

# SIMULACIÓN DE LOS PROCESOS DE ESCORRENTIA EN LA CUENCA DE MONTAÑA DE TERZIETERBEEK, LIMBURG - HOLANDA

---

**JORGE ALBERTO GUZMAN JAIMES**  
*Profesor Asistente Escuela de Ingeniería Civil*  
*Grupo de Investigación GPH*  
*Universidad Industrial de Santander*  
*jguzman@uis.edu.co*

**R.G.W. VENNEKER**  
*IHE, Delft, The Netherlands*

## RESUMEN

*En este trabajo el modelo Mike-SHE fue usado como modelo de base física (physically-based model) en la cuenca no instrumentada de Terzieterbeek localizada en la provincia de Limburg al sur de Holanda, con un área aproximada de 5.8 km<sup>2</sup>. La vegetación, flujo superficial y de canales, la zona no saturada y la zona saturada fueron modeladas. Un modelo digital del terreno con resolución espacial de 25x25 m y 64 celdas de agregación vertical fue usado.*

*En particular el modelo Mike-SHE mostró que tiene la capacidad de simular el grado de no linealidad entre la relación precipitación escorrentía. La naturaleza de base física del modelo en principio permitió el análisis individual de los mas relevantes procesos, ayudando a un mejor entendimiento de los fenómenos hidrológicos en esta cuenca de montaña. El modelo Mike-SHE describió aceptablemente la rápida respuesta precipitación-escorrentía de la cuenca Terzieterbeek, los bajos caudales en verano así como la fluctuación en los niveles de agua subterránea en la parte baja de la cuenca.*

**PALABRAS CLAVE:** Modelos Hidrológicos, Procesos de Escorrentía, Physically-based Model, Mike-SHE, Terzieterbeek, Modelos de Base Física.

## ABSTRACT

*In this work Mike-SHE was used as a physically-based model for the ungauged hillslope catchment of Terzieterbeek. The catchment covers an approximate area of 5.8 km<sup>2</sup> located in the province of Limburg at the southern part of The Netherlands. In this study, the vegetation, overland flow, channel flow, unsaturated zone and saturated zone were modeled using digital elevation model (DEM) of 25 by 25 m spatial resolution and 64 vertical cells aggregation.*

*The study revealed that Mike-SHE is capable of simulating a considerable degree of non-linearity between rainfall and runoff. The physically-based nature of the model allows in principle the individual analysis of the relevant processes in the catchment. This in turn can aid in achieving better understanding of hillslope catchment hydrological phenomena. In addition, Mike-SHE was able to simulate the rapid rainfall-runoff response of the catchment, the lower summer flows and the rapid fluctuation of the groundwater levels in the lower part of the catchment.*

**KEY WORDS:** Physically-based model, runoff, Hydrological modeling, Terzieterbeek, Mike-SHE.

## INTRODUCCIÓN

El fenómeno de escorrentía ha sido investigado usando modelos conceptuales (conceptual models), de base física (physically-based model) o orientado a los datos (data driven models) desde un punto de vista agregado, semi distribuido o distribuido. El estudio de los procesos que generan la escorrentía en cuencas de montaña basado en modelos distribuidos de base física nos da la oportunidad de discriminar los procesos hidrológicos y simularlos en tiempo y espacio. Esta característica es muy importante cuando se trata de relacionar los procesos de escorrentía a otros fenómenos como erosión del suelo, fenómenos de remoción de masas o transporte químico. El fenómeno de escorrentía fue analizado en este estudio en la cuenca de Terzieterbeek la cual es una cuenca no instrumentada de aproximadamente 5.8 km<sup>2</sup> localizada en la provincia de Limburg en el sur de Holanda.

El modelo Mike-SHE fue usado como modelo de base física distribuido en la cuenca Terzieterbeek en donde las componentes de vegetación, flujo superficial y de canales, zona no saturada y zona saturada fueron modeladas. Un modelo digital de elevaciones con resolución espacial de 25x25 m y 64 celdas de agregación vertical fue usado, a su vez que modelos digitales de elevaciones geológicas para representar las diferentes formaciones y la estructura de suelo superficial.

Actualmente existen múltiples teorías para describir los diferentes procesos hidrológicos relacionados al fenómeno de escorrentía pero cada una de estas es una gruesa

aproximación de la realidad. En muchos casos los mas complejos modelos de base física deben ser simplificados para hacerlos manejables y/o operativos debido a la restricción computacional, disponibilidad de la información espacialmente distribuida y escalamiento de las ecuaciones usadas para describir los procesos hidrológicos. A pesar de las restricciones en la aplicación de los modelos de base física estos son probablemente una mejor aproximación de la realidad en la descripción de la variación tridimensional de los procesos generadores de escorrentía.

El ciclo hidrológico de montaña propuesto por Chorley [1] puede ser subdividido en ocho grandes grupos enumerados y son cuatro los mecanismos reconocidos de ser los responsables de el relativo transporte rápido de la precipitación a la red de drenaje durante los eventos de tormenta: escorrentía superficial Hortoniana [2], flujo superficial de zonas saturadas [3], Flujo subsuperficial [4] e interceptación de la red de drenaje [5].

1. Evaporación y transpiración..
2. Almacenamiento de superficie y retención superficial.
3. Infiltración.
4. Escorrentía superficial.
5. Almacenamiento de humedad en el suelo.
6. Movimiento del agua en el suelo por difusividad.
7. Movimiento lateral concentrado del agua en el suelo.
8. Exfiltración y flujo subterráneo.

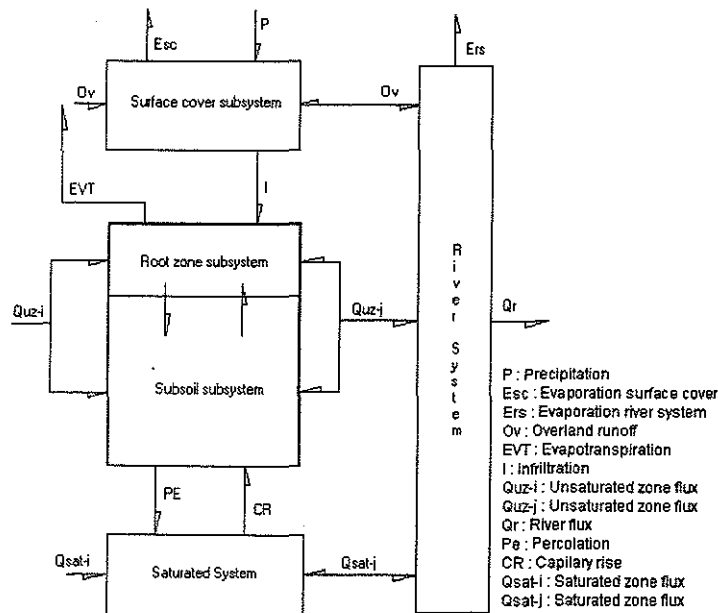


Figura 1. Modelo conceptual.

**PROCESOS DE ESCORRENTIA Y MODELOS DE BASE FISICA**

En los modelos de base física la cuenca es dividida en un numero de elementos los cuales usualmente son subcuencas o celdas GRID. Dentro de cada elemento los procesos mas relevantes del ciclo hidrológico son simulados. El uso de celdas GRID le permite al modelo simular la heterogeneidad espacial de los procesos y parámetros presentes en la cuenca [6].

La figura 1 muestra el modelo conceptual de los procesos de escorrentía y los flujos. La zona no saturada juega un papel muy importante en el fenómeno de escorrentía y del cambio de los contenidos de humedad del suelo respecto al tiempo y al espacio. Los procesos de interceptación de la precipitación, el almacenamiento de depresiones y la retención superficial son considerados en el subsistema de superficie. La zona no saturada incluye la zona de raíces, y el subsistema subsuperficial. El sistema subsuperficial comprende el cambio de almacenamiento de humedad en el suelo, movimiento de agua en el suelo por difusividad y movimiento lateral concentrado de agua en el suelo. La interacción entre la zona no saturada y la zona saturada es responsable de los procesos de percolación y flujo subterráneo. Todos los subsistemas pueden en principio conectarse con el subsistema de drenaje. El modelo SHE [7],[8], es un modelo de celdas GRID que divide la cuenca en un conjunto de elementos cuadrados unidos al sistema de drenaje definido en los bordes de las celdas.

**PROCESOS HIDROLÓGICOS**

En el modelo de base física Mike-SHE los procesos hidrológicos de superficie, zona no saturada, zona saturada y el sistema de drenaje son simulados. En la zona de superficie la evapotranspiración real y los procesos de interceptación fueron estimados de acuerdo al modelo de Kristensen and Jensen [9] el cual tiene en cuenta la interceptación, el drenaje y la evaporación de la vegetación, la evaporación de la superficie del suelo, el agua tomada por las raíces y su transpiración.

El movimiento del agua en la zona de superficie está modelado mediante una aproximación bidimensional de las ecuaciones de Saint Venant y unidimensional en el río. Las ecuaciones que gobiernan el flujo superficial en coordenadas cartesianas esta dado por [10]:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uh) + \frac{\partial}{\partial y}(vh) = i \tag{1}$$

donde  $h$  representa la profundidad del flujo por encima de la superficie,  $u$  y  $v$  las velocidades en la dirección  $x,y$  respectivamente e  $i$  es la entrada neta de precipitación menos la infiltración en la coordenada  $x,y$ . Usando la aproximación de onda de difusión de las ecuaciones de St. Venant en las direcciones  $x,y$  se tiene:

$$S_{fx} + \frac{\partial}{\partial x}(Zg + h) = 0 \tag{2}$$

$$S_{fy} + \frac{\partial}{\partial y}(Zg + h) = 0 \tag{3}$$

En el cual  $Z_g$  representa el nivel de superficie en el plano horizontal y  $S_{fx}$  y  $S_{fy}$  son las pendientes de fricción en la dirección  $x,y$  respectivamente. Usando la ley Strickler/Manning para cada pendiente de fricción en el cual  $K_x$  y  $K_y$  representa los coeficientes de Strickler en las dos direcciones tenemos:

$$S_{fx} = \frac{u^2}{K_x^2 h^{4/3}} \tag{4}$$

$$S_{fy} = \frac{v^2}{K_y^2 h^{4/3}}$$

La relación entre la velocidad y la profundidad es:

$$uh = K_x \left(-\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 h^{5/3} \tag{5}$$

$$vh = K_y \left(-\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2 h^{5/3}$$

En donde  $z=h+Z_g$  es el nivel del agua respecto a un nivel de referencia. Los valores de  $uh$  y  $vh$  representan descargas por unidad de área en las dos direcciones [10]. Las ecuaciones de movimiento del agua en el río son una simplificación de la ecuaciones anteriores (flujo unidimensional). En el modelo se asume que el río corre a lo largo de los limites de la celda.

El gradiente hidráulico es calculado usando la diferencia de elevaciones entre la banca del río y la escorrentía superficial en el modelo de celdas [10]. Si la elevación de la banca del río es  $Z_g$  y la elevación de la escorrentía superficial y profundidad en las dos celdas vecinas son  $Z_1, h_1$  y  $Z_2, h_2$  entonces la descarga total en el río se calcula como  $Q_1 + Q_2$  donde:

$$Q_1 = \frac{\sqrt{2}K_1 \Delta x}{\Delta x^{1/2}} (Z_1 - Z_h)^{1/2} h_1^{5/3} \tag{6}$$

$$Q_2 = \frac{\sqrt{2}K_2 \Delta x}{\Delta x^{1/2}} (Z_2 - Z_h)^{1/2} h_2^{5/3}$$

En la zona no saturada el movimiento del agua en el suelo esta descrito en el modelo mediante la ecuación de Richards considerando únicamente movimiento vertical:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (7)$$

En donde  $\theta$  es el contenido de humedad,  $K$  es la conductividad hidráulica,  $\Psi$  es la cabeza hidráulica y  $S$  es la extracción en la zona de raíces. Las variables  $\theta$  y  $\Psi$  en la ecuación 7 están interrelacionadas por medio de la función de conductividad hidráulica  $K(\theta)$  y la curva de retención de humedad del suelo  $\Psi(\theta)$ . Introduciendo el concepto de la capacidad de agua en el suelo, la ecuación 7 se transforma en:

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \Psi}$$

$$C \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (8)$$

La función de la conductividad hidráulica en Mike-SHE es descrita mediante las ecuaciones de Brooks, Corey [11]

$$K_{(E)} = K_{sat} S_e^n$$

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (9)$$

En la ecuación 9  $\theta_s$ ,  $\theta$  y  $\theta_r$  son el contenido de humedad saturado, actual y residual respectivamente para cada tipo de suelo. Los fenómenos de histéresis en el suelo no son tenidos en cuenta en el modelo.

El movimiento de agua en la zona saturada es modelada mediante la ecuación de Boussinesq en un esquema tridimensional completo solucionado en un esquema de diferencias finitas. La ecuación que gobierna el flujo es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10)$$

en donde:

$K_{xx}, K_{yy}, K_{zz}$  son las conductividades hidráulicas a lo largo de los ejes x, y, z.

$h$  es la cabeza piezométrica.

$Q$  es el flujo volumétrico por unidad de volumen

$S_s$  es el coeficiente de almacenamiento específico.

## LA CUENCA DE TERZIETERBEEK Y PARAMETRIZACIÓN

El área de estudio se localiza en la provincia de Limburg al sur de Holanda. La cuenca de Terzieterbeek es una cuenca no instrumentada de aproximadamente 5.8 km<sup>2</sup>, que tiene un uso del suelo caracterizado por bosques (32.7%), pastos (64.3%)

y zonas agrícolas (3%). La zonas urbanas se caracterizan por casas esparcidas a lo largo de la cuenca de muy baja densidad. La cuenca de Terzieterbeek drena al río Geul y su cause principal es la quebrada Terzieterbeek. El clima de la región es clasificado como húmedo con inviernos y veranos moderados. La precipitación media de la región se estima en 769 mm/año y en el estudio se uso precipitación con una resolución temporal igual a 1 hora. La estación Cottesen localizada en las cercanía al limite de la cuenca fue utilizada para los datos de precipitación.

Datos de escorrentía de una estación aguas arriba (Cottesen) y otra agua abajo (Hommerich) sobre el río Geul fueron obtenidas. La información de escorrentía localizada entre la intersección de la quebrada Terzieterbeek fueron usadas con el objeto de tener una valoración del modelo y adicionalmente se usaron algunas mediciones de caudal sobre la quebrada Terzieterbeek. Se determino la evapotranspiracion de la cuenca basándose en la evaporación potencial del Aeropuerto de Maastricht localizado a 20 km de distancia, utilizando la ecuación de Makkink.

Se desarrolló un Modelo Digital del Elevaciones (DEM) de celdas cuadradas de 25x25 m con un total de 19489 celdas. Se genero el modelo de drenaje de superficie en donde se incorporaron los tributarios de la cuenca ajustándose al modelo digital de elevaciones (Figura 2). Para el modelo de superficie se desarrollo una estructura de vegetación con sus diferentes características y propiedades de acuerdo al modelo de Kristensen and Jensen [9] en donde se incorporaron las etapas de crecimiento respecto al año.

Para el desarrollo del modelo Hidrogeológico se usaron los estudios de Nota y Van De Weerd [12], [13], [14] y mapas geológicos de la región [15]. Cinco principales unidades geológicas (Limburg, Aken, Vaals, Gulpen y Suelo Subsuperficial) fueron discriminadas. A cada unidad se le asociaron las funciones hidráulicas del suelo de acuerdo a una caracterización realizada y se correlacionó a las funciones hidráulicas del suelo usando el reporte técnico número 18 por DLO [16]. Se llevo a cabo una clasificación del suelo superficial y subsuperficial, determinándose 13 unidades principales las cuales se correlacionaron a propiedades hidráulicas del suelo.

Con el objeto de calibrar el modelo y a su vez servir de referencia al modelamiento de los procesos se utilizó información piezométrica localizados dentro de la cuenca. La calibración fue llevada a cabo para el año de 1992 y la simulación para 1993 fecha en la cual la gran mayoría de la información hidrológica necesaria estaba disponible. Los principales procesos de escorrentía fueron analizados en detalle en dos eventos extremos presentes en ese año.

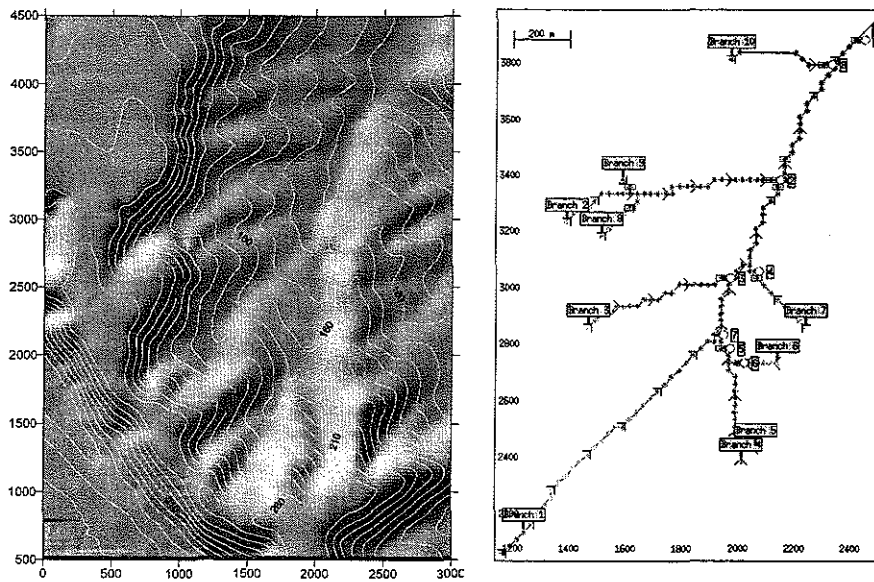


Figura 2. Modelo Digital de Elevaciones y red de drenaje.

**RESULTADOS DEL MODELAMIENTO**

Simulaciones fueron llevadas a cabo en el año de 1993. La información de precipitación y evaporación potencial de 1992 y 1993 fue usada para definir las condiciones iniciales del modelo en una simulación secuencial de múltiples periodos hasta alcanzar las condiciones de flujo subterráneo conocidas. Los niveles piezométricos disponibles fueron suministrados por TNO (Entidad encargada del recurso hídrico subterráneo) y estos fueron medidos manualmente sin una alta resolución temporal. El piezómetro usado como referencia se encuentra ubicado en la parte baja de la cuenca. La figura 3 muestra los niveles simulados y observados en el piezómetro de referencia para el año de 1992.

Los errores encontrados en los niveles simulados para las fechas de medición fueron del 0.22%, 0.23%, 0.06% y 0.20%

respecto al nivel medido. La variación de los niveles de agua subterránea simulados es sensible a las condiciones iniciales de humedad del suelo alcanzadas en el modelo y que deben ser definidas mediante procesos de simulación de largo termino.

La figura 4 muestra los resultados de simulación de escorrentía en la cuenca de Terzieterbbek contra los valores medidos en la estación de Hommerich escalados como una función del área. La discrepancia observada hacia el final del año de 1993 se debe a la carencia de información de precipitación en ese periodo en la estación de Cottessen. Para corroborar esa hipótesis se analizaron estaciones vecinas encontrándose presencia de precipitación importante en las demás estaciones.

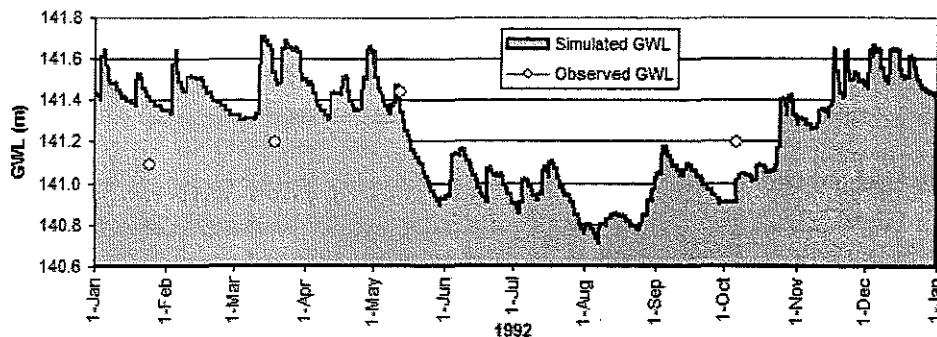


Figura 3. Niveles freáticos simulados y observados en el pozo W-140 para 1992

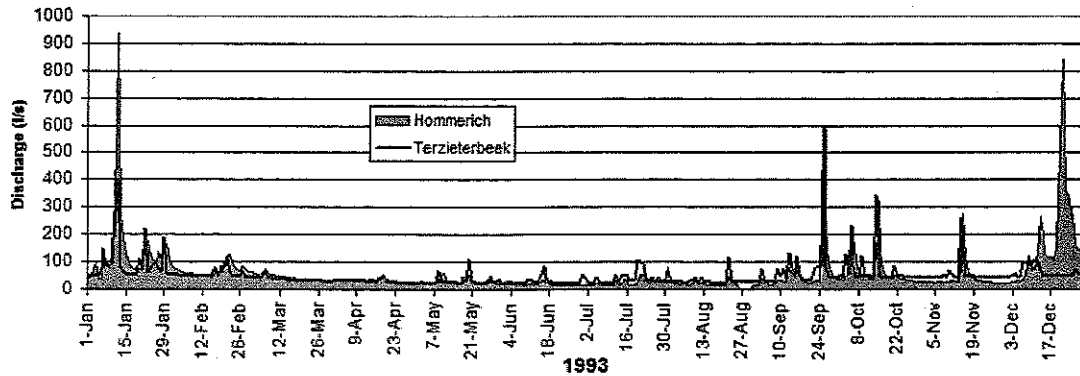


Figura 4. Escorrentía media diaria simulada y escalada por área y escorrentía medida en la estación de Hommerich.

Se llevaron a cabo simulaciones de escorrentía con diferente resolución temporal a fin de observar su influencia. La Figura 5 nos muestra una simulación del año 1993 con resolución temporal horaria en donde se puede observar dos eventos extremos de escorrentía localizados en Enero y Septiembre (Nótese la diferencia de picos simulados en la Figura 4 y 5). El año de 1993 se reconoce como un año de eventos de escorrentía extremos del río Meuse, del cual el río Geul es un tributario. El evento de Enero corresponde a un evento de precipitación total de larga duración y corta intensidad mientras que el evento en Septiembre corresponde a un evento de precipitación de corta duración pero gran intensidad, sin embargo la respuesta de la cuenca es casi similar. En estos dos eventos el modelo captura la rápida respuesta y la no linealidad de la zona no saturada de la cuenca a pesar del no modelamiento de los fenómenos de macro-poros.

A efecto de poder analizar la variabilidad espacial de la escorrentía se llevó a cabo un análisis por microcuencas. La figura 6.a nos muestra los resultados de la simulación de caudales para el evento de Enero de 1993. Las microcuencas de mas alta producción de caudales corresponden a las localizadas en las zonas de montaña. La Figura 6.b muestra las zonas de saturación en la parte baja de la cuenca y en la cercanía a la red de drenaje para el evento de Septiembre. El color oscuro indica la presencia de escorrentía superficial, (Overlandflow).

Otros procesos dentro del fenómeno de escorrentía fueron simulados. Los procesos de infiltración, movimiento del agua en la zona no saturada y flujo subterráneo fueron de especial interés ya que el movimiento de agua subsuperficial (zona no saturada y zona saturada) juega un

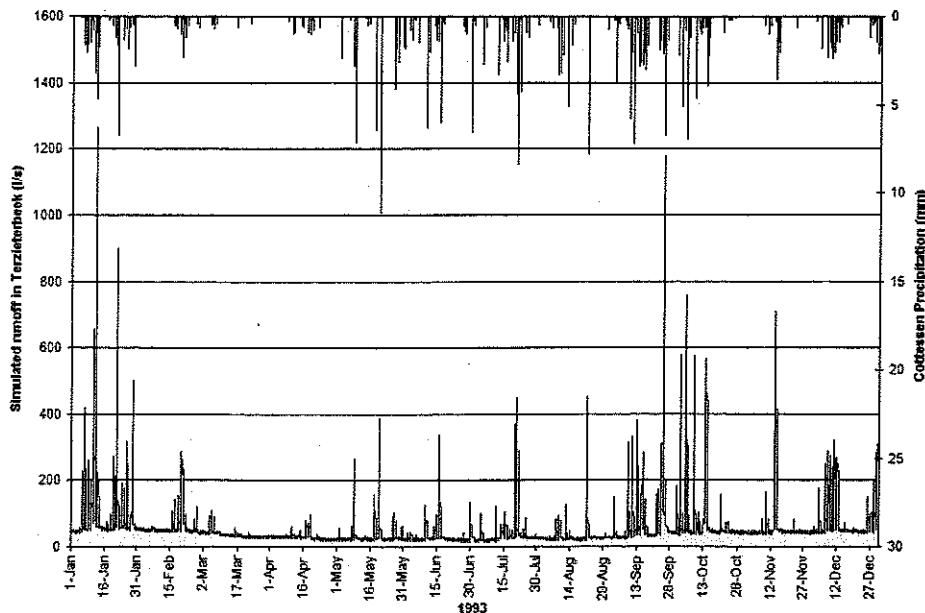
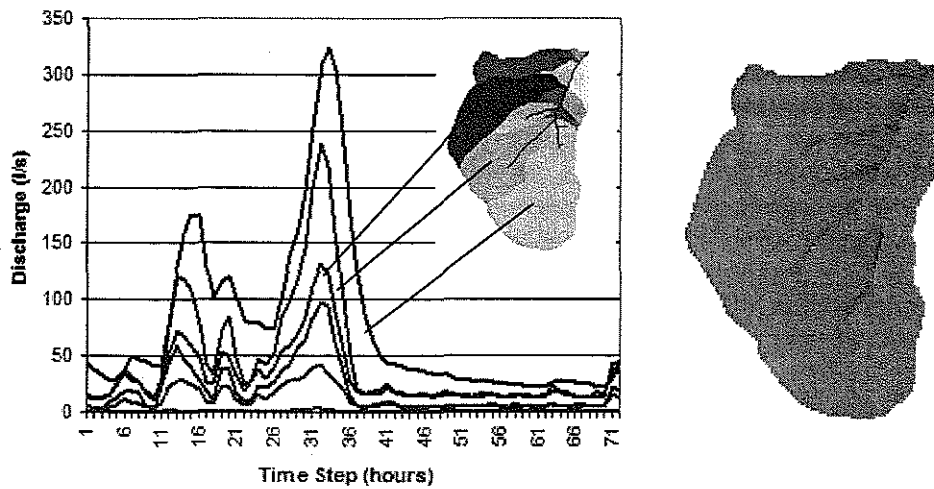


Figura 5. Escorrentía simulada en Terzieterbeek y la precipitación en la estación de Cottessen con resolución temporal horaria.



**Figura 6.** a. Distribución espacial de la escorrentía por microcuencas para el evento de Enero 11 al 13 de 1993. b. Zonas de saturación en la dirección x para el evento de Septiembre 24-27, correspondiente al pico del hidrograma.

papel decisivo en los procesos de escorrentía además de controlar los procesos de percolación profunda y flujo base de las corrientes. La Figura 7 muestra la simulación del movimiento de agua en la zona no saturada entre las fechas de Enero 5 y Febrero 5 de 1993 en la parte alta de la cuenca. En la escala horizontal esta el tiempo, en la escala vertical la profundidad del suelo y los tonos de grises nos indican el contenido de humedad en el perfil del suelo. Nótese en la simulación el movimiento y desarrollo del frente húmedo en las diferentes unidades de suelo producto de los eventos de precipitación, procesos de infiltración y difusividad en el suelo.

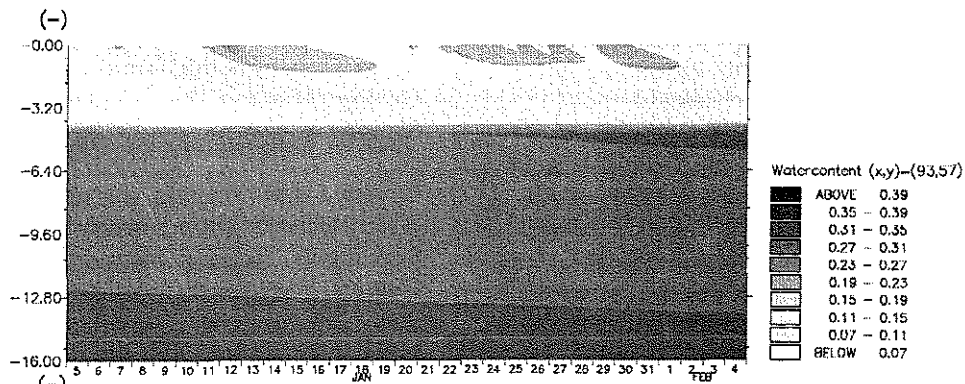
**CONCLUSIONES**

Los modelos de base física distribuidos permiten describir la heterogeneidad de los procesos generadores de escorrentía en el tiempo y en el espacio, facilitando su análisis y comprensión.

Si bien los modelos de base física demandan una gran cantidad de información estos se muestra como una herramienta válida en los procesos de planificación o cuencas con mediciones escasas. La gran demanda de información esta concentrada en los aspectos geológicos, de suelos, vegetación, red de drenaje, propiedades hidráulicas de los suelos y red de drenaje, sin embargo ante la carencia de mediciones de caudales es posible operar el modelo.

El modelo Mike-SHE describió aceptablemente la rápida respuesta precipitación-escorrentía de la cuenca Terzieterbeek tanto de los procesos de superficie como subsuperficiales, los bajos caudales en verano así como la fluctuación en los niveles de agua subterránea en la parte baja de la cuenca.

En particular Mike-SHE tiene la capacidad de simular el grado de no linealidad entre la relación precipitación escorrentía. La naturaleza de base física del modelo en



**Figura 7.** Contenido de humedad de la zona subsuperficial en la parte alta de la cuenca (superior) y la parte baja de la cuenca (inferior) para el mes de enero de 1993.

principio permite el análisis individual de los más relevantes procesos generadores de la escorrentía. Este modelo permite un mejor entendimiento de los fenómenos hidrológicos en cuencas de montaña y podría ser aplicado en nuestras regiones en donde la limitación más grande esta en la disponibilidad de información.

La zona no saturada es probablemente un control importante en la respuesta hidrológica de la cuenca de Terzieterbeek en combinación con el control de flujo subterráneo ejercido por la formación geológica Vaals.

La presencia de escorrentía superficial esta restringida a pequeñas zonas alrededor del sistema de drenaje.

#### REFERENCIAS

- [1] Chorley, R. J., 1978. The Hillslope Hydrological Cycle. In: Hillslope Hydrology, Kirkby, M. J. (Ed.), 1978. John Wiley & Sons.
- [2] Dunne, T., 1983; Relation of Field Studies and Modeling in the Prediction of Storm Runoff. *J. Hydrol.* 65: 25-48.
- [3] Pearce, A. J., Stewart, M. K., Sklash, M. G., 1986; Storm Runoff Generation in Humid Headwater Catchments 1. Where Does the Water Come From?. *Water Resources Research.* 22: 1263-1272.
- [4] Sklash, M. G., Farvolden, R. N., 1979; The role of the Groundwater in Storm Runoff. *J. Hydrol.* 43: 45-65.
- [5] Hewlett, J. D., Hibbert, A. R., 1967. Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas in Forest Hydrology, Sopper W. E. and Lull, H. W. (eds). Oxford University Press.
- [6] Diermanse, F. L. M., 2001; Physically Based Modelling of Rainfall-Runoff Processes. PhD Thesis, Delft University of Technology.
- [7] Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P.E. and Rasmussen, J. (1986a). An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and Philosophy of a Physically-based, Distributed Modelling System, *J. Hydrol.* 87: 45-59.
- [8] Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P.E. and Rasmussen, J. (1986b). An Introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a Physically-based, Distributed Modelling System, *J. Hydrol.* 87: 61-77.
- [9] Kristensen, K. J., Jensen, S. E., 1975; A Model for Estimating Actual Evapotranspiration from Potential Evapotranspiration. *Nordic Hydrology Journal.* 6: 170-188.
- [10] Danish Hydraulic Institute (DHI), 2000; Mike-SHE Water Movement: a User Manual. DHI Water & Environment.
- [11] Brooks, R. H., and Corey, A. T., 1964; Hydraulic Properties of Porous Media. *Hydrology Papers*, no. 3. Colorado State University, Fort Collins. Colorado, USA.
- [12] Nota, D.J.G. and Van de Weerd, B., 1978; A Hydrogeological Study of the Basin of the Gulp Creek - A Reconnaissance in a small catchment area. Part 1. Groundwater Flow Characteristics. Mededelingen Landbouwhogeschool, Wageningen.
- [13] Nota, D.J.G. and Van de Weerd, B., 1980; A Hydrogeological Study of the Basin of the Gulp Creek - A Reconnaissance in a small catchment area. Part 2. Fissured Rocks and their Anisotropic behaviour in catchment studies. Mededelingen Landbouwhogeschool, Wageningen.
- [14] Nota, D.J.G., Bakker, B., Van de Weerd, B. and Halma, G., 1988; A Hydrogeological Study of the Basin of the Gulp Creek - A Reconnaissance in a small catchment area. Part 3. Chemistry of Surface and Groundwater. Mededelingen Landbouwhogeschool, Wageningen.
- [15] Rijks Geologische Dienst (RGD), 1980; Geological map of the Netherlands 1:50000. Sheet 62W, 620.
- [16] Wösten, J.H.M., Veerman, G.J. and Stolte, J., 1994; Waterretentie en Ondergronden in Nederland: de Staringreeks. Technical Document 18. DLO-Staring Centrum, Wageningen.
- [17] MRW, 2000; Carte Geologique de Wallonie, scale 1:25000. Sheet 35/5-6, 43/1-2, 43/3-4. Ministère de la Région Wallonne.