

INFLUENCIA DE LA VARIABILIDAD DEL SUELO EN LA HIDROLOGÍA SUPERFICIAL DE UNA CUENCA

Francisco Jesús Moral y Juan Vicente Giráldez
Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba

RESUMEN: Un conocimiento previo del comportamiento hidrológico de la cuenca es necesario para la elaboración de los proyectos de ingeniería hidráulica. La importancia de la correcta determinación de las propiedades físicas de cada asociación de suelos, como la conductividad hidráulica saturada, es analizada dentro del marco de un modelo hidrológico estocástico y conceptual previamente propuesto por Freeze (1980). La comparación de los resultados con los obtenidos mediante el uso de un modelo determinístico (KINEROS), cuyos datos de entrada son los valores medios de las propiedades del suelo, ilustra las consecuencias de infravalorar la determinación apropiada de los principales parámetros de la cuenca.

INTRODUCCIÓN

El diseño de las numerosas obras hidráulicas destinadas a grandes cuencas requiere al menos la misma atención a la estructura como a la hidrología, analizando los parámetros apropiados que sirvan como base fundamental para conseguir una obra duradera, capaz de soportar las condiciones más adversas que se encuentre dentro de su vida útil y cumpliendo óptimamente el objetivo para el cual se construye.

El elemento decisivo que determina la respuesta hidrológica de la cuenca, tanto en el aspecto temporal como en la magnitud correspondiente, es el suelo. Este es analizado en multitud de ocasiones de forma muy somera, induciendo un conjunto de errores que pueden resultar demasiado caros a corto y medio plazo.

La compleja interacción entre el suelo, vegetación, relieve y clima, dificulta la caracterización superficial de la cuenca.

No es un tema nuevo en hidrología, como indicaba Freeze (1980), pero aún no es tan aceptado como debiera. Entre otros autores, Woolhiser y Goodrich

(1988) demostraron la importante influencia de la distribución de la intensidad de lluvia en la generación de escorrentía en la cuenca. A su vez la variación de propiedades físicas esenciales del suelo desempeñan un papel determinante en la respuesta hidrológica de la cuenca. En el presente trabajo se ilustra aún más el efecto de la variabilidad espacial de la cuenca, incidiendo en la variabilidad del suelo. En primer lugar se analiza la representación de la variabilidad de las propiedades físicas del suelo, para posteriormente, mostrar su efecto en el hidrograma de escorrentía superficial.

VARIABILIDAD ESPACIAL DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO

Para intentar abordar los complejos sistemas que constituyen los suelos, se han establecido distintas formas de relacionar los parámetros que describen las propiedades físicas de los mismos, tales como las que determinan la curva de retención de agua (componente matricial del potencial, ψ_m , y contenido de humedad, θ y la conductividad hidráulica, K , y el contenido de humedad. Fuentes et al. (1992) establecieron una

Artículo recibido el **10 de Enero de 1995** y aceptado para su publicación el **7 de Febrero de 1995**. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo. En el caso de ser aceptadas, las discusiones serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores en el primer número de la revista que aparezca una vez transcurrido el plazo indicado.

división de las numerosas expresiones que se pueden encontrar en la literatura en cuatro grupos, en función de la variable dependiente considerada (Tabla 1).

De forma análoga la conductividad hidráulica depende potencialmente de la componente matricial del potencial (Tipo 3 de la Tabla 1):

Tabla 1. Relaciones usadas en el estudio de las propiedades físicas del suelo, según Fuentes et al. (1992)

Tipo	Relación	Referencias
1	$\theta(\Psi_m)$	Brooks y Corey (1964), Brutsaert (1966), Van Genuchten (1980)
2	$K(\theta)$	Brooks y Corey (1964), Van Genuchten (1980), Sander et al. (1988)
3	$\kappa(\Psi_m)$	Gardner (1958), Ritjema (1965), Ahuja y Williams (1991)
4	$D(\theta)$	Fujita (1952) -en Fuentes et al., 1992-, Gardner y Mayhugh (1958)

La variabilidad espacial puede ser caracterizada, para una superficie ocupada por un tipo único de suelo, con algunas funciones de distribución que afectan a un factor de escala, como sugirieron Warrick et al. (1977) al reducir numerosas observaciones en un suelo aluvial a un patrón que ellos estimaron el valor medio, con la que se relacionaban haciendo variar el parámetro de escala. Sus ajustes garantizaban la eficacia del método si bien, como Warrick (1990) reconocía más tarde, presentaba algún problema como las diferencias entre los valores de tal parámetro calculado en base a la componente matricial del potencial o en base a la conductividad hidráulica para valores de la humedad determinados. Este trabajo dio pie al uso de numerosas relaciones como las indicadas en la Tabla 1.

En el Tipo 4 de la tabla anterior, la variable D ($D(\theta) = K(\theta)d\psi/d\theta$) es la difusividad de la ecuación de Richards. Este último grupo (Tipo 4) es el menos utilizado en los modelos más actuales.

La abundancia de ecuaciones prueba la dificultad de conseguir una relación universal, si bien la expresión de Van Genuchten va adquiriendo una mayor aceptación.

Ahuja y Williams (1991) escogieron una relación del Tipo 1, a partir de la ecuación de Brooks y Corey (1964). Para $\psi_m \leq -5$ KPa:

$$\ln[-\psi_m] = a_i + b_i \ln(\theta) \quad (1)$$

ajustaba bien a los datos experimentales, obteniendo coeficientes de correlación próximos a 1 para todos los suelos usados. Estos autores encontraron una relación lineal entre los parámetros a_i y b_i con coeficientes de correlación superiores a 0.99, de la forma:

$$a_i = p + q b_i \quad (2)$$

en donde los parámetros p y q tenían valores sensiblemente únicos; midiendo ψ_m en MPa y θ en % son -7.89 ± 0.628 y -4.02 ± 0.072 respectivamente. El único parámetro que depende de la localización espacial del suelo i -ésimo es b_i .

$$\ln(K_i) = A_i + B_i \ln(-\psi) \quad (3)$$

obteniéndose igualmente una relación lineal entre los parámetros A_i y B_i :

$$A_i = P + Q B_i \quad (4)$$

Los valores de los parámetros P y Q son parecidos para todos los suelos estudiados. B_i es el único parámetro desconocido.

Existe, finalmente, otra función que relaciona B_i y b_i (Campbell, 1974):

$$B_i = -2 + \frac{3}{b_i} \quad (5)$$

Los valores recomendados por los autores para el parámetro b_i se definen en el intervalo comprendido entre -0.1 y -20; ello supone que B_i variará entre -2.15 y -32.

A pesar de la aparente sencillez en su utilización, existen algunos aspectos que reducen su fiabilidad. Se puede comprobar en la Tabla 2 que los resultados obtenidos con las distintas expresiones, a partir de valores conocidos de K , θ o ψ_m , son en muchos casos erróneos.

Una alternativa posible es la sugerencia de Carsel y Parrish (1988) generando unas funciones de distribución de probabilidad como la logarítmica normal ($Y=1nX$), logaritmo del cociente "log ratio"-

$$\left(Y = 1n \left(\frac{X - A}{B - X} \right) \right) \quad \text{y argumento seno hiperbólico}$$

$$\left(Y = \sinh^{-1} \left(\frac{X - A}{B - X} \right) = 1n \left[\frac{X - A}{B - X} + \left(1 + \left(\frac{X - A}{B - X} \right)^2 \right)^{1/2} \right] \right) \quad , \text{ para aplicar}$$

a los parámetros relevantes de las relaciones entre la humedad, la componente matricial del potencial del agua y la conductividad hidráulica (θ_{sat} , θ_1 , α , n , K_s), usados, por ejemplo, en el modelo de Van Genuchten (1980):

Tabla 2. Comprobación de las ecuaciones de Ahuja y Williams utilizando valores medios de los parámetros físicos (Rawls y Brankensiek, 1985)

Clase textural del suelo	Parámetros de entrada		Parámetros resultantes		
	K_s (cm/h)	ψ_{mEA} (cm)	B_i	b_i	θ_{sat} (cm ³ /cm ³)
Arenoso	11.78	4.95	-120.33	-0.03	0.00
Arenoso-Franco	2.99	6.13	16.35	0.16	****
Franco- Arenoso	1.09	11.01	2.49	0.67	88.21
Franco	0.34	8.89	1.35	0.89	19.05
Franco-Limoso	0.65	16.68	1.18	0.94	31.05
Franco-Arcilloso-Arenoso	0.15	21.85	-0.05	1.54	7.79
Franco-Arcilloso	0.10	20.88	-0.34	1.81	5.12
Franco-Arcillo-Limoso	0.10	27.30	-0.29	1.75	6.43
Arcillo-Arenoso	0.06	23.90	-0.65	2.21	3.63
Arcillo-Limoso	0.05	29.22	-0.68	2.26	3.81
Arcilloso	0.03	31.63	-0.93	2.80	2.71
	θ_{sat} (cm ³ /cm ³)	ψ_{mEA} (cm)	B_i	b_i	K_s (cm/h)
Arenoso	0.43	4.95	-2.28	-10.63	0.18
Arenoso-Franco	0.43	6.13	-2.26	-11.51	0.11
Franco-Arenoso	0.45	11.01	-2.18	-16.34	0.03
Franco	0.46	8.89	-2.17	-17.12	0.05
Franco-Limoso	0.50	16.68	-2.08	-35.76	0.01
Franco-Arcilloso-Arenoso	0.39	21.85	-2.25	-12.09	0.01
Franco-Arcilloso	0.46	20.88	-2.14	-21.98	0.01
Franco-Arcillo-Limoso	0.47	27.3	-2.12	-25.54	0.01
Arcillo-Arenoso	0.43	23.9	-2.18	-16.09	0.01
Arcillo-Limoso	0.48	29.22	-2.10	-28.84	0.01
Arcilloso	0.47	31.63	-2.11	-27.82	0.01

$$S_e = [1 + (\alpha \psi_m)^n]^m \tag{6}$$

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = S_e^{1/2} \left\{ 1 - [1 - S_e^{1/m}]^m \right\}^2 \tag{7}$$

siendo $S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_{sat} - \theta_r)$, α , n y m tres constantes empíricas ($m = 1 - 1/n$), θ_r es el contenido de humedad residual, θ_{sat} es el contenido de humedad en saturación y K_s la conductividad hidráulica también en saturación. S_e es conocido como el grado de saturación.

Este modelo, construido de forma que se establecen las interacciones entre los parámetros considerados, requiere mediante el trabajo en campo, la obtención de un número de datos que constituyan un conjunto representativo y en una cantidad aceptable (desarrollo de una buena base de datos -tanto en magnitud de información disponible como en la bondad de la misma-).

Después de analizar un gran número de relaciones,

utilizando la ecuación de infiltración de Philip sobre un intervalo amplio de tiempo y comprobando las restricciones sobre los diferentes parámetros intervinientes en cada una de ellas, Fuentes et al. (1992) establecen que las más idóneas resultan de la combinación de la ecuación de Van Genuchten (1980) con la condición de Burdine (1953), para $\psi(\theta)$, con la ecuación de Brooks y Corey (1964), para $K(\theta)$.

La relación entre la componente matricial del potencial y la humedad de Van Genuchten (6) se puede reescribir:

$$S_e = \frac{1}{[1 + (\alpha \psi_m)^n]^m} = \frac{1}{[1 + (\psi_m / \psi_{mEA})^n]^m} \tag{8}$$

siendo $\psi_{mEA} \leq 0$.

Para $K(\theta)$, Brooks y Corey (1964) proponen:

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \begin{cases} S_e^n \psi_m \leq \psi_{mEA} \\ 1 \psi_m \geq \psi_{mEA} \end{cases} \tag{9}$$

Se tiene que $\eta = 2/\lambda$, $+ 3$ y $\lambda = mn$. El parámetro λ , es un índice del suelo, con valor positivo, pequeño para suelos arcillosos y grande para los arenosos.

Analizando el valor de m , se dispone de la relación:

$$m = 1 - \frac{c}{n} \quad (10)$$

Para que tenga un uso que comprenda a todos los tipos de suelos, sin ninguna limitación con respecto a las condiciones de infiltración, y teniendo presente el trabajo de Fuentes et al. (1992), el valor de c será 2, llegándose a la llamada condición de Burdine ($m = 1 - 2/n$). Por ello, para caracterizar el suelo se utilizarán los valores de los parámetros propuestos por Brooks y Corey (1964).

VARIABILIDAD ESPACIAL EN CUENCAS

Después de las anteriores consideraciones sobre la variación de las propiedades físicas del suelo, es preciso analizar su efecto en la hidrología de una cuenca. La influencia del suelo se ejerce principalmente en la formación del exceso de lluvia que da lugar al flujo de escorrentía, mediante la superación de la capacidad de transmisión del agua en superficie, exceso tipo Horton u hortoniano, o bien mediante la saturación de todo el perfil del suelo, exceso tipo Dunne, de origen variable o dunneano.

Existen otras influencias como la aspereza superficial e incluso la proliferación de vegetación más o menos densa que intercepta la caída de la lluvia y el flujo superficial. Sin embargo, para destacar la influencia del suelo, no se considerarán estas últimas.

Para ilustrar el papel del suelo en la hidrología superficial de una cuenca se puede recurrir al modelo propuesto por Freeze en 1980, comparándolo con otro modelo distribuido con diferente representación de la circulación del agua.

El simulador conceptual estocástico de lluvia y escorrentía de Freeze, SCRRS (stochastic conceptual rainfall-runoff simulator), se basa en una distribución aleatoria de los elementos de una cuenca rectangular, siendo estos elementos cuadrados. En ellos, algunas propiedades (elevación del punto medio, conductividad hidráulica saturada, porosidad y tiempo de viaje) están distribuidas según la expresión:

$$A_{ij} = \mu_A + \epsilon_{ij} \cdot \sigma_A \quad (11)$$

en la que la propiedad correspondiente al elemento de la fila i -ésima y columna j -ésima, A_{ij} , asume un valor en función de la media, μ_A , de la desviación típica, σ_A ,

y una variable, ϵ_{ij} , extraída de una población normal, $N[0,1; \alpha_A]$, siendo α_A el parámetro de autocorrelación, que relaciona al coeficiente de autocorrelación, ρ_A , con el desfase l :

$$\rho_A(l) = e^{-\alpha|l|} \quad (12)$$

Sobre la cuenca cae una lluvia cuyas características son también aleatorias, utilizándose la distribución exponencial para la duración del chubasco y la cantidad total de agua precipitada. La distribución de la intensidad de lluvia es triangular, aunque cualquier otro tipo de hietograma sería posible.

Las condiciones iniciales, profundidad de la capa freática y humedad inicial, son generadas también de forma aleatoria.

La generación de los hidrogramas de escorrentía se efectúa calculando el exceso de lluvia, comparando las intensidades de precipitación y de infiltración según la ecuación de Smith y Parlange (1978) en el caso de lluvias intensas, flujo hortoniano, y los volúmenes disponibles en el suelo con el total de agua precipitada, flujo dunneano. Una vez generado un exceso se circula sobre la cuenca asignándole un tiempo de viaje.

No se tiene en cuenta en este modelo la posible infiltración del exceso generado en un elemento aguas arriba en otro por el que pase que no haya producido exceso alguno, lo que se podía denominar incorrentía ("runon" en la literatura inglesa).

Para comparar resultados con otro modelo distribuido se ha elegido el KINEROS de Woolhiser et al. (1990). Este representa la cuenca como un conjunto de elementos, planos, canales, tuberías y embalses, unidos en una especie de cascada cinemática en la que no se consideran efectos de remanso o reflujos, salvo en los embalses. El exceso de lluvia se genera de forma idéntica, salvo que no considera la posibilidad de saturación del perfil del suelo o flujo dunneano. La circulación del agua obedece a la onda cinemática, simplificación de las ecuaciones de Saint Venant en la que la conservación de la cantidad de movimiento se reduce a una igualdad entre las pendientes de fricción y del elemento de flujo, o condición de flujo uniforme.

ANÁLISIS DEL EFECTO DE LA VARIABILIDAD DEL SUELO EN LOS HIDROGRAMAS DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL

Con objeto de comprobar la influencia de los cambios espaciales del suelo sobre la respuesta de una cuenca, se procede a evaluar la actuación de los dos modelos

antes enunciados, empleando unos datos de entrada determinados, entre los que estarán los correspondientes a las propiedades físicas del suelo.

Para ello se dispone de una supuesta cuenca constituida por una amplia ladera inclinada (con pendiente de 0.1) de 2 ha (200 m de largo por 100 m de ancho). Empleando el simulador SCRRS se genera una ladera con una disposición convexa, como es propio de este modelo, sobre la cual se superpondrá una malla bidimensional; para el KINEROS se utiliza un plano inclinado como la mejor aproximación a la ladera que se obtiene con el SCRRS.

Se aplicará el simulador SCRRS para unos valores medios de los parámetros de lluvia y del suelo tal y como se indica en la Tabla 3; los resultados se compararán con los obtenidos mediante el KINEROS. Destacar la forma de realizar la asignación de las propiedades físicas del suelo desde el SCRRS al KINEROS; se toma el valor medio de todos los elementos considerados en cada uno de los subplanos en que se divide la malla del SCRRS y se hace corresponder a uno de los subplanos de los obtenidos al dividir el plano utilizado por el KINEROS (Figura 1). Los hietogramas empleados son iguales en cada caso homólogo analizado con uno u otro modelo; la Figura 2 muestra la distribución de la lluvia durante un chubasco cualquiera que pudiese acontecer. Hay que destacar en la aplicación del modelo de Freeze la consideración de la existencia de una tormenta estacionaria que descarga sobre toda la cuenca, para mejorar la comparación con el KINEROS.

En la Figura 3 se muestran los hidrogramas obtenidos en la aplicación de ambos modelos. Los caudales punta decrecen de magnitud en el orden: 4 y D, 3 y C, 2 y B, 1 y A, según van disminuyendo las cantidades totales de lluvia para un mismo tiempo. Al comparar estos hidrogramas se observa que con el modelo más completo, KINEROS, los tiempos en los que se alcanzan los caudales máximos aparecen con más retraso y los caudales punta son menores. Sin embargo, a pesar de la distinta configuración de los modelos, los hidrogramas son muy semejantes en ambos, si bien la más correcta descripción del receso por el KINEROS puede hacer pensar que este logre una mayor aproximación a la respuesta real; la circulación del agua por la cuenca en el SCRRS es independiente de la base física del proceso, por lo que apenas varía en los diferentes casos.

Por otra parte, cuando se tiene un suelo con una mayor conductividad hidráulica saturada, la escorrentía generada es menor al disminuir la cantidad de agua que constituye el exceso (y al contrario, una menor K_s dará lugar a un incremento del agua excedente); el

parámetro K_s es el más decisivo para analizar con exactitud los procesos lluvia-escorrentía, con lo cual su precisa determinación es siempre imprescindible para conseguir unas adecuadas simulaciones.

Los parámetros relacionados con la lluvia (altura y duración) son fundamentales para determinar la magnitud de la escorrentía resultante, si bien estos no son predecibles exactamente sino que son objeto de un análisis histórico o estadístico con el fin de obtener los máximos zonales; sin embargo, K_s es inherente al suelo de la cuenca estudiada, pudiendo ser conocido independientemente de la condición temporal, o sea, es una característica invariable (conocida en la zona en que se mide), y para un chubasco de una magnitud dada, cada suelo de una cuenca responderá en función de ella, dando lugar a distintos hidrogramas de escorrentía con unas puntas en caudal y tiempo muy relacionadas con la K_s . Esto contrasta con los resultados de Loague (1988), para el que los parámetros edafológicos (en especial K_s) ejercen una mayor influencia en la precisión de las predicciones de los hidrogramas de escorrentía resultantes.

Otro caso estudiado es cuando se dispone de una lluvia uniforme y constante, utilizando los mismos datos de la Tabla 3. El resultado es semejante al anterior, es decir, los dos modelos dan lugar a una respuesta parecida (Figura 4), si bien la actuación en el receso por parte del KINEROS sugiere nuevamente una mejor adaptación de éste a la realidad. En todo caso, para una lluvia dada, la influencia de K_s es igualmente decisiva.

Como se comentó con anterioridad, KINEROS sólo genera escorrentía por el mecanismo hortoniano, mientras que el SCRRS también puede utilizar el dunneano. Por esta razón, cuando se emplea en zonas susceptibles de actuación de este último mecanismo (climas muy húmedos o zonas con topografía apropiada) se reduce la fiabilidad del KINEROS. En la Figura 5 se tienen los hidrogramas para los mismos datos de entrada de la Tabla 3, pero con un alto contenido de humedad inicial (un 80 %); la respuesta según el SCRRS es similar al caso anterior, pero por el KINEROS difiere (sobre todo cuando se disponen de valores altos de la K_s). En todo caso, las magnitudes de K_s también son las determinantes.

Los experimentos anteriores realizados con el SCRRS corresponden a episodios de lluvia aislados y para unos valores de las propiedades físicas del suelo distribuidos aleatoriamente, asignándose cada uno de ellos a un elemento de los 200 de la red bidimensional definida sobre la ladera.

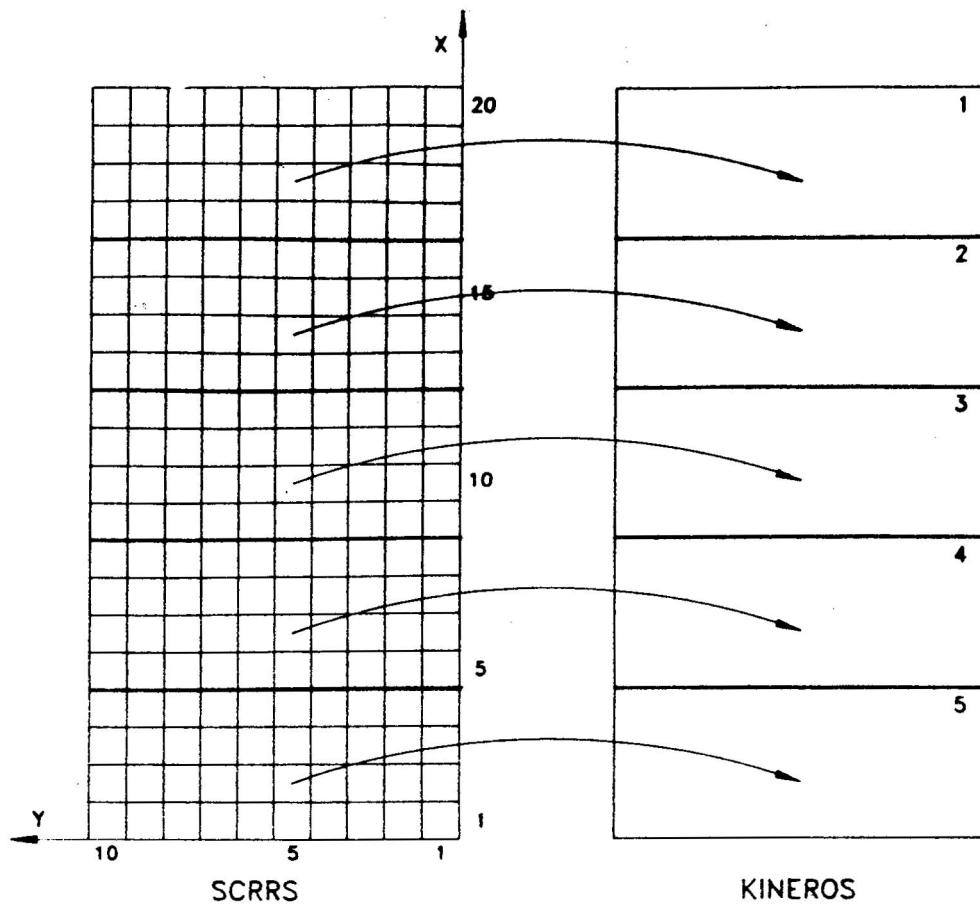


Figura 1. Correspondencia entre subplanos del SCRRS y del KINEROS para asignar los valores medios de propiedades físicas del suelo (conductividad hidráulica saturada y porosidad)

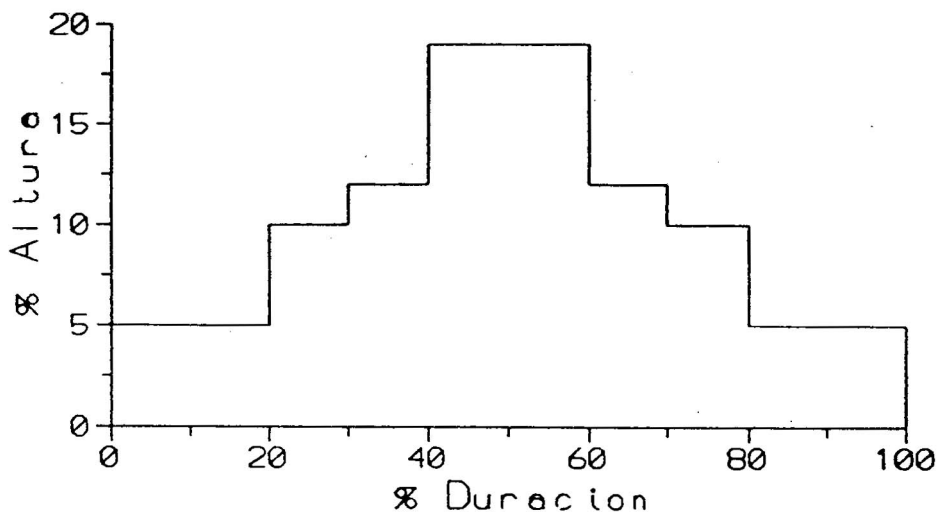


Figura 2. Distribución de la lluvia utilizada en ambos modelos (cuando su intensidad no es constante)

Tabla 3. Sucesos aislados analizados con el SCRRS

Caso	Lluvia		Suelo (valores medios)		
	Altura Total (m)	Duración Total (m)	Conduct. Hidrául. saturada (m/s)	Potenc. entrada del aire (m)	Porosidad efectiva
1	0.025	1800	10 ⁻⁵	0.05	0.43
2	0.050	1800	10 ⁻⁵	0.05	0.43
3	0.075	1800	10 ⁻⁵	0.05	0.43
4	0.100	1800	10 ⁻⁵	0.05	0.43
A	0.025	1800	10 ⁻⁶	0.10	0.36
B	0.050	1800	10 ⁻⁶	0.10	0.36
C	0.075	1800	10 ⁻⁶	0.10	0.36
D	0.100	1800	10 ⁻⁶	0.10	0.36

Para poder conocer la eficacia del simulador SCRRS ante distintos episodios consecutivos de lluvia, con una ladera definida sobre diferentes redes con unos valores de los parámetros del suelo para cada uno de los elementos definidos, se generan un conjunto de 100 chubascos y se evalúan los valores de los caudales y tiempos punta (Q_{punta} y t_{punta}) y de la altura del flujo total de escorrentía (Q_h), calculado como el volumen del flujo dividido por el área de la ladera. Los resultados se muestran en la Tabla 4.

donde cualquiera de las variables de la Tabla 4 se denota como O_i , siendo este el valor observado para el suceso i , O es la media de los sucesos observados y P_i es el valor predicho para el suceso i . Si $O_i = P_i$ en todos los episodios, $E = 1$.

Para comprobar como actúa el KINEROS ante los mismos acontecimientos, en la Tabla 4 se incluye la actuación de este para los 100 episodios de lluvia.

Tabla 4. Resultados obtenidos con el SCRRS, para distintos diseños de la red bidimensional, y el KINEROS (indicado por la K)

K_s (m/s)	Nº de elementos	Media			Desviación típica			Eficiencia, E		
		Q_h (m)	Q_{punta} (m ³ /s)	t_{punta} (s)	Q_h (m)	Q_{punta} (m ³ /s)	t_{punta} (s)	Q_h (m)	Q_{punta} (m ³ /s)	t_{punta} (S)
10 ⁻⁵	200	0.046	0.767	834	0.078	0.871	625
10 ⁻⁵	50	0.046	0.769	830	0.078	0.871	623	1	0.998	0.909
10 ⁻⁵	8	0.046	0.768	841	0.078	0.872	628	1	0.986	0.922
10 ⁻⁵	1	0.046	0.791	844	0.078	0.909	612	1	0.921	0.933
10 ⁻⁶	200	0.073	1.122	831	0.155	1.082	580
10 ⁻⁶	50	0.073	1.123	823	0.155	1.082	578	1	0.999	0.944
10 ⁻⁶	8	0.073	1.127	825	0.155	1.088	564	1	0.993	0.957
10 ⁻⁶	1	0.073	1.147	847	0.155	1.108	569	1	0.955	0.817
10 ⁻⁶	K	0.023	0.593	1985	0.280	1.354	1860
10 ⁻⁶	K	0.035	1.054	1880	0.562	2.911	1718

Las eficiencias se calculan usando el criterio de Nash y Sutcliffe (1970):

$$E = \left[\frac{\sum_{i=1}^M (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^M (P_i - O_i)^2} \right] \left[\frac{\sum_{i=1}^M (O_i - \bar{O})^2}{\sum_{i=1}^M (O_i - \bar{O})^2} \right]$$

Examinando los valores de la Tabla 4, y observándolos más bien bajo un punto de vista relativo de unos con respecto a otros (para distintas configuraciones de la ladera las eficiencias pueden no ser tan altas), se puede deducir los comentarios siguientes:

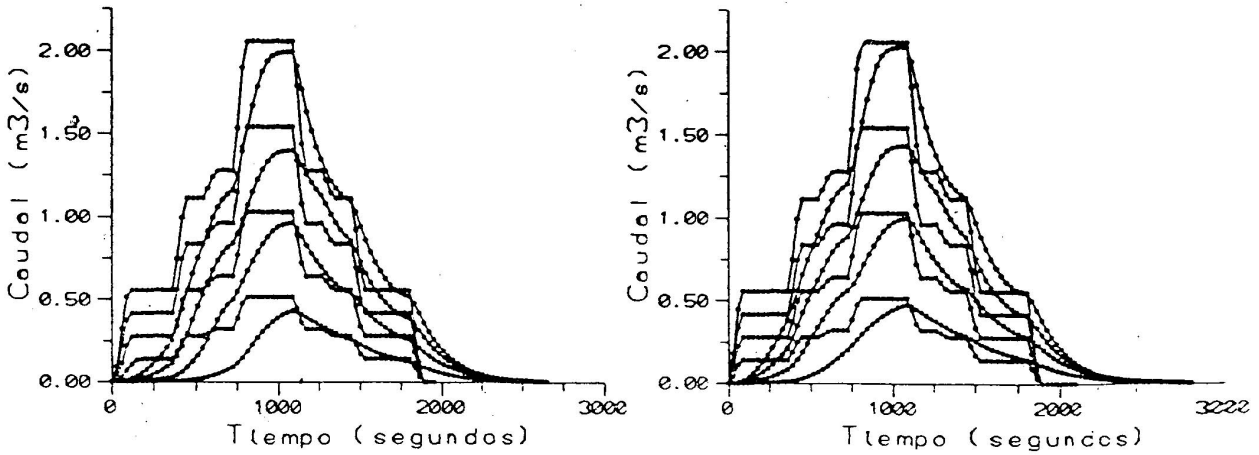


Figura 3. Hidrogramas de escorrentía superficial obtenidos con el SCRRS y el KINEROS (en la izquierda para $K_s = 10^{-5}$ m/s y en la derecha para $K_s = 10^{-3}$ m/s)

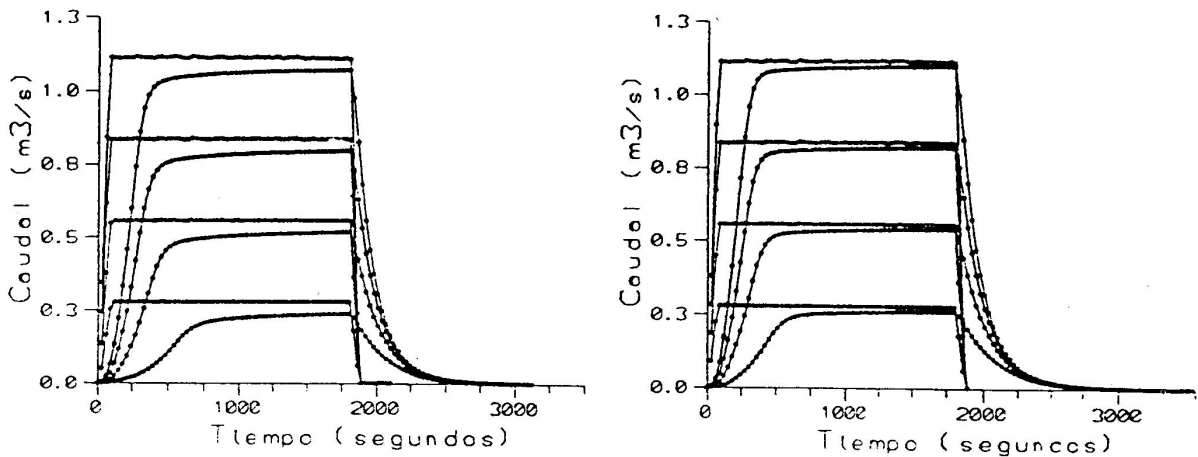


Figura 4. Hidrogramas de escorrentía superficial obtenidos con el SCRRS y el KINEROS, para una intensidad de lluvia constante (en la izquierda para $K_s = 10^{-5}$ m/s y en la derecha para $K_s = 10^{-3}$ m/s)

1. Para todos los diseños de la red los valores de las eficiencias, E, son bastante aceptables.
2. Los valores de E son en general más altos para los Q_{punta} que para los t_{punta} .
3. Los valores de E tienden en general a decrecer con unas redes menos densas.
4. El nivel de conocimiento e información de las propiedades físicas del suelo es mayor en cuencas con valores mayores de la K_s .
5. Con el KINEROS se tienen unas medias menores en caudales y alturas (Q_{punta} y Q_h), y mayores en el tiempo (t_{punta}). También existe una mayor dispersión de los resultados de las tres variables. Esas diferencias entre los caudales y tiempos punta al actuar ambos

modelos ya fueron observadas en los hidrogramas de escorrentía consecuencia de los chubascos individuales estudiados en primer lugar, con lo cual se corroboran los resultados parciales detectados en ese momento.

ni incluso tener una calibración de los principales parámetros que requieren los modelos, salvo el caso de algunas cuencas experimentales. No se puede tener una certeza absoluta de la total fiabilidad de los valores obtenidos, pero sin embargo nos pueden

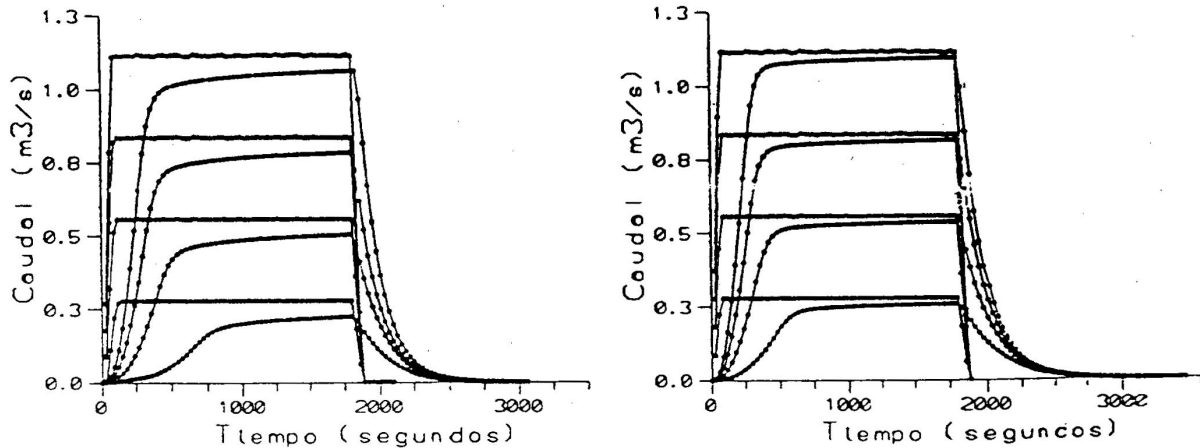


Figura 5. Hidrogramas de escorrentía superficial obtenidos con el SCRRS y el KINEROS, considerando una alta humedad inicial en el suelo -80 %- (en la izquierda para $K_s = 10^{-5}$ m/s y en la derecha para $K_s = 10^{-4}$ m/s)

DISCUSIÓN

En el apartado precedente se ha podido comprobar como en función de la clase textural del suelo tratado, con los valores de las propiedades físicas propias de cada uno de ellos (en especial el de K_s , se obtienen unas consecuencias muy variables en cuanto a la respuesta hidrológica de la cuenca se refiere. Por ello, dependiendo de la bondad de los datos de partida disponibles, las magnitudes de los caudales y tiempos punta van a ser distintas, así como la eficiencia de los resultados obtenidos. Conviene tener presente que el suelo de una cuenca estará constituido por diferentes clases texturales, dando lugar a un amplio conjunto de valores de las propiedades físicas; de un correcto análisis y determinación de todas ellas se tendrán unos buenos datos previos para aplicar la modelización pertinente y extraer las conclusiones previas que influyan en el desarrollo de cualquier infraestructura hidráulica.

Ya se comprobó anteriormente como actúan los dos modelos para unas condiciones dadas; cada uno de ellos poseen unas limitaciones que pueden ser ampliamente debatidas. Por ello surge ahora la siguiente pregunta: *¿la actuación del modelo es coincidente en buena medida con lo que ocurre en la naturaleza?* En contadas ocasiones se pueden validar la actuaciones de los modelos para una cuenca dada,

orientar de forma muy correcta sobre la actuación de la cuenca. Lógicamente, cualquier mejora en los modelos supone una aproximación más exacta a la naturaleza, aunque las ecuaciones utilizadas en los mismos (como puede ser la aproximación de la onda cinemática en el KINEROS) constituyen unos instrumentos bastante contrastados y suponen unas simplificaciones que se consideran bastante admisibles.

Por todo ello, asumiendo una estimable actuación de los modelos a utilizar, la correcta determinación de las cambiantes propiedades físicas del suelo son la pieza clave para llegar a comprender y estimar los procesos lluvia-escorrentía a nivel de cuenca. Se ha comprobado en los experimentos realizados, tanto para episodios de lluvia individuales como para una serie amplia de chubascos (100), como una diferencia en un solo orden de magnitud del parámetro que más influye en los procesos lluvia-escorrentía K_s implica un cambio estimable en las magnitudes de las variables que nos determinan la respuesta de la cuenca.

Las eficiencias analizadas están en función de la cantidad de información hidrológica disponible. Los parámetros que resultan importantes a nivel de diseño hidráulico, como los caudales y tiempos punta medios, se predicen de forma más adecuada con mayor nivel de información, aunque se ha comprobado como la altura media del flujo de escorrentía se predice

bastante bien incluso con escasa información; la precisión del trabajo a realizar será función del nivel de conocimiento de la cuenca, lo cual se relaciona con la capacidad de poder contar con los datos más ajustados a la realidad de los suelos del sistema.

CONCLUSIONES

La influencia de las características edafológicas en la hidrología de una cuenca no debe ser despreciada, debiendo estimarse lo más apropiadamente posible la variabilidad de las mismas para obtener resultados óptimos. Modelos distribuidos sencillos, como los empleados en este trabajo, pueden servir para poner de relevancia la mencionada influencia, así como la originada por la variación de la intensidad de la lluvia.

REFERENCIAS

- Ahuja, L.R., y R.D. Williams (1991) *Scaling water characteristic and hydraulic conductivity based on Gregson-Hector-McGowan approach*. Soil Sci. Soc. Am. J., 55:308-319.
- Brooks, R.H., y A.T. Corey (1964) *Hydraulic properties of porous media*. Hydrol. Paper num. 3, Colorado State Univ., Fort Collins.
- Brutsaert, W. (1966) *Probability laws for pore-size distributions*. Soil Sci., 101:85-92.
- Campbell, G.S. (1974) *A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data*. Soil Sci., 117:311-314.
- Freeze, R.A. (1980) *A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope*. Water Resour. Res., 16:391-408.
- Fuentes, G., R. Haverkamp y J.-Y. Parlange (1992) *Parameter constraints on closed-form soilwater relationship*. J. Hydrol., 134:117-142.
- Gardner, W.R. (1958) *Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table*. Soil Sci., 85:228-232.
- Gardner, W.R., y M.S. Mayhugh (1958) *Solutions and tests of the diffusion equation for movement of water in soil*. Soil Sci. Soc. Am. J., 22:197-201.
- Loague, K.M. (1988) *Impact of rainfall hydraulic property information on runoff predictions at the hillslope scale*. Water Resour. Res., 24:1501-1510.
- Nash, J.E., y J.V. Sutcliffe (1970) *River flow forecasting through conceptual models. I. A discussion of principles*. J. Hydrol., 10:282-290.
- Ritjema, P.E. (1965) An analysis of actual evapotranspiration. Agric. Res. Rep. 659. Center for agricultural publications and documentation. Wageningen, Holanda.
- Sander, G.C., J.-Y. Parlange, V. Kuhnelt, W.I. Hogarth, D. Lockington y J.P.J. O'Kane (1988) *Exact nonlinear solution for constant flux infiltration*. J. Hydrol., 97:341-346.
- Smith, R.E., y J.-Y. Parlange (1978) *A parameter-efficient hydrologic infiltration model*. Water Resour. Res., 14:533-538.
- Van Genuchten, M.Th. (1980) *A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Sci. Soc. Am. J., 44:892-898.
- Warrick, A.W. (1990) *Application of scaling to the characterization of spatial variability in soils*, en O. Hillel y D.E. Elrick, eds, Scaling in soil physics: principles and applications. Soil Sci. Soc. Am., Spec. Publ. 25, cap. 4.
- Warrick, A.W., G.J. Mullen y D.R. Nielsen (1977) *Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept*. Water Resour. Res., 13:355-362.
- Woolhiser, D.A. y D.C. Goodrich (1988) *Effect of storm rainfall intensity patterns on surface runoff*. J. Hydrol., 102:335-354.
- Woolhiser, D.A., R.E. Smith y D.C. Goodrich (1990) KINEROS, A kinematic runoff and erosion model: Documentation and user manual. U.S. Dept. Agri. ARS, ARS-77, Washington.