

R³GeM: Un modelo geomorfológico de depósitos lluvia-escorrentía por saturación.

Goñi, M., López, J.J., Gimena, F.N.

Dpto. de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra.

mikel.goni@unavarra, jjlr@unavarra.es, faustino@unavarra.es

Resumen

En este artículo se describe y formula un modelo diseñado para simular la escorrentía en eventos de climas húmedos, denominado Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model, R3GeM. El modelo considera que la saturación del terreno es el principal mecanismo de la generación de la escorrentía superficial. Para determinar las zonas que están saturadas, se aplica una relación basada en el índice topográfico, entre el almacenamiento de la cuenca y la superficie saturada. Se separa la precipitación en escorrentía superficial por saturación, escorrentía subsuperficial y pérdidas; y realiza la circulación de la escorrentía superficial y subsuperficial. Este modelo hidrológico consta de cinco parámetros y se ha aplicado en treinta y siete eventos de la cuenca de Aixola y quince de la cuenca de Oiartzun situadas en la cornisa Cantábrica.

1 Introducción

Es necesario estudiar todos los fenómenos de generación de escorrentía (superficial, subsuperficial y subterránea) en el punto de salida de una cuenca, cuando los caudales más elevados no están asociados a eventos de alta intensidad y corta duración. En este supuesto el agua subsuperficial desempeña un papel significativo (Sidle et al., 2000). Cuando esta infiltración de agua en movimiento vertical alcanza un medio impermeable o semi-permeable se genera el flujo lateral o subsuperficial (Beven y Germann, 1982; Tsuboyama et al., 1994). Este flujo subsuperficial vuelve a aparecer en la superficie en aquellas zonas donde se acumula. Esto provoca que la región donde reaparece el flujo subsuperficial se satura y la precipitación que cae directamente sobre ella no se infiltra en el terreno circulando superficialmente (Kirkby y Chorley, 1967; Dunne y Black, 1970). Estas regiones presentan un dinamismo durante un evento de lluvia, se localizan cerca de los cauces y en depresiones de la cuenca (Dunne et al., 1975) y se las denominan áreas contributivas de escorrentía superficial. Varios autores han propuesto modelos para incorporar el flujo subsuperficial en la componente de la escorrentía simulada. Yue y Hashino (2000) proponen un modelo que mantiene la linealidad en la respuesta de la escorrentía a la precipitación de tres tanques en serie y uno en paralelo para simular las componentes de escorrentía superficial, subsuperficial rápida, subsuperficial lenta y subterránea. En el modelo TOPMODEL de Beven y Kirkby (1979) la topografía de la cuenca es el factor relevante en la generación y control de la escorrentía, produciéndose flujo superficial únicamente en aquellas zonas de la cuenca en las que se alcanza la saturación. A partir de la base de este modelo se han descrito muchas variaciones para incorporar o modificar parte de los procesos implicados (Band et al., 1993; Chen et al., 2007). De la misma manera el Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model, R3GeM, considera que se genera escorrentía superficial en las zonas de la cuenca saturadas. Estas áreas contributivas están controladas por el nivel freático aparente que se define como la profundidad a la que se encuentra el inicio de la zona saturada y no tiene porque corresponderse con la presencia de una capa freática regional. Se trata de un nivel freático local e incluso transitorio, de carácter efectivo, determinado por un cambio brusco en la conductividad del terreno. En un episodio de lluvia ocurre que el nivel freático aparente del terreno se va elevando hasta llegar a la superficie, instante en el que se considera saturada y la precipitación se convierte en flujo superficial. Las áreas contributivas son variables en el tiempo, se expande a medida que hay una elevación del nivel freático aparente y se contraen cuando la recarga de éste es inferior al flujo de salida. En este trabajo se presenta, formula y representa del modelo R3GeM y se describe brevemente el procedimiento para la obtención de los índices topográficos de las cuencas (Kirkby y Weyman, 1974) que identifican las regiones contributivas e indican la facilidad que tiene un área para saturarse. Estos índices son función del área de aporte a una zona y de la pendiente de esta. También se presenta una selección y tratamiento de los eventos de las cuencas de Aixola y Oiartzun, situadas en la cornisa Cantábrica de España. Se muestra la simulación del modelo R3GeM en los eventos seleccionados de las cuencas.

2 Descripción del Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model

En este apartado se presenta un modelo hidrológico diseñado para simular la escorrentía en eventos de climas húmedos, denominado Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model, R3GeM, y que consta de cinco parámetros (figura 1). En este nuevo modelo hidrológico de eventos se contemplan dos tipos de circulación: escorrentía superficial y escorrentía subsuperficial.

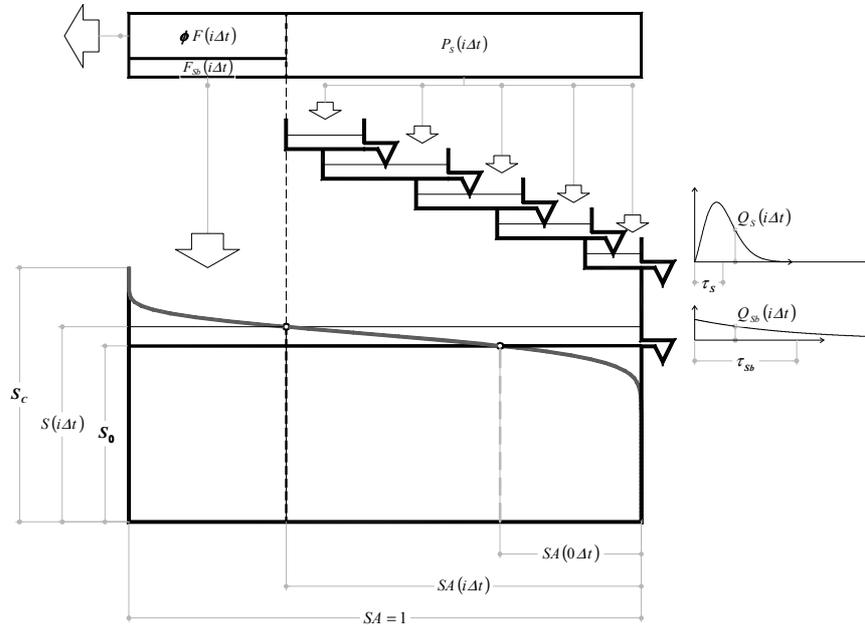


Figura 1 Representación del modelo R³GeM

2.1 Funcionamiento

Como primer paso se identifican las zonas saturadas de la cuenca. Así, cuando ésta alcanza su máxima capacidad de almacenamiento, S_c , la lluvia que cae en toda su superficie se transforma en escorrentía superficial. Se ha identificado, mediante una relación lineal, la superficie asociada a cada almacenamiento con los valores del índice topográfico de la cuenca. La capacidad nula de almacenamiento se identifica con el mayor valor del índice topográfico y la máxima capacidad con el menor valor del dicho índice. De esta manera, conociendo el almacenamiento en la cuenca en cada instante, éste se relaciona directamente con el porcentaje de cuenca saturada. En las simulaciones, el modelo no parte de un almacenamiento nulo sino que adquiere un valor inicial S_0 . Este dato por una parte indica el estado de saturación inicial de la cuenca, pero también sirve para marcar un límite en los índices topográficos que siempre están en condiciones de saturación como pueden ser los propios cauces. Una vez identificadas las áreas que están saturadas la lluvia que cae sobre ellas se transforma en escorrentía superficial. Sabiendo que este modelo R³GeM se va a aplicar a eventos de larga duración, la capacidad y velocidad de infiltración del terreno en las zonas no saturadas no se limita. Por tanto se considera como hipótesis que toda la precipitación que cae sobre las áreas no saturadas se infiltra en el terreno. La parte de la precipitación total P , que no infiltra en el terreno y que circula superficialmente hasta la salida de la cuenca, se ha denominado precipitación efectiva superficial, P_s . Para circular esta lluvia se ha utilizado el hidrograma unitario geomorfológico de depósitos (Agirre et al., 2005; López et al., 2005). La velocidad de circulación superficial es determinado por el parámetro, τ_s , que representa el tiempo medio de circulación.

De la precipitación que se infiltra en el terreno, F , una parte es considerada como pérdidas. Éstas pueden ser debidas a diferentes tipos de procesos como son la percolación profunda, la exfiltración, la evapotranspiración u otros. La otra parte, F_{sb} , es la que circula subsuperficialmente hasta la salida de la cuenca.

La separación de ambas partes se ha realizado de manera proporcional respecto a un parámetro, ϕ , que indica la proporción del agua infiltrada que queda retenida y no circula subsuperficialmente. Para circular la precipitación

subsuperficial se considera un único depósito en la cuenca que se vacía de manera lineal con respecto al almacenamiento del mismo. Su velocidad de vaciado viene determinada por el parámetro τ_{sb} y es diferente a la presentada por la escorrentía superficial.

El caudal en el punto de salida de la cuenca o escorrentía total Q es la suma de las componentes de circulación superficial Q_s y subsuperficial Q_{sb} simuladas.

2.2 Formulación

Como las simulaciones se realizan en intervalos discretos de tiempo (siendo, en general, igual al de registro de la precipitación) a continuación se describen y formulan, por intervalo de tiempo, las etapas en las que se estructura el modelo R³GeM para la obtención de la escorrentía total.

Función de distribución de los índices topográficos y superficie saturada de la cuenca.

En este modelo se utiliza la distribución de los índices topográficos para, conociendo el almacenamiento de la cuenca, identificar aquellas zonas de la cuenca que están saturadas y son generadoras de escorrentía. Se define índice topográfico local como:

$$IT = \ln(a/tg\beta) \quad [1]$$

donde a es el área de aporte local de la cuenca por unidad de longitud y $tg\beta$ la pendiente local.

Para una mayor comodidad a la hora de aplicar el modelo no se introduce la distribución real de índices topográficos sino una función de ajuste. La función de distribución que en este artículo se ajusta entre el valor máximo del índice topográfico IT_{Max} y el valor mínimo IT_{Min} es la función acumulada Beta cuya expresión es:

$$f\left(S(t)/S_c; p_1, q_1\right) = \frac{\int_0^{S(t)/S_c} u^{p_1-1} (1-u)^{q_1-1} du}{\int_0^1 u^{p_1-1} (1-u)^{q_1-1} du} \quad [2]$$

donde $u = 1 - \left(\frac{IT - IT_{Min}}{IT_{Max} - IT_{Min}} \right)$ es la variable de ajuste, p_1 , q_1 son parámetros de la función Beta y $S(t)$ es el almacenamiento, con S_0 y S_c las capacidades inicial y máxima respectivamente.

Conocida esta proporción de almacenamiento, la porción de superficie de la cuenca que se encuentra en estado de saturación se puede anotar como:

$$SA(i\Delta t) = f\left(S(t)/S_c; p_1, q_1\right) \quad [3]$$

Precipitación efectiva superficial.

El modelo R³GeM separa la parte de la precipitación que cae sobre el suelo saturado y que por lo tanto no se infiltra dentro del terreno. Se determina la precipitación efectiva superficial debida a la saturación del terreno a partir de la precipitación total que cae sobre la cuenca.

$$P_s(i\Delta t) = SA((i-1)\Delta t) P(i\Delta t) \quad [4]$$

Agua infiltrada.

La porción de volumen de precipitación que infiltra en el terreno es:

$$F(i\Delta t) = \left(1 - SA((i-1)\Delta t)\right) P(i\Delta t) \quad [5]$$

A su vez, la proporción de volumen de agua infiltrada que circula subsuperficialmente es:

$$F_{sb}(i\Delta t) = (1 - \phi) F(i\Delta t) \quad [6]$$

Escorrentía superficial.

El cálculo del caudal producido por la precipitación efectiva superficial se realiza utilizando la técnica del hidrograma unitario, concretamente el hidrograma unitario instantáneo geomorfológico de depósitos cuya formulación es:

$$h_s(t) = \frac{\alpha e^{-\frac{t}{\tau_s}}}{\tau_s} \sum_{j=1}^n \left[\frac{A_j}{(j-1)!} \left[\alpha \frac{t}{\tau_s} \right]^{j-1} \right] \quad [7]$$

siendo $\alpha = \frac{\sum_{j=1}^n j A_j}{\sum_{j=1}^n A_j}$

Donde h_s es el hidrograma unitario instantáneo de la escorrentía superficial, n es el número de ordenes en el que se ha dividido la cuenca y A_j es la superficie del orden j .

El hidrograma unitario de la escorrentía superficial para un pulso de lluvia de intensidad constante y duración Δt se obtiene convolucionando la ecuación anterior.

$$h_{s,\Delta t}(t) = \begin{cases} \int_0^t h_s(t-u) du / \Delta t & t \leq \Delta t \\ \int_{t-\Delta t}^t h_s(t-u) du / \Delta t & t > \Delta t \end{cases} \quad [8]$$

Por tanto, el caudal producido por la precipitación efectiva superficial se puede determinar mediante la siguiente expresión:

$$Q_s(i\Delta t) = \sum_{j=1}^i P_s(j\Delta t) h_{s,\Delta t}((i+1-j)\Delta t) \quad [9]$$

Escorrentía subsuperficial.

De la misma manera que en la etapa anterior, para determinar la escorrentía subsuperficial se utiliza la técnica del hidrograma unitario. En este caso, se considera que toda la cuenca funciona como un único depósito que se vacía siguiendo una ecuación lineal con respecto al almacenamiento. Esta ecuación se anota como:

$$h_{sb}(t) = \frac{e^{-\frac{t}{\tau_{sb}}}}{\tau_{sb}} A_T \quad [10]$$

El hidrograma unitario de la escorrentía subsuperficial para un pulso de lluvia de intensidad constante y duración Δt se obtiene convolucionando la ecuación anterior.

$$h_{sb,\Delta t}(t) = \begin{cases} \int_0^t h_{sb}(t-u) du / \Delta t & t \leq \Delta t \\ \int_{t-\Delta t}^t h_{sb}(t-u) du / \Delta t & t > \Delta t \end{cases} \quad [11]$$

El caudal producido por la precipitación efectiva subsuperficial se puede determinar mediante la siguiente expresión:

$$Q_{sb}(i\Delta t) = \sum_{j=1}^i F_{sb}(j\Delta t) h_{sb,\Delta t}((i+1-j)\Delta t) \quad [12]$$

Escorrentía total.

La escorrentía total de la cuenca se obtiene mediante la suma de las dos componentes de la escorrentía: superficial y subsuperficial.

$$Q(i\Delta t) = Q_s(i\Delta t) + Q_{sb}(i\Delta t) \quad [13]$$

Superficie saturada.

En esta etapa se delimita la parte de la cuenca que está saturada. Para poder determinar la superficie saturada se relaciona el contenido de agua de la cuenca con el porcentaje de terreno saturado. Este dato se utilizará en el siguiente intervalo de tiempo para obtener la precipitación efectiva superficial.

$$S\left((i+1)\Delta t\right) = S\left(i\Delta t\right) + F_{sb}\left(i\Delta t\right) - \frac{1}{A_T} \int_{(i-1)\Delta t}^{i\Delta t} Q_{sb}(u) du \quad [14]$$

Recurrencia de etapas y condiciones iniciales.

Todas las etapas anteriores se repiten en cada uno de los intervalos de tiempo que dura el evento. Para ello es necesario establecer el momento inicial y final de la simulación así como la duración del intervalo de tiempo. También se deben definir las condiciones iniciales. Éstas se refieren al estado de saturación de la cuenca por la que se determina la superficie saturada.

3 Descripción de las cuencas y características de los eventos

La aplicación del modelo R³GeM se ha realizado en dos cuencas, Aixola y Oiartzun, situadas en el norte de España en la provincia de Gipuzkoa (figura 2). De los datos registrados en cada una de las estaciones se han seleccionado una serie de treinta y siete eventos en la cuenca de Aixola y quince en la cuenca de Oiartzun.

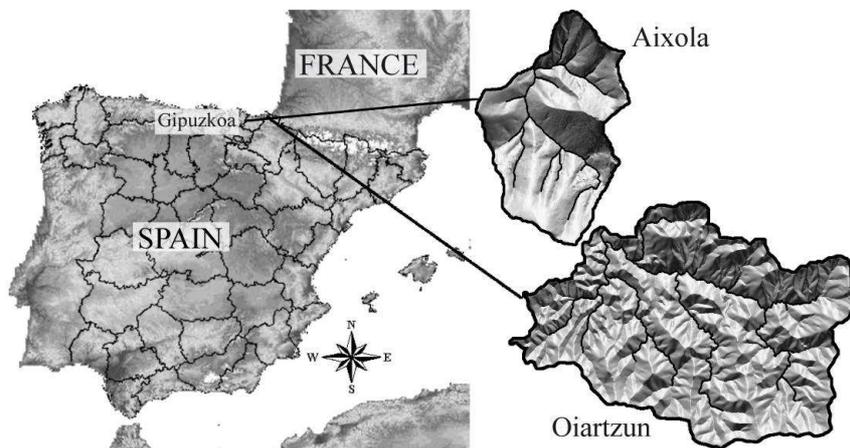


Figura 2 Localización de las cuencas de Aixola y Oiartzun

3.1 Descripción de las cuencas

Ambas cuencas, Aixola y Oiartzun, disponen de una estación de aforos que forman parte de la red Hidrometeorológica de la Diputación de Foral de Gipuzkoa que registra los caudales del cauce cada diez minutos. Los datos de precipitación también se registran cada diez minutos por un pluviómetro situado en la estación de aforos en el caso de la cuenca de Aixola y por tres distribuidos en toda la cuenca en el caso de la de Oiartzun.

La cuenca de Aixola situada en el límite oeste de la provincia de Gipuzkoa y de uso mayoritariamente forestal (> 85% superficie) tiene una superficie de 4,70 km², con cotas extremas de 315 y 740 metros, una pendiente media del 44,25 % y una precipitación media anual de de 1600 mm.

La cuenca de Oiartzun situada en el noreste de la provincia, de mayor tamaño que la de Aixola, tiene una superficie de 56,07 km², cotas extremas de 11 y 831 metros, una pendiente media de 43,11 % y una precipitación media anual entre 1700 mm en la parte más baja de la cuenca y 2100 mm en la parte más alta de la cuenca.

3.2 Índices topográficos de las cuencas

Para obtener la distribución del índice topográfico se parte del modelo de elevación digital (MED) y se extrae el área de aporte y la pendiente en cada celda. Para ello se han utilizado dos algoritmos diferentes: uno de flujo unidireccional en las celdas de ríos y otro de flujo multidireccional en el resto de la cuenca (Wolock y McCabe, 1995). Los modelos de elevación digital se han elaborado a partir de la cartografía digital de las curvas de nivel 1:5000 y mediante la técnica de interpolación de Kriging (Lloyd y Atkinson, 2002) se ha obtenido una malla regular de anchura de celda de 5 metros en el caso de la cuenca de Aixola y de 10 metros para la de Oiartzun. Una vez obtenida la malla se ha delimitado la cuenca con el SIG ArcView a partir de las coordenadas de la estación de aforo. También se ha realizado un tratamiento para la corrección de pozos y eliminación de zonas llanas obteniendo un nuevo MED corregido mediante la herramienta HydroTools 1.0 (Schäuble, 2003). Otra de la información utilizada ha sido la localización de las cabeceras de los cauces que se han determinado definiendo los cauces cuando el área de aporte en una celda supera el valor del 2 % del área total de la cuenca. Posteriormente se ha utilizado la aplicación GRIDTAB (Beven, 1994) para la obtención de los índices topográficos de la cuenca a partir del modelo de elevación digital corregido y los cauces definidos.

En la figura 3 se representa la distribución de los índices topográficos de las cuencas de Aixola y Oiartzun frente al porcentaje de área de las cuencas que queda por encima de ese valor.

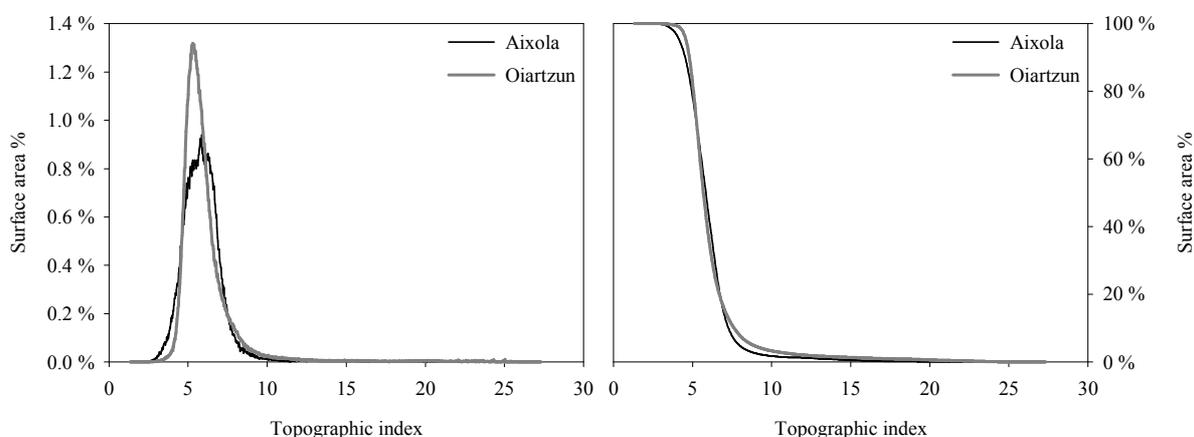


Figura 3 Distribuciones de densidad y acumuladas de los índices topográficos de las cuencas de Aixola y Oiartzun

En la siguiente tabla 1 se anotan los valores mínimos y máximos de los índices topográficos de las cuencas de Aixola y Oiartzun y los valores de los parámetros de ajuste de la función de distribución Beta.

Tabla 1 Valores para determinar la función de ajuste de índices topográficos de las cuencas de Aixola y Oiartzun.

	Aixola	Oiartzun
IT_{Min}	1.550	1.325
IT_{Max}	25.653	27.332
p_1	57.800	75.814
q_1	12.703	15.989

En la figura 4 se representan las distribuciones acumuladas reales de las cuencas frente a las obtenidas mediante el ajuste de la función Beta.

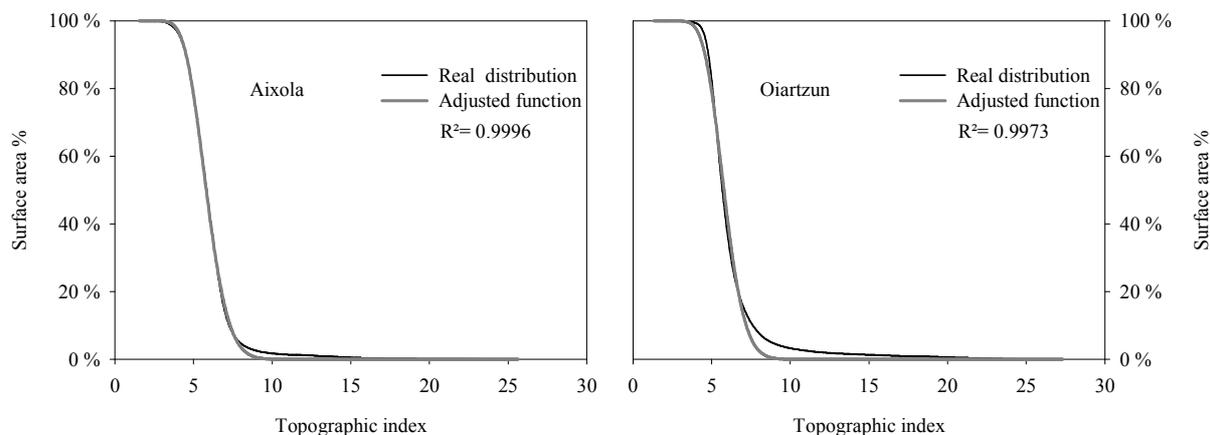


Figura 4 Funciones de ajuste y de distribución del índice topográfico de las cuencas de Aixola y Oiartzun

3.3 Características de los eventos

Se han seleccionado eventos de gran magnitud y larga duración comprobando que no hayan sido producidos por precipitaciones de nieve. Aunque el modelo R³GeM simula tanto la escorrentía superficial como subsuperficial no tiene en cuenta el flujo base o flujo subterráneo que pueda existir en la cuenca, por lo que para poder comparar las simulaciones con los datos registrados se ha estimado el flujo subterráneo en cada uno de los eventos. La extracción del flujo base se ha realizado utilizando un filtro recursivo calibrado, concretamente, el propuesto por Eckhardt (2005) de dos parámetros. De la serie de datos disponible se han seleccionado una serie de treinta y siete eventos de la cuenca de Aixola y quince eventos de la cuenca de Oiartzun.

4 Aplicación del Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model

La bondad del ajuste de los hidrogramas simulados se representan respecto a la eficiencia definida por Nash y Sutcliffe (1970).

$$E = 1 - \frac{\sum_{j=1}^m [Q_{ob,j} - Q_{si,j}]^2}{\sum_{j=1}^m [Q_{ob,j} - \overline{Q_{ob}}]^2} \quad [15]$$

donde $Q_{ob,j}$ es el caudal observado, $Q_{si,j}$ es el caudal simulado y $\overline{Q_{ob}}$ es el caudal medio observado.

Para la maximización de la eficiencia se ha utilizado el método de Powell (1964) adaptado a varias variables (Press, 1986). Se ha realizado la aplicación del modelo a las cuencas de Aixola y Oiartzun mediante una optimización de sus cinco parámetros que son: la capacidad de almacenamiento máxima de la cuenca, S_c , la relación del almacenamiento inicial con respecto a la capacidad máxima de almacenamiento, S_0 / S_c , la proporción de agua infiltrada que queda retenida y no circula subsuperficialmente, ϕ , el tiempo medio de circulación de la escorrentía subsuperficial, τ_{sb} , y el tiempo medio de circulación de la escorrentía superficial, τ_s .

Una vez aplicada la optimización a cada uno de los eventos se han conseguido el conjunto de parámetros óptimo para cada uno de ellos.

En la figura 5 se representan la eficiencia y la distribución de estos parámetros con los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 %.

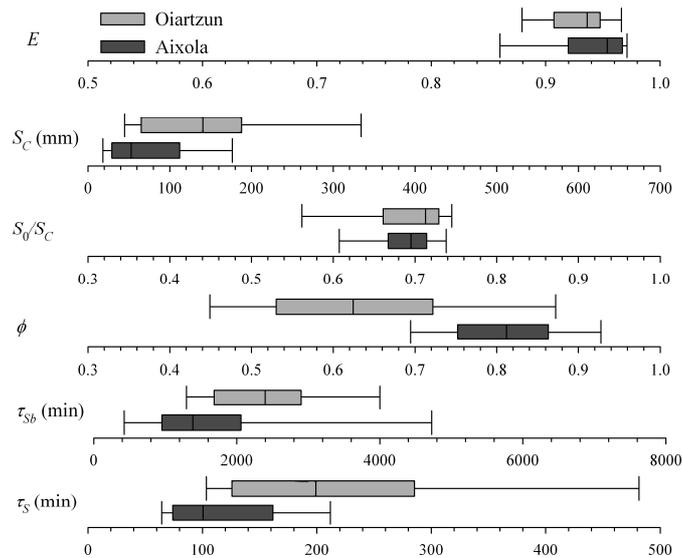


Figura 5 Eficiencia y distribución de los parámetros óptimos de los eventos

Se puede comprobar que las simulaciones realizadas por el modelo R³GeM alcanzan, de manera global, valores de eficiencia muy elevados, con una media de 0.9343 para los eventos de la cuenca de Aixola y de 0.9280 para los de la cuenca de Oartzun.

En los siguientes gráficos, figura 6 y figura 7, se han representados las simulaciones óptimas de nueve eventos estudiados, tanto los de la cuenca de Aixola como los de Oartzun.

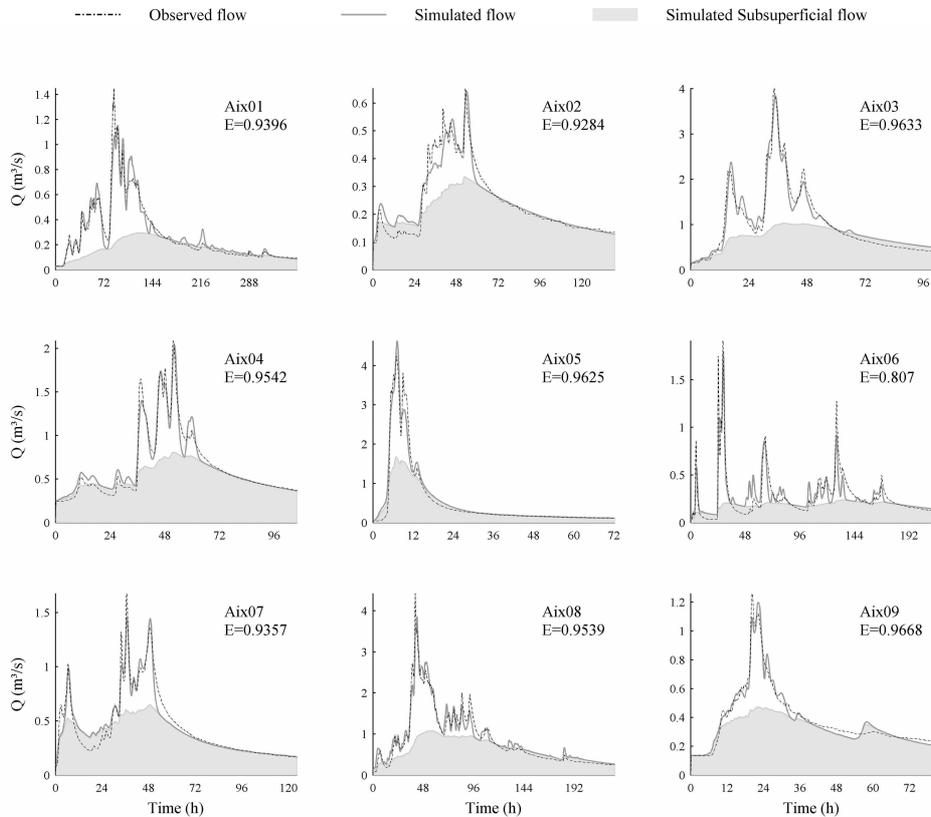


Figura 6 Simulaciones óptimas de nueve eventos de Aixola

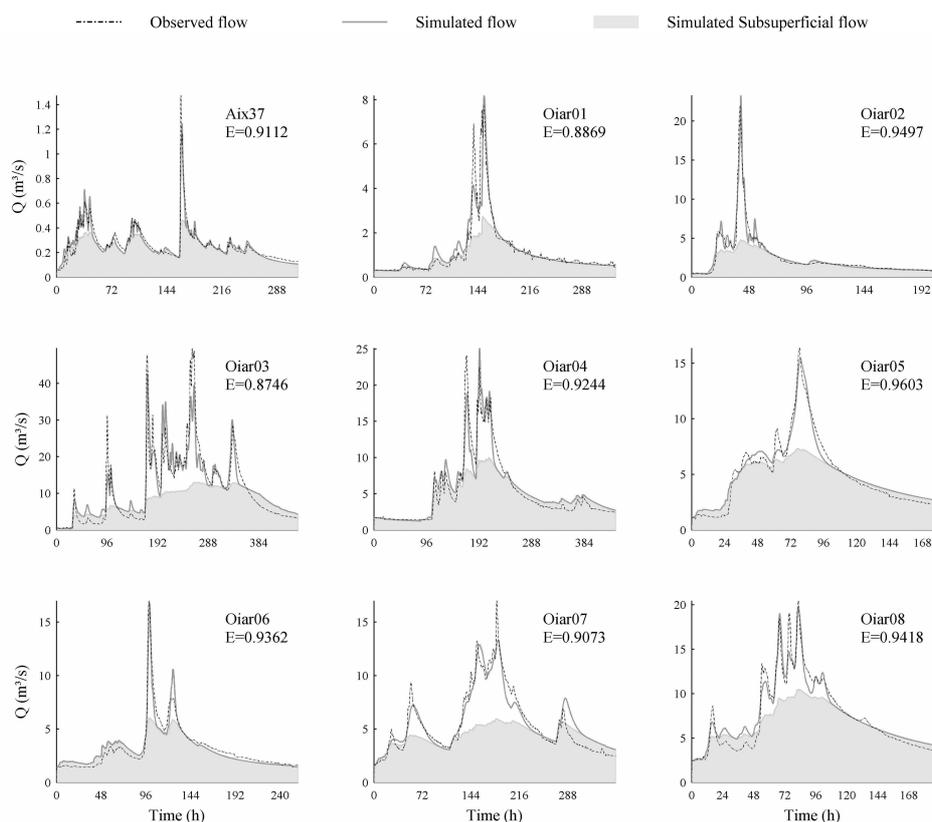


Figura 7 Simulaciones óptimas de nueve eventos de Oiartzun

5 Conclusiones

En este artículo se ha presentado y analizado un modelo de simulación de escorrentía de eventos para zonas húmedas denominado Reservoir Rainfall-Runoff Geomorphological Model, R3GeM. En estas zonas húmedas la saturación del terreno es el principal mecanismo de la generación de la escorrentía superficial. Para determinar las zonas que están saturadas, el modelo aplica una relación basada en el índice topográfico, entre el almacenamiento de la cuenca y la superficie saturada. El modelo separa la precipitación en escorrentía superficial por saturación, escorrentía subsuperficial y pérdidas; y realiza la circulación de la escorrentía superficial y subsuperficial. Al tratarse de un modelo de eventos, ciertos procesos no se han tratado de manera individualizada. Así, no se realiza la simulación de la evapotranspiración y la escorrentía subterránea que se engloban como pérdidas. Tampoco se han considerado la interceptación de la vegetación, la retención superficial y la escorrentía superficial Hortoniana. Por supuesto, el hecho de obviar algunos de los procesos limita el uso del modelo. Por una parte al no incluir las pérdidas por la interceptación de la vegetación y la retención superficial se subestiman las pérdidas, que en determinados casos pueden resultar muy elevadas. Por ello el modelo no debería aplicarse a eventos muy cortos donde proporcionalmente estas pérdidas pueden ser más importantes, no por lo menos sin incluir unas abstracciones iniciales. El modelo R³GeM tiene cinco parámetros que son: la capacidad de almacenamiento máxima de la cuenca, S_C , la relación del almacenamiento inicial con respecto a la capacidad máxima de almacenamiento, S_0 / S_C , la proporción de agua infiltrada que queda retenida y no circula subsuperficialmente, ϕ , el tiempo medio de circulación de la escorrentía subsuperficial, τ_{sb} , y el tiempo medio de circulación de la escorrentía superficial, τ_s . Para poder aplicar y analizar el modelo R3GeM se han seleccionado treinta y siete eventos de la cuenca de Aixola y quince de la cuenca de Oiartzun a los que se les ha extraído el flujo base. Se ha aplicado y optimizado el modelo a los eventos seleccionados concluyendo que: El modelo R³GeM ha aportado resultados muy satisfactorios en las simulaciones, con valores de eficiencia muy elevados. Una media de 0.9343 para los eventos de la cuenca de Aixola y de 0.9280 para los de la cuenca de Oiartzun. Se considera que es válido para simular el proceso lluvia-escorrentía de eventos en zonas húmedas.

Referencias

- Agirre, U., Goñi, M., Lopez, J.J., Gimena, F.N., 2005. Application of a unit hydrograph based on subwatershed division and comparison with Nash's instantaneous unit hydrograph. *Catena*, 64(2-3): 321-332.
- Aron, G., White, E.L., 1982. Fitting a gamma distribution over a synthetic unit hydrograph. *Water Resour. Bull.*, 18(1): 95-98.
- Band, L.E., Patterson, P., Nemani, R. y Running, S.W., 1993. Forest ecosystem processes at the watershed scale: incorporating hillslope hydrology. *Agricultural and Forest Meteorology*, 63(1-2): 93-126.
- Beven, K.J. y Kirkby, M.J., 1979. Physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull Sci Hydrol*, 24(1): 43-69.
- Beven, K. y Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5): 1311-1325.
- Beven, K., 1994. TOPMODEL and GRIDTAB: A user's guide to the distribution versions (94.01). Tech. Rep. TR/10/94.
- Chen, X., Chen, Y.D. y Xu, C.Y., 2007. A distributed monthly hydrological model for integrating spatial variations of basin topography and rainfall. *Hydrological Processes*, 21(2): 242-252.
- Dunne, T. y Black, R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res.*, 6(2): 478-490.
- Dunne, T., Moore, T.R. y Taylor, C.H., 1975. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrol Sci BULL Sci Hydrol*, 20(3): 305-327.
- Eckhardt, K., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. *Hydrological Processes*, 19(2): 507-515.
- Kirkby, M.J. y Chorley, R.J., 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 12(3): 5-21.
- Kirkby, M.J. y Weyman, D.R., 1974. Measurements of contributing area in very small drainage basins. In: U.o.B. Department of Geography (Editor).
- Lloyd, C.D. y Atkinson, P.M., 2002. Deriving DSMs from LiDAR data with kriging. *International Journal of Remote Sensing*, 23(12): 2519-2524.
- López, J.J., Gimena, F.N., Goñi, M., Agirre, U., 2005. Analysis of a unit hydrograph model based on watershed geomorphology represented as a cascade of reservoirs. *Agricultural Water Management*, 77(1-3): 128-143.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3): 282-290.
- Nearing, M.A., Ascough, L.D. y Chaves, H.M.L., 1989. WEPP model sensitivity analysis. USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP): Hillslope Profile Version: 14.1-14.33.
- Piñol, J., Beven, K. y Freer, J., 1997. Modelling the hydrological response of mediterranean catchments, Prades, Catalonia. The use of distributed models as aids to hypothesis formulation. *Hydrological Processes*, 11(9): 1287-1306.
- Powell, M.J.D., 1964. An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives. *The Computer Journal*, 7: 155-162.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., 1986. Direction Set (Powell's) Methods in multidimensions. *Numerical Recipes in Fortran 77: the Art of Scientific Computing*: 406-413.
- Schäuble, H., 2003. Hydrotools 1.0 for ArcView, Technical University of Darmstadt.
- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M. y Shimizu, T., 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: A linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14(3): 369-385.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Noguchi, S. y Hosoda, I., 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, 30(4): 879-890.
- Wolock, D.M. y McCabe Jr, G.J., 1995. Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31(5): 1315-1324.
- Yue, S. y Hashino, M., 2000. Unit hydrographs to model quick and slow runoff components of streamflow. *Journal of Hydrology*, 227(1-4): 195-206.