, parámetros y resultados en la cuenca para reproducir el proceso de estudio formulando el estado en cada punto del sistema y paso de tiempo. No obstante, la dinámica hidrológica mantiene una naturaleza bastante primitiva, dando lugar a efectos no lineales que han de ser considerados a la hora de ser aplicados a distintas escalas espaciales y temporales (Smith y Woolhiser, 2002). El principal inconveniente de los modelos hidrológicos distribuidos es el número de variables y parámetros que intervienen, que deben poder ser medidos directamente o derivados de otras medidas si aquellos tienen base física, en la práctica imposible al aplicarlos en zonas amplias. Por ello, los valores “efectivos” finales de los parámetros de modelos con base física suelen diferir de los valores medidos debido al conflicto entre las escalas de medida y de caracterización del proceso hidrológico. La mayoría de estos modelos

utilizan la conductividad hidráulica saturada como parámetro de calibración del proceso de infiltración del agua en el suelo y, aplicados a escala de cuenca, asignan un valor uniforme a cada celda del modelo digital del terreno, que agrega la heterogeneidad existente y los efectos de escala y numéricos asociados a las ecuaciones.

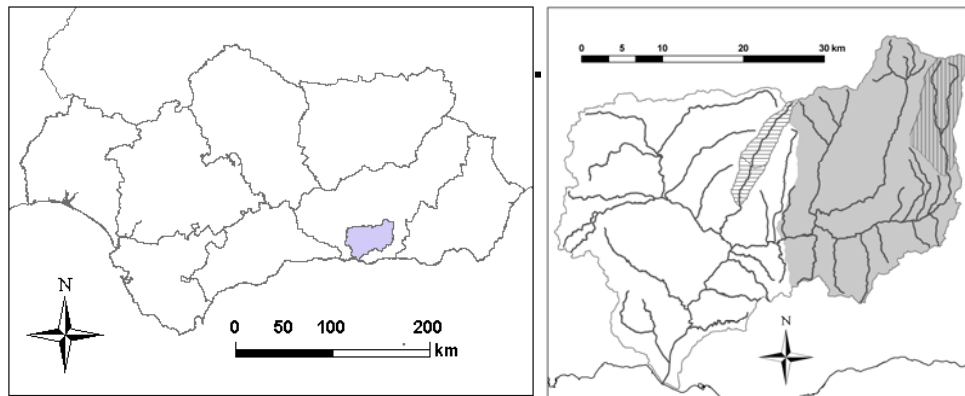
El carácter distribuido del modelado está limitado por la resolución espacial del cálculo: por un lado, el menor tamaño de celda del modelo digital de elevaciones, MDE; por otro, la resolución espacial de la información del territorio disponible. Finalmente el tamaño de la cuenca determina el orden de magnitud del tiempo de cálculo en simulaciones completas. En este estudio, la información proporcionada por Landsat-TM, utilizada en el análisis de vegetación (Díaz, 2007), aporta la mayor resolución espacial de partida de modo que se superpone una matriz de celdas de 30 x 30 m. Es necesario por tanto, disponer de todos los datos de entrada al modelo a escala de celda. En cuanto a los parámetros del suelo que intervienen en las ecuaciones físicas de balance, sólo pueden obtenerse a través de mediciones directas si las técnicas de medición son compatibles con los volúmenes efectivos para los cuales se desarrollaron las ecuaciones y con la escala a la que se aplica el modelo (Christiaens y Feyen, 2001). Además, la gran cantidad de información necesaria para la ejecución de cualquier modelo hace que la medida en campo de cada variable y parámetro en cada celda sea virtualmente imposible, especialmente en cuencas de gran extensión, y sólo válidos a escala local por lo que es necesario establecer algoritmos de interpolación, espacial y temporal, de la información que alimenta el modelo, de modo que los valores obtenidos puedan considerarse efectivos a escala de celda (Schaap et al., 2001; Mermoud y Xu, 2006).

El objetivo de este trabajo es la calibración del valor efectivo de conductividad hidráulica saturada en la cuenca del río Guadalfeo en un modelo hidrológico distribuido basado en la ecuación de Green y Ampt (Green y Ampt, 1911) para la generación de escorrentía considerando los efectos de escala en la calibración de dicho parámetro.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Descripción de la zona de estudio

La cuenca hidrográfica del río Guadalfeo se encuentra situada al sur de la provincia de Granada e incluye la vertiente sur de Sierra Nevada, ocupando una extensión aproximada de 1300 km<sup>2</sup>. La figura 1 muestra su situación general así como un esquema de la distribución de los cauces principales.



**Figura 1.** Izquierda: Localización de la cuenca. Derecha: cauces principales y subcuencas analizadas: Cádiz (rayas verticales), Lanjarón (rayas horizontales), Órgiva (área sombreada)

Esta cuenca presenta numerosos aspectos singulares con influencia en los procesos dominantes. La topografía origina unos contrastes muy marcados de cota, pendientes, orientaciones...El contorno es muy variado, oscilando de montañoso a litoral. Las condiciones climáticas son diversas: precipitación en forma de nieve en cotas más altas y temperaturas suaves en la costa, y con ello el tipo de vegetación, encontrándose en la zona agricultura de regadío e intensiva, productos subtropicales, así como vegetación natural de alta montaña. El desarrollo urbanístico en la costa, asociado a una mayor demanda turística y de segunda residencia, junto con las expectativas de transformación agrícola hacia productos más rentables, ejercen una presión cada vez mayor

sobre los recursos hídricos disponibles en la zona, presión que se manifiesta en mayores demandas de consumo de agua, que generan mayores volúmenes de aguas de retorno. En resumen, en esta cuenca concurren numerosos gradientes espaciales y temporales de las variables y parámetros que caracterizan los procesos estudiados (Polo et al., 2004; Díaz, 2007; Herrero, 2007; Aguilar, 2008; Millares, 2008).

## 2.2. Modelo hidrológico empleado: Green y Ampt

El flujo de agua en un suelo puede describirse mediante la ecuación de Richards, cuya solución requiere la aplicación de métodos numéricos, costosos en cuanto a tiempo de resolución y necesidad de datos de partida, que presentan problemas de inestabilidad y errores de convergencia si no se aplican de forma adecuada (Muñoz Carpena y Gowdsh, 2005). Por razones prácticas, a escalas más amplias, los modelos con base física más usados para el cálculo de la infiltración son el modelo de Green y Ampt (Green y Ampt, 1911) y la ecuación de Philips (Rawls et al., 1993), resultantes de la simplificación de las condiciones iniciales y de contorno del problema. En este trabajo, por su orientación a cuencas poco aforadas, se ha utilizado el modelo de Green y Ampt, de base física más aproximada y solución exacta (Muñoz Carpena y Ritter, 2005), y que, a pesar de sus limitaciones, ha demostrado buenos resultados en comparación con otros métodos si está correctamente parametrizado (Muñoz Carpena y Gowdsh, 2005). Los valores de los parámetros de la ecuación de Green y Ampt deben medirse experimentalmente dado su carácter físico; sin embargo, en ausencia de datos experimentales pueden estimarse partiendo de otros parámetros edáficos según proponen otros autores (Rawls y Brakensiek, 1983).

Para la caracterización de los parámetros edáficos se partió de la cartografía de suelos disponible que abarca la cuenca del Guadalfeo, realizada en el marco del Proyecto LUCDEME, y de información puntual asociada a perfiles distribuidos en la zona (Vergara, 2005). Se integró la cartografía existente en un SIG y se asignó a cada parcela un perfil cuya clasificación en base a tipo de suelo se correspondía con el suelo dominante en la parcela, así como las propiedades edáficas obtenidas en los mismos (texturas, materia orgánica, profundidad del suelo, etc.). Una metodología similar ha sido aplicada en numerosas aplicaciones de modelos hidrológicos distribuidos en los casos en los que no se disponía de información edáfica continua en la zona (e.g. Singh et al., 1999; Feyen et al., 2000; Bormann et al., 2007) debido a la falta de conocimiento y experiencia en la actualidad de técnicas que permitan extrapolar a escala de celda las mediciones puntuales de los parámetros del suelo (Wood, 1998).

Sin embargo, además de las propiedades del suelo medidas en el Proyecto LUCDEME, existen otros parámetros necesarios para la aplicación del modelo de Green y Ampt. Para su estimación se puede recurrir a métodos indirectos como es el caso de las funciones de edafotransferencia (FETs), funciones que “transfieren” propiedades del suelo disponibles o fácilmente medibles como la textura, densidad aparente y contenido de materia orgánica a propiedades hidráulicas más difíciles de obtener (Christiaens y Feyen, 2001; Elsenbeer, 2001; Schaap et al., 2001; Mermoud y Xu, 2006). A pesar de que la construcción de funciones propias sería la solución ideal, el elevado número de muestras necesarias para un desarrollo significativo y la extensión de la cuenca hacen poco factibles su desarrollo. Según Ferrer Juliá et al. (2004), el uso de funciones ya existentes a menudo supone la solución de compromiso en áreas Mediterráneas. Hay autores que afirman que la ejecución de las FETs, son mejores a medida que las características del suelo en cuestión sean similares a las de las muestras empleadas en el desarrollo de la función (Givi et al., 2004; Mermoud y Xu, 2006), por tanto se aplicó el modelo Rosetta (Schaap et al., 2001) para cuyo desarrollo se emplearon muestras de numerosos tipos de suelos de regiones templadas y subtropicales de Europa y Norteamérica (Givi et al., 2004). Rosetta incluye cinco funciones según la disponibilidad en cuanto a parámetros de entrada y realiza la predicción de: parámetros de retención de agua en el suelo según el modelo de van Genuchten, conductividad hidráulica saturada,  $k_s$ , y parámetros de la conductividad hidráulica no saturada. A excepción de la primera función, en la que el ajuste se hace a través de una tabla, Rosetta realiza la predicción a través de un análisis de redes neuronales. Este tipo de predicción ha mostrado ajustes más precisos de los parámetros hidráulicos que los estimados a partir de funciones consistentes en regresiones e incluso que los medidos en laboratorio, ya que la calibración se realiza de forma iterativa, extrayendo así la máxima cantidad de información de los datos sin requerir conocimiento de un modelo “a priori” (Schaap et al., 2001). Por tanto, la incertidumbre en los resultados de los modelos distribuidos que los utilizan como datos de entrada es también menor (Christiaens y Feyen, 2001; Mermoud y Xu, 2006) a pesar de que la responsabilidad de seleccionar los datos de entrada recae en el usuario (Pachepsky y Rawls, 1999).

En un estudio anterior para la validación de las FETs de Rosetta en la cuenca, se analizó la bondad del ajuste para cada uno de los modelos en los tipos de suelo predominantes, obteniéndose con la función H5 las mejores predicciones (Vergara, 2005), en parte debido a la inclusión de los dos puntos de la curva de retención de agua en el suelo, parámetros que incluyen de una forma “implícita” información sobre las propiedades hidráulicas no suministradas ni por los contenidos texturales ni por la densidad aparente (Schaap et al., 2001).

Para la interpolación espacial de las propiedades hidráulicas de los suelos se siguió la metodología anterior de asignación de los valores deducidos a través de la función H5 de Rosetta en cada perfil, a la parcela de suelo correspondiente tal y como hicieron con anterioridad Smemoe et al. (2004) para la ejecución de HEC-1.

### 2.3. Obtención de los valores efectivos de la conductividad hidráulica saturada

Existen dos estrategias para la obtención de los valores efectivos (Mertens, 2003): a) medición de los parámetros a la escala empleada por el modelo siendo necesaria una gran inversión de recursos y, a menudo, ausencia de técnicas idóneas para la medición a la escala deseada y sólo aplicable si la formulación matemática del proceso “escala” de forma lineal, o se incluye una corrección posterior por los efectos de escala; b) modelado inverso que consiste en encontrar los valores de los parámetros que dan los mejores ajustes en los resultados con los datos observados sin necesidad de realizar mediciones sino sólo fijando umbrales de variación de los mismos. El gran potencial de los equipos disponibles actualmente permite realizar numerosas ejecuciones, cada una basándose en los resultados de la anterior, hasta dar con los valores que dan la mejor bondad en el ajuste.

En este caso se realizó la calibración mediante el modelado inverso de las series de caudal. Los inconvenientes de este método son dos; por un lado, el problema de la identificación de parámetros que ocurre cuando se encuentran diferentes conjuntos de valores efectivos en el espacio paramétrico que dan la misma bondad en el ajuste (Beven, 1993); por otro lado, la cantidad y calidad de los datos registrados para efectuar la calibración: sin los datos adecuados, la calibración y validación de los modelos, previas a su aplicación como medios de predicción, pueden producir resultados alejados de las condiciones reales (Overcash et al., 1981). De cara a la obtención de una buena calibración es necesario considerar tanto la variabilidad interna de la serie medida como su duración considerando una serie de 10-30 años con suficientes eventos extremos para la calibración (Mertens, 2003). En este estudio se emplearon datos de caudal medio diario a partir de la información proporcionada por la Confederación Hidrográfica del Sur, series cuya duración varía según el punto de aforo pero que superan siempre el valor umbral de 10 años. No obstante, las series disponibles presentan lagunas en ciertos períodos y algunas medidas que, dada la precipitación registrada en las estaciones de la zona, parecen ser erróneas. También es de destacar la existencia de una densa red de acequias y otras técnicas agrícolas con interferencias en el ciclo hidrológico con la modificación tanto espacial como temporal, de los caudales generados en cantidades a menudo más que significativas (Millares, 2008). Esto supone que a menudo los resultados obtenidos en este modelo basado en entradas por precipitación neta, sobreestimen los caudales registrados, sobreestimación que depende de la época del año y de la subcuenca (Aguilar, 2008). Las subcuencas analizadas han sido Cádiz, Lanjarón y Órgiva (figura 1) durante los cuatro años hidrológicos comprendidos entre septiembre de 2002 y agosto de 2005, con dos años hidrológicos secos (2001-2002 y 2004-2005) y dos húmedos (2002-2003 y 2003-2004). Se escogió dicho período al disponer de registros horarios de las variables meteorológicas y encontrarse los procesos de interceptación (Díaz, 2007) y comportamiento de la nieve (Herrero, 2007) caracterizados.

La calibración se llevó a cabo de mediante prueba y error tras un análisis de sensibilidad previo (Aguilar, 2008). El criterio de calibración se basó en medidas de la bondad del ajuste de los resultados, utilizándose en concreto el error medio, EM (expresión 1) y el error medio cuadrático, EMC (expresión 2) como medidas del sesgo y la exactitud de los valores de caudal simulados,  $Q_s$ , frente a los registrados,  $Q_r$ . Además, para evitar casos donde las subestimaciones se compensen con las sobreestimaciones en el EM, se empleó también el error medio absoluto, EMA (expresión 3). Finalmente, para evaluar la eficiencia del modelo se empleó el índice de Nash y Sutcliffe (1970),  $E^2$ , (expresión 4), muy usado en análisis de hidrogramas de escorrentía (ASCE, 1993):

$$EM = \frac{\sum(Q_s - Q_r)}{N} \quad (1)$$

$$EMC = \sqrt{\frac{\sum(Q_i - Q_r)^2}{N}} \quad (2)$$

$$EMA = \frac{\sum|(Q_i - Q_r)|}{N} \quad (3)$$

$$E^2 = \frac{\sum(Q_r - \bar{Q}_r)^2 - \sum(Q_i - Q_r)^2}{\sum(Q_r - \bar{Q}_r)^2} \quad (4)$$

El valor por defecto de  $k_s$  obtenido al aplicar Rosetta se modificó dentro de un intervalo de valores representativos siguiendo las indicaciones de Mertens (2003), quien realizó ejecuciones con el modelo MIKE-SHE (Refsgaard y Storm, 1995) empleando tres combinaciones de parámetros de entrada: información previa real, modelado inverso a partir de los valores comprendidos dentro de un intervalo razonable para el parámetro en cuestión y la combinación de ambos; obteniendo los mejores resultados al realizar modelado inverso a partir de medidas previas para la obtención de los parámetros efectivos. La calibración se efectuó en dos pasos:

- El volumen total de escorrentía,  $V$ , obtenido por agregación del hidrograma medido, permite ajustar el balance de agua en la ladera a partir de variaciones en el valor  $k_s$ .
- Posteriormente, se realiza un ajuste más fino con el valor de humedad inicial del suelo en la cuenca y una nueva calibración de  $k_s$  para reproducir la distribución temporal del exceso de lluvia. Este aspecto depende de la escala temporal de calibración y de la fecha de inicio, ya que para calibraciones iniciadas al principio de la estación húmeda es de esperar que la humedad del suelo inicial sea muy baja e incluso próxima a la residual, mientras que de lo contrario es preciso ajustar el contenido de humedad al inicio de la simulación. En cuanto a la escala temporal de cálculo, la calibración de eventos sueltos requiere el ajuste de las condiciones iniciales en todo momento mientras que si el cálculo se realiza sin ajuste previo a escala estacional, anual o superiores, si bien los primeros hidrogramas podrán representar situaciones distintas a las reales, a medida que avanza el período de cálculo se va reajustando el estado inicial de cada uno de los depósitos.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Escala de evento

A escala de evento se modificó el valor de  $k_s$  aplicando coeficientes correctores comprendidos entre 0.2 y 0.6 para el mismo evento en las tres subcuencas. Los mejores resultados se obtuvieron para 0.2 con valores simulados muy cercanos a los reales tanto de volúmenes totales,  $V$ , como de caudales diarios máximos,  $Q_m$ , y niveles de error aceptables (tabla 1) en las tres subcuencas dado el orden de magnitud de los caudales generados y las extracciones en la zona de la red de acequias (Millares, 2008). En Lanjarón era de esperar, por la similitud de los tipos de suelo con los de Cádiar, obtener parámetros calibrados muy similares en ambas y en cuanto a Órgiva, ya que la mayor parte del caudal registrado en su punto de desagüe procede de las subcuencas de la vertiente sur de Sierra Nevada, era esperable que la calibración obtenida en Cádiar fuese aplicable a la subcuenca que la engloba por la similitud en cuanto a tipos de suelo de las principales subcuencas aportadoras.

Una vez validada la calibración (Aguilar, 2008) se obtuvieron los coeficientes de escorrentía superficial (tabla 1), con valores similares a los obtenidos por Nanía et al. (2004) en otro estudio en la zona y donde queda patente, por los bajos valores del mismo, el alto poder de absorción de la cuenca a pesar de los elevados valores de pendiente media. Esto puede ser debido a la estructura de tipos de suelos de la zona donde se encuentran en las partes altas próximas a la divisoria, materiales metamórficos con baja permeabilidad intrínseca ( $k_s$  en torno a 10 mm/h) que favorecen la generación de escorrentía superficial y a continuación de dichas zonas rocosas suelos con elevada capacidad de infiltración (regosoles y cambisoles con los valores máximos de  $k_s$  encontrados en la cuenca) y por tanto de almacenar y transmitir agua como flujo lateral. Esto pone de manifiesto la utilidad de los modelos distribuidos a la hora de reflejar la capacidad de generación de exceso de lluvia en las distintas unidades de suelo. No obstante, la calibración de los parámetros que la determinan se ha realizado hasta el momento aplicando un único coeficiente corrector a todas las unidades de suelo, por lo que una calibración diferencial por tipos de suelo, en la que el efecto agregado en la generación del exceso de lluvia en el punto de desagüe fuese

similar a la obtenida, reproduciría mejor el comportamiento de la cuenca y se pretende realizar en un futuro.

**Tabla 1.** Resultados del ajuste (factor 0.2) para el evento 1076 (26-30/03/03). El subíndice “r” indica valor medido y “s” simulado

	Cádiar	Lanjarón	Órgiva
$V_r$ (mm)	18	21	29
$V_s$ (mm)	18	22	38
$Q_{mr}$ ( $m^3/s$ )	1.63	1.44	14.55
$Q_{ms}$ ( $m^3/s$ )	1.85	1.38	16.09
EM ( $m^3/s$ )	0	-0.02	-0.47
EMA ( $m^3/s$ )	0.07	0.07	1.24
EMC ( $m^3/s$ )	0.13	0.13	1.44
$E^2$	0.51	0.72	0.67
Escorrentía superficial media en la cuenca (mm)	2	14	6
Precipitación media en la cuenca (mm)	150	183	181
Coefficiente de escorrentía	0.013	0.076	0.033

### 3.2. Escala anual

A continuación (tabla 2) se muestran los resultados obtenidos para los años hidrológicos 2001-2002 y 2002-2003 para los mismos valores de ajuste de  $k_s$  que a escala de evento: 0.2, 0.4 y 0.6.

**Tabla 2.** Errores del caudal medio diario ( $m^3/s$ ) por año hidrológico y subcuenca para distintos factores de calibración de  $k_s$

Factor $k_s$	Cádiar			Lanjarón			Órgiva		
	0.2	0.4	0.6	0.2	0.4	0.6	0.2	0.4	0.6
2001-2002									
EM ( $m^3/s$ )	-0.12	-0.13	-0.15	-0.03	-0.02	-0.01	0.32	0.42	0.02
EMA ( $m^3/s$ )	0.25	0.21	0.23	0.18	0.14	0.14	2.64	1.98	1.77
EMC ( $m^3/s$ )	0.80	0.50	0.44	0.45	0.31	0.29	5.77	3.76	3.23
2002-2003									
EM ( $m^3/s$ )	-0.21	-0.22	-0.23	0.03	0.03	0.03	0.35	0.34	0.26
EMA ( $m^3/s$ )	0.42	0.41	0.41	0.26	0.25	0.25	3.28	2.85	2.88
EMC ( $m^3/s$ )	1.78	0.99	0.67	0.51	0.40	0.38	8.58	5.32	4.47

Es preciso destacar la intensa intervención humana en la cuenca que provoca a menudo, un desajuste importante entre los valores medidos y simulados. En este sentido se pueden encontrar extracciones importantes de la extensa red de acequias existente en la zona de un orden de magnitud cercano a  $2 m^3/s$  en Cádiar,  $1 m^3/s$  en Lanjarón y cerca de  $5 m^3/s$  en Órgiva (Millares, 2008). Además, en el caso de la estación de aforo de Órgiva, se produce un fallo en el sistema de medida en avenidas importantes ya que el sistema se “bloquea”. Este hecho repercute directamente en los valores máximos registrados que, en ocasiones puede ser hasta cuatro veces inferior al valor real. Con estas limitaciones se seleccionaron los parámetros de ajuste encontrando que el factor 0.2 idóneo a escala de evento, genera un caudal máximo muy elevado, especialmente en las primeras lluvias de la temporada cuando el suelo está muy seco, mientras que el factor 0.6 anula prácticamente los sucesos de escorrentía superficial en favor del flujo subsuperficial y subterráneo a excepción del primer gran evento de la estación húmeda y no supone una disminución significativa de los niveles de error (Aguilar, 2008). Por tanto, en vista de los errores cometidos a escala anual (tabla 2), el factor 0.4 es el que se selecciona como factor de calibración a esta escala ya que los valores de error se consideran aceptables.

### 3.3. Cálculo agregado

Además de la variación espacial y temporal de las condiciones de contorno, la variabilidad espacial de las propiedades del suelo así como la naturaleza no lineal de las mismas, especialmente las hidráulicas, generan un flujo de agua heterogéneo así como efectos de escala en el mismo (Javaux y Vanclooster, 2006), de modo que los parámetros efectivos no son fijos y varían según los distintos escenarios de flujo de agua (Zhu y Mohanty, 2006). Para el modelado del flujo teniendo en cuenta la escala de estudio se pueden seguir dos caminos:

1. Variación de los modelos con la escala, por ejemplo a través del desarrollo de funciones paramétricas. Se aplica cuando la predicción se realiza a muy distintas escalas (Javaux y Vanclooster, 2006) a través de relaciones sencillas sin la necesidad de desarrollar cada uno de los procesos que conforman el resultado final.

2. Considerar un modelo válido a distintas escalas pero con una parametrización variable con la misma, más idóneo cuando el intervalo de variación es menor. En este sentido se ha visto en los apartados anteriores cómo el ajuste de la conductividad hidráulica a escala de evento era 0.2 mientras que a escala anual fue necesario aumentar la capacidad de infiltración del suelo aumentando dicho factor a 0.4.

Para evaluar en primera aproximación estos efectos de escala espacial se analizó el efecto de emplear valores promediados de los parámetros del suelo en cada subcuenca y realizar los cálculos de una forma global, frente a la integración de los resultados del modelo distribuido, ya que los resultados obtenidos de una forma y otra pueden ser muy diferentes en función de la escala de cálculo. Para ello, se realizó la calibración de los mismos casos (evento/año) en cada subcuenca empleando valores medios de los parámetros del suelo (tabla 3).

**Tabla 3.** Valores medios de los parámetros del suelo por subcuenca

	Cádiar	Lanjarón	Órgiva
$k_s$ (mm/h)	32.46	31.35	30.42
$\theta_s$	0.42	0.45	0.44
$\theta_r$	0.04	0.05	0.05
Espesor (mm)	898	685	924
$\Psi_{mf}$ (mm <sup>-1</sup> )	-619	-563	-580

Los ajustes realizados se sintetizan en la tabla 4 donde se pone de manifiesto la reducción a todas las escalas temporales de los valores efectivos de  $k_s$  al considerar el sistema de forma global.

**Tabla 4.** Factores de corrección de la  $k_s$  por subcuenca: cálculo distribuido vs. cálculo agregado

	Cálculo distribuido		Cálculo agregado	
	Evento	Año hidrológico	Evento	Año hidrológico
Cádiar	0.2	0.4	0.11	0.3
Lanjarón	0.18	0.4	0.15	0.28
Órgiva	0.2	0.4	0.10	0.26

Las ejecuciones del modelo a escala global fueron mucho más rápidas que de forma distribuida; no obstante, este tipo de simulaciones sólo son útiles cuando el objeto de estudio es únicamente el balance de agua en el sistema, de modo que para el cálculo de hidrogramas de escorrentía directa u otro tipo de estudios, como la cuantificación de la pérdida de suelo o la transferencia de sustancias a través del mismo, es necesario disponer de los valores locales de los parámetros que permitan, en el primer caso, localizar zonas donde la probabilidad de escorrentía sea mayor de cara a la implementación de medidas de protección o manejo, y en el segundo, determinar puntos donde la altura de agua sea mayor y, por tanto, supongan una vía importante de entrada de contaminantes a las aguas subterráneas (Polo *et al.*, 2003).

#### 4. CONCLUSIONES

La necesidad de cuantificar los efectos de escala en el uso de modelos distribuidos ha quedado de manifiesto, con valores efectivos de la conductividad hidráulica saturada diferentes según la escala temporal de cálculo (evento o anual) y espacial (distribuido o agregado); los resultados muestran de forma manifiesta la ventaja de poder incorporar de forma distribuida, llegando a la escala espacial de celda del MDE usado, la variabilidad espacial de las características del territorio y de su clima y meteorología, incluso en cuencas con gradientes topográficos acusados, como la estudiada. Esto es muy relevante para el estudio de zonas mediterráneas, donde esta variabilidad dota por sí misma de individualidad a sus cuencas. En concreto, las calibraciones finales del caudal total registrado en los puntos de cierre de las tres subcuencas objeto de análisis han reducido los valores efectivos a un orden de magnitud de cinco veces inferior a los nominales a escala de evento, y cuatro a escala de año hidrológico.

*Agradecimientos.* A la Agencia Andaluza del Agua por la financiación para el “Estudio Piloto para la Gestión Integrada de la cuenca hidrográfica del río Guadalfeo” dentro del cual se integra el estudio desarrollado.

## REFERENCIAS

- Aguilar, C. 2008. Efectos de escala en procesos hidrológicos. Aplicación a la cuenca del río Guadalfeo (Granada). Tesis Doctoral. Universidad de Córdoba. [http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TesisCris\\_en.pdf](http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TesisCris_en.pdf)
- ASCE. 1993. ASCE Task Committee, Criteria for evaluation of watershed models. *J. Irrig. Drain. Eng.* 119(3), 429-442.
- Beven, K.J. 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Adv. Water Res.* 16, 41-51.
- Bormann H., L. Breuer, T. Gräff, y J.A. Huisman. 2007. Analysing the effects of soil properties changes associated with land use changes on the simulated water balance: A comparison of three hydrological catchment models for scenario analysis. *Ecol. Model.* 209, 29-40.
- Christiaens K., y J. Feyen. 2001. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *J. Hydrol.* 246, 63-81.
- Díaz, A. 2007. Series temporales de vegetación para un modelo hidrológico distribuido. Tesina Fin Máster. Universidad de Córdoba. [http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Libros/TFM\\_Adolfo%20D%C3%ADaz.pdf](http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Libros/TFM_Adolfo%20D%C3%ADaz.pdf)
- Elsenbeer, H. 2001. Pedotransfer functions in hydrology. *J. Hydrol.* 251, 121-122
- Ferrer Juliá, M., T. Estrela Monreal, A. Sánchez del Corral Jiménez, y E. García Meléndez, E. 2004. Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction. *Geoderma.* 123, 257-277.
- Feyen L., R. Vázquez, K. Christiaens, O. Sels, y J. Feyen. 2000. Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4(1), 47-63.
- Givi, J., S.O. Prasher, y R.M. Patel. 2004. Evaluation of pedotransfer functions in predicting the soil water contents at field capacity and wilting point. *Agric. Water Manag.* 70, 83-96.
- Green, W.H., y G.A. Ampt. 1911. Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* 4(1), 1-24.
- Herrero, J. 2007. Modelo físico de acumulación y fusión de la nieve. Aplicación en Sierra Nevada (España). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. <http://www.ugr.es/~herrero>
- Javaux, M., y M. Vanclooster. 2006. Scale-dependence of the hydraulic properties of a variably saturated heterogeneous sandy subsoil. *J. Hydrol.* 327, 376-388.
- Mermoud, A. y D. Xu. 2006. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil Till. Res.* 87, 89-100.
- Mertens, J. 2003. Parameter estimation strategies in unsaturated zone modelling. Ph.D. Thesis, Leuven Catholic University.
- Millares, A. 2008. Integración del caudal base en un modelo distribuido de cuenca. Estudio de las aportaciones subterráneas en ríos de montaña. Tesis Doctoral. Univ.de Granada. [http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TESIS\\_Agustin%20Millares.pdf](http://www.cuencaguadalfeo.com/archivos/Guadalfeo/Tesis/TESIS_Agustin%20Millares.pdf)
- Muñoz-Carpena, R., y L. Gowdsh. 2005. Aplicación del método de infiltración de Green-Ampt con redistribución de humedad del suelo entre encharcamientos. En: *VII Jornadas de investigación en la zona no saturada del suelo ZNS'05* (J. Samper y A. Paz, eds.). La Coruña, pp. 205-213. ISBN: 84-9749-171-8.
- Muñoz-Carpena, R., y A. Ritter. 2005. *Hidrología Agroforestal*. Mundi Prensa, Madrid.
- Nanía, L., M.J. Polo, y A. Peña. 2004. Modelos de generación de escorrentía. En: *Memorias del IV Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua*, Tarragona, Tortosa. [http://alojamientos.us.es/ciberico/archivos\\_word/134b.doc](http://alojamientos.us.es/ciberico/archivos_word/134b.doc)
- Nash, J.E., y J.V. Sutcliffe. 1970. River flow forecasting through conceptual models Part I - A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282-290.
- Overcash, M., y J. Davidson. 1981. *Environmental impact of non-point source pollution*. AnnArbor Science, Michigan, pp 275-389.
- Pachepsky, Y.A., y W.J. Rawls. 1999. Accuracy and reliability of pedotransfer functions as affected by grouping soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1748-1757.
- Polo, M.J., P., Lafuente, y J.V. Giráldez. 2003. Variabilidad espacial de la conductividad hidráulica saturada en suelos de olivar y su influencia en el balance hidrológico global. En: *VI Jornadas de investigación en la zona no saturada del suelo ZNS'03* (J. Álvarez-Benedi y P. Marinero, eds.). Valladolid, pp 209-214. ISBN: 84-688-3698-2.
- Polo, M.J., M.A., Losada, y J. López. 2004. Bases de un modelo estocástico de gestión integral de la cuenca del Guadalfeo. En: *Memorias del IV Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua*, Tortosa. [www.institucional.us.es/ciberico/archivos\\_word/137b.doc](http://www.institucional.us.es/ciberico/archivos_word/137b.doc)
- Rawls, W.J., y D.L. Brankensiek. 1983. A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. *Adv. In Infiltration Proc.* 102-112.
- Rawls, W.J., L.R. Ahuja, D.L. Brankensiek, y A. Shirmohammadi. 1993. Infiltration and soil water movement. En: Maidment, D.R. (Eds.), *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, Nueva York, pp. 5.1-5.51.
- Refsgaard, J.C., y B. Storm. 1995. MIKE SHE. En: Singh, V.P., (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, USA, pp. 809-846.
- Schaap, M.G., F.J. Leij, y M.T. Van Genuchten. 2001. Rosetta: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163-176.
- Singh, R., K. Subramanian, y J.C. Refsgaard. 1999. Hydrological modelling of a small watershed using MIKE SHE for irrigation planning. *Agric. Water Manag.* 41, 149-166.
- Smemoe, C.M., E.J. Nelson, y B. Zhao. 2004. Spatial averaging of land use and soil properties to develop the physically-based Green & Ampt parameters for HEC-1. *Envir. Model. Soft.* 19, 525-535.
- Smith, R.E., y D.A. Woolhiser. 2002. En: Smith, R.E. (Ed.), *Infiltration theory for hydrologic applications*. Amer. Geophysical Union. Washington D.C.
- Vergara, G. 2005. Trabajo Profesional Fin de Carrera: Caracterización de la erodibilidad de la ecuación de la pérdida de suelo a escala de cuenca. Río Guadalfeo (Granada). Universidad de Córdoba.
- Wood, E.F. 1998. Scale analyses for land-surface hydrology. En: Sposito, G. (Ed.). *Scale Dependence and Scale Invariance*. Cambridge UP, Nueva York.
- Zhu, J., y B.P. Mohanty. 2006. Effective scaling factor for transient infiltration in heterogeneous soils. *J. Hydrol.* 319, 96-108.