

# **ADAPTACIÓN DEL MODELO GR3 A UN MODELO DISTRIBUIDO POR ISOCRONAS PARA SIMULACIÓN DE CRECIDAS. APLICACIÓN A LA CUENCA DEL RÉAL COLLOBRIER.**

**Jaime I. Vélez (\*), Felix Francés (\*\*), Jaques Lavabre (\*\*\*) y Marino Puriccelli (\*\*)**

(\*) Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín

(\*\*) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia.

(\*\*\*) CEMAGREF, División de Aix-en-Provence, Francia.

## **RESUMEN**

En este artículo se presenta un modelo conceptual distribuido para la simulación de las crecidas. Este modelo se ha configurado utilizando el esquema conceptual del modelo GR-3H para la producción de escorrentía y un modelo distribuido por isocronas para la traslación de la onda. Se ha calibrado el modelo para la cuenca del Real Collobrier, donde se obtienen muy buenos resultados. El modelo distribuido se ha comparado con su equivalente agregado mejorando sensiblemente los resultados.

## **ABSTRACT**

A distributed conceptual model for simulation of floods is presented. The model configuration utilizes both the conceptual scheme of the GR3H model for the runoff production, and a distributed-by-isocrones model for the wave translation. The model has been calibrated for the Réal Collobrier River basin, and very good results are obtained. The outputs from the distributed model are sensibly better when compared to its equivalent aggregated model.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los desarrollos recientes en los campos de la teledetección y los sistemas de información geográfica, han facilitado la adquisición y el manejo de información espacialmente distribuida. El uso creciente de estas técnicas obliga a la hidrología como a otras disciplinas, no solo a incorporar nuevas metodologías, sino a revisar los métodos tradicionales para aprovechar las ventajas de estas nuevas técnicas. El caso de los modelos precipitación - escorrentía no es ajeno a esta tendencia y cada vez que aparecen nuevos modelos distribuidos se popularizan los ya existentes; entre estos se destacan los modelos que simulan detalladamente y con base física los distintos procesos en la cuenca (Abbott et al., 1986). Dichos modelos han generado grandes expectativas entre los técnicos que pretenden utilizar estas herramientas, entre otros fines, para la simulación o la predicción de crecidas.

En muchos casos, estos modelos no pueden ser utilizados razonablemente a la escala de la cuenca, ya que requieren información muy completa acerca de los distintos elementos que gobiernan la respuesta hidrológica. Este nivel de información nunca se tiene en su totalidad, lo que obliga a completarla mediante un proceso de calibración y verificación. Sin discutir el gran valor de estos modelos, es claro que en pocas oportunidades se puede aprovechar su potencial, debido a su complejidad. Cuando se requieren resultados en períodos de tiempo cortos y a costos moderados, los técnicos muchas veces regresan a los procedimientos convencionales de la modelación agregada o quasi-distribuida, sin obtener mayor provecho de la información distribuida.

En hidrología es de gran importancia la utilización de la escala, y es claro que en las distintas escalas espacio - temporales no todos los procesos son igualmente determinantes, ni todas las variables son efectivas. En muchas circunstancias, un modelo conceptual distribuido adaptado a la escala adecuada de los procesos determinantes de la respuesta hidrológica durante un evento de crecida, puede ser tan preciso como un modelo distribuido de base física y, varios órdenes de magnitud más económico y fácil de utilizar (Beven, 1989).

Francés y Benito (1995) presentaron un modelo distribuido conceptual de pocos parámetros para la escorrentía superficial denominado "Palancia". Este modelo tiene dos submodelos, uno para la infiltración y el otro para la traslación de la escorrentía directa. El submodelo de infiltración se basa en la ecuación empírica del SCS, mientras que el submodelo de la traslación se basa en el hidrograma unitario distribuido de Clark. Este modelo sólo requiere dos parámetros de calibración: un factor para modificar globalmente los tiempos de viaje y un factor para modificar el umbral de escorrentía (parámetro derivado del número de curva propuesto por Témez, 1978). Una versión posterior del modelo, denominada SIMDIS e implementada en el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX en su programa SIMPA (Estrela y Quintas 1996), considera dos componentes del flujo (la escorrentía directa y el flujo base durante el evento), de tal forma que los parámetros a calibrar son: un factor modificador para el umbral de escorrentía, un factor para modificar el hidrograma unitario, un coeficiente de descarga para el flujo base y un factor de área efectiva de cuenca para efectos de la recarga.

La obtención de la escorrentía basada en el método del SCS presenta algunos inconvenientes por la dependencia del Número de Curva (o del umbral de escorrentía) a las condiciones de humedad antecedente (Francés y Benito, 1995). Estos inconvenientes se resuelven parcialmente mediante el factor que re-escaliza el umbral de escorrentía para representar las condiciones iniciales en cada evento, permitiendo resultados satisfactorios en tormentas simples y en el primer pico de tormentas complejas. Esta solución no es suficiente en todos los casos, especialmente en los otros picos de las tormentas complejas donde el comportamiento del modelo es deficiente.

Pese a estas limitaciones se considera que el concepto global y el submodelo de traslación, que se basa en el mapa de isocronas, son sencillos y eficientes, siendo necesario mejorar el submodelo de producción de escorrentía en la celda. Se justifica así, la exploración de otros esquemas conceptuales más robustos para la producción de escorrentía en la celda y su incorporación a lo que se ha denominado modelación distribuida por isocronas. En este artículo se presenta un modelo distribuido por isocronas configurado con el esquema del modelo GR3H y su aplicación a la de la cuenca del Réal Collobrier, donde en forma agregada ya Arnaud y Lavabre (1993) han presentado buenos resultados.

## 2. EL MODELO GR3

Mas que del modelo se debería hablar de los modelos GR3 dadas las distintas versiones según la escala temporal de aplicación: GR3H para la escala horaria, GR3J para la escala diaria, y GR3M para la escala mensual. Estos modelos

conceptuales globales de 3 parámetros (Makhlouf, 1994) se basan en la hipótesis que la cuenca vertiente se comporta como una caja negra donde la señal de entrada es la lluvia y la señal de salida es el caudal. Todos estos modelos responden a un mismo esquema que consta de 2 tanques, pero con ligeras diferencias entre ellos. En la Figura 1 se ilustra el esquema del modelo GR3H.

Un primer tanque representa el almacenamiento capilar en el suelo (Michel, 1989) y tiene la función de producción. Este tanque está caracterizado por un solo parámetro A que representa su capacidad de almacenamiento máxima en mm. El valor del almacenamiento en este tanque determina el reparto de la lluvia en dos flujos: el primero ingresa en este tanque como almacenamiento pasivo, mientras que el segundo flujo (que se puede considerar como lluvia neta) pasa al submodelo de propagación de la escorrentía (superficial y de flujo base). Este reparto se realiza de acuerdo con la siguiente expresión:

$$P_n = P \left( \frac{S}{A} \right)^2 \quad (1)$$

donde  $P_n$  es la lluvia neta (fracción de la lluvia que formará la escorrentía total),  $S$  es el almacenamiento pasivo actual en el suelo y  $A$  es la capacidad máxima de almacenamiento. Al incrementar el almacenamiento pasivo del suelo se ingresa la diferencia entre la precipitación total y la lluvia neta.

En la versión diaria GR3J, el valor del almacenamiento pasivo en el suelo es regulado por la evapotranspiración. En cada intervalo de tiempo se actualiza el volumen almacenado en el primer tanque restándole la evapotranspiración real en el

período. La relación entre evapotranspiración real y potencial se rige por la siguiente expresión:

$$E = Evp(A/S)^{0.5} \quad (2)$$

En la versión horaria del modelo GR3H la evapotranspiración se considera insignificante y no se tiene en cuenta (Arnaud y Lavabre, 1993).

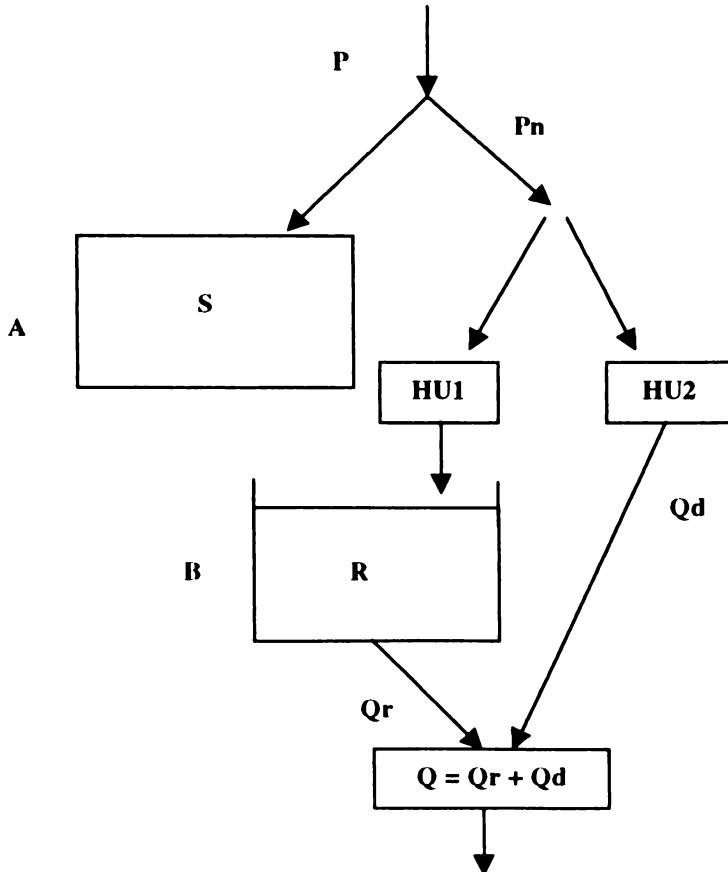


FIGURA 1. Esquema del Modelo GR3H

El submodelo de propagación comprende dos salidas paralelas a las que asignan fracciones de la lluvia neta. La fracción más importante (considerada siempre del 90% de la lluvia neta) transita a través de un primer hidrograma unitario HU1 para llegar a un segundo tanque no lineal (que representa el almacenamiento de agua gravitatoria en el suelo), con capacidad máxima B. Este tanque es el responsable del flujo base. La segunda parte de la lluvia neta (considerada del 10% sobre el total) transita a través de un segundo hidrograma

unitario HU2 y se conecta directamente con la salida para formar el caudal de escorrentía directa. La versión mensual GR3M no requiere de los dos hidrogramas de los modelos horario y diario.

Los dos hidrogramas unitarios se construyen con un solo parámetro C, que está relacionado con el tiempo de retardo entre la precipitación y el caudal. Este parámetro es común para los dos hidrogramas para los que se han propuesto las siguientes ecuaciones:

Para el HU1:

$$\begin{aligned} q(t) &= \frac{3}{C} t^2 & \text{si } 0 < t \leq C \\ q(t) &= 0 & \text{si } C < t \end{aligned} \quad (3)$$

Para el HU2:

$$\begin{aligned} q(t) &= \frac{3t^2}{2C^2} & \text{si } 0 < t \leq C \\ q(t) &= \frac{3(2C-t)^2}{2C^3} & \text{si } C < t \leq 2C \\ q(t) &= 0 & \text{si } 2C < t \end{aligned} \quad (4)$$

Por último, el tanque que produce el flujo base tiene un comportamiento no lineal de acuerdo con la siguiente expresión:

$$Q_r = R \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{R}{B} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\} \quad (5)$$

De tal forma que el hidrograma en el punto de desagüe es la suma del caudal base  $Q_r$  y de la escorrentía directa  $Q_d$  (obtenida por convolución del 10% de la lluvia neta con HU2).

### 3. ADAPTACIÓN DEL GR3 A LA MODELACIÓN DISTRIBUIDA POR ISOCRONAS

#### 3.1. Aspectos Generales de la Modelación Distribuida por Isocronas

Para una cuenca discretizada en celdas rectangulares y con cualquier esquema de producción de escorrentía, la modelación distribuida por isocronas representa la traslación de la escorrentía desde cada celda donde se produce hasta la salida de la cuenca mediante el hidrograma unitario

distribuido (Maidment, 1993). Esta modelación permite incluir la distribución espacial de la precipitación, de la estructura de la red de drenaje y de la información disponible acerca de la heterogeneidad espacial de algunos elementos que determinan la respuesta hidrológica de la cuenca.

Con este tipo de modelación se requieren dos capas de información: un mapa de indicadores de tipo de suelo, y otro de isocronas. Dada la variabilidad espacial de estas características esta información se almacenará en formato raster. El indicador del tipo de suelo en cada una de las celdas permite definir los parámetros del modelo de producción que se estén manejando. El mapa de isocronas está definido como los tiempos de viaje desde cada celda hasta la salida de la cuenca.

Los registros de precipitación se discretizan en el tiempo con el mismo intervalo de discretización del mapa de isocronas. Para cada intervalo de tiempo se obtiene la precipitación distribuida sobre la cuenca interpolando la precipitación de las distintas estaciones de registro en la región, para cada una de las celdas. Desde un punto de vista práctico, la interpolación se suele realizar por el método del inverso de la distancia elevado a una potencia (Tabios y Salas, 1985).

Con los valores de la precipitación para cada celda, se realiza el balance del almacenamiento en el suelo y la distribución de las distintas componentes de la escorrentía para cada intervalo de tiempo. De esta forma se considera implícitamente que todos los procesos de producción ocurren en la celda y que la transferencia se hace a través de la red de drenaje.

En las aplicaciones anteriores “Palancia” y SIMDIS, se utiliza como mapa de indicadores del tipo de suelo un mapa con la información del umbral de escorrentía (Francés y Benito, 1995). El valor del umbral de escorrentía para cada una de las celdas se obtiene con base en la pendiente (obtenida a partir de un Modelo de Elevación Digital del Terreno o MDT), edafología (obtenida a partir de mapas litológicos y con visitas de campo) y la vegetación.

El mapa de isocronas se calcula previamente en un módulo externo al modelo. En este módulo se procesa el MDT para obtener de cada celda la dirección de flujo, la pendiente, las distancias intercela y el área de drenaje acumulada (DIHMA, 1996). Para calcular la velocidad, este módulo incluye diversas opciones basadas en la ecuación de Manning, donde la velocidad es función de la pendiente del terreno y de las características geométricas del cauce. Estas características se pueden obtener con base en la geometría hidráulica, en función del área drenada a través de cada celda y suponiendo que, durante el evento, se tienen condiciones de cauce a sección llena. El resultado general es una expresión del tipo:

$$V = K_v A_d^m s^n \quad (6)$$

donde  $V$  es la velocidad del flujo a la salida de la celda,  $A_d$  es el área de drenaje acumulada,  $s$  es la pendiente,  $m$  y  $n$  son parámetros del modelo de geometría hidráulica,  $K_v$  es una constante que se utiliza para calibrar esta expresión, por ejemplo, fijando el tiempo de concentración mediante alguna expresión empírica.

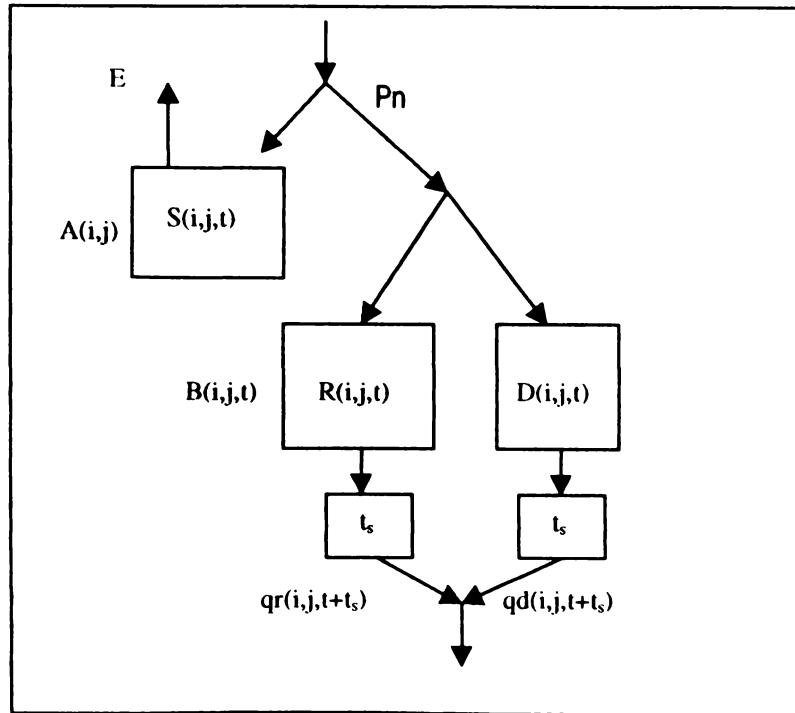
### 3.2. Adaptación del Esquema GR3H

En este artículo se ha adaptado el esquema conceptual del modelo agregado de precipitación escorrentía GR3 al modelo distribuido por isocronas tal como se describe a continuación (Figura 2).

El primer tanque encargado de la función de producción se distribuyó a nivel de celda. Cada celda tendrá su respectivo valor de capacidad de almacenamiento pasivo máximo  $A(i,j)$  y una variable de estado representa el nivel del almacenamiento en esa celda  $S(i,j,t)$  durante un periodo de tiempo. En cada celda, la precipitación neta  $P_n(i,j,t)$  del suelo es función del déficit de humedad en el suelo y del valor de la precipitación de acuerdo a la ecuación 1.

Aunque el esquema horario del modelo GR3H no considera la evapotranspiración, por considerarla insignificante durante el evento, en la adaptación al modelo distribuido se introdujo este elemento por considerar que puede permitir una mejor representación de las tormentas complejas y, en general, una mejor representación de las condiciones iniciales y de las recessiones largas. El almacenamiento en el suelo en cada celda se actualiza al restar la evapotranspiración ( $E$ ) que es función de la evapotranspiración potencial ( $Evp$ ) y de la cantidad almacenada en el suelo ( $S$ ) de acuerdo a la ecuación 2.

La precipitación neta en cada celda se reparte en dos fracciones predeterminadas, así: un (10%) constituye el aporte de la celda al flujo de escorrentía directa y el 90%, el aporte de la celda al almacenamiento de la cuenca para la producción del caudal base.



**FIGURA 2.** Esquema de la adaptación del modelo GR3H a celdas distribuidas.

El aporte de cada celda a la escorrentía directa durante un intervalo de tiempo pasa a un embalse lineal. A cada celda le corresponde un embalse lineal con el mismo valor de coeficiente de descarga  $C_d$  para todas las celdas. El valor de  $C_d$  se obtiene por calibración. El desagüe de este embalse  $q_d(i,j,t+ts)$  es la contribución de la celda al caudal de escorrentía superficial, una vez haya transcurrido el número de intervalos de tiempo que toma el viaje desde la celda hasta la salida ( $ts$ ). El caudal de escorrentía para toda la cuenca,  $Q(t)$ , en un intervalo de tiempo, se obtiene al sumar la componente de escorrentía que todas las celdas producen para ese intervalo. Este procedimiento implica que se ha reemplazado el hidrograma unitario sintético HU2 por un hidrograma unitario espacialmente distribuido, combinación de un embalse lineal y un mapa de isocronas (que se puede denominar como su equivalente en modelación agregada hidrograma unitario distribuido de Clark). Para el flujo base a cada celda se asigna un

tanque no lineal con capacidad máxima  $B(i,j)$ . Para obtener el flujo base en función del volumen almacenado en este tanque se ha utilizado la ecuación 5. El volumen de flujo base que produce cada una de las celdas es transitado hasta la salida a través del mapa de isocronas. En este caso, se ha reemplazado el hidrograma unitario HU1 a la entrada del embalse no lineal por un hidrograma de isocronas a la salida del mismo.

Con este modelo conceptual de producción de escorrentía se debe clasificar el suelo de cada celda en función de dos características: la capacidad de almacenamiento capilar del suelo en la celda y el tiempo de residencia del agua gravitacional que ingresa al suelo en la respectiva celda. Se ha considerado que los valores de los parámetros  $A$  y  $B$  para cada celda se pueden obtener en función del índice del suelo mediante las siguientes expresiones:

$$A = K_a (I_s)^{na} \quad (7)$$

$$B = K_b (I_s)^{nb} \quad (8)$$

Donde  $K_a$ ,  $na$ ,  $K_b$  y  $nb$  se pueden obtener por calibración.

De acuerdo a lo descrito, se puede considerar a este modelo como distribuido a nivel celda para la precipitación, el almacenamiento en el suelo, la escorrentía directa y el flujo base. Se necesitan seis parámetros para calibrar:  $K_v$ ,  $K_a$ ,  $K_b$ ,  $na$ ,  $nb$  y  $C_d$ . El mapa de isocronas y el de indicadores del tipo de suelo no se consideran parámetros, sino que forman parte de la descripción de la cuenca.

#### 4. PREPARACIÓN DE LA INFORMACIÓN

La cuenca que se ha utilizado en este artículo es la del Réal Collobrier, situada en el macizo de Maures al sur de Francia y densamente instrumentalizada por el CEMAGREF, con 17 pluviógrafos y 11 estaciones de aforo. Esta cuenca tiene una superficie de 70 km<sup>2</sup>.

Del gran número de eventos registrados por el CEMAGREF, se han utilizado 9 con una precipitación superior a 200 mm. Para cada evento se ha utilizado información con resolución horaria y procedente de 9 pluviógrafos y de 1 estación limnigráfica.

La información espacial disponible en soporte informático ha sido el MDT y el mapa de vegetación. Adicionalmente se contó con dos mapas en papel que se digitalizaron; el mapa geológico a escala 1:50.000 y un mapa con los valores de capacidad de almacenamiento hídrico en la subcuenca de Maurès (Curt, 1993). El

mapa de edafología se obtuvo a partir de la distribución hipsométrica y las observaciones de campo, complementada con la información parcial de las capacidades de almacenamiento.

Se convirtió toda la información espacial a formato ráster, siendo el tamaño de la celda de 100x100 m. Con este tamaño se garantiza en esta cuenca que la escorrentía alcanza dentro de la celda algún elemento de la red de drenaje.

Con la ayuda de un Sistema de Información Geográfica se hizo el mapa de indicadores de suelo  $I_s$ , clasificando el suelo en diez categorías. Este índice de suelo (Figura 3) se ha definido de tal manera que crece en función de la capacidad de almacenamiento, basándose en las capas de vegetación, suelos, litología y pendiente. A partir del MDT se obtuvo el mapa de isocronas (Figura 4) con la hipótesis de velocidad constante (m y n nulos en la ecuación 6).

#### 5. CALIBRACIÓN Y VALIDACIÓN DEL MODELO

Los parámetros de propagación (C en el modelo agregado y  $K_v$  y  $C_d$  en el distribuido) se fijaron previamente para obtener un tiempo de desfase de 3 horas. Los resultados no son sensibles a la variación de estos parámetros.

Para la calibración del resto de parámetros se han utilizado los eventos 1 y 6, siendo el resto eventos de validación (Figura 6). En el evento 1 se realizó una calibración automática (minimizando el error cuadrático medio) y se obtuvieron diversos óptimos locales. El evento 6 se utilizó para seleccionar el grupo de parámetros óptimo. Los resultados se representan gráficamente en la Figura 5.

Réal Collobrier - Índices de tipo de suelo

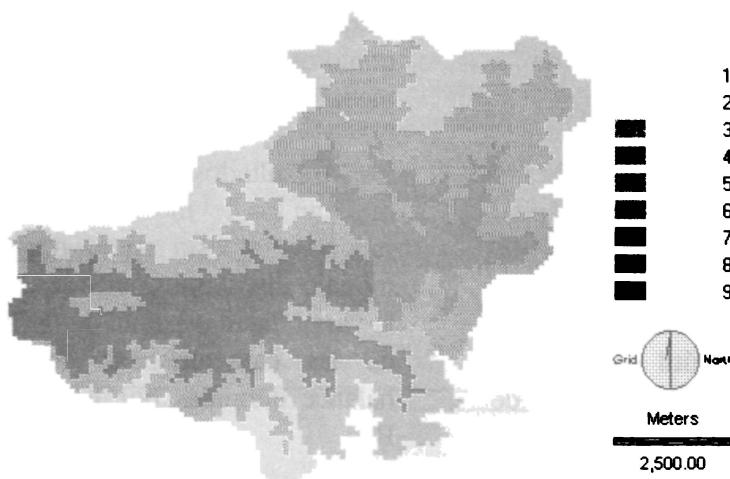


FIGURA 3. Índice de Tipos de Suelo.

Réal Collobrier- Mapa de Isocronas



FIGURA 4. Mapa de Isocronas

El modelo agregado se implementó no solamente como elemento de comparación con el modelo distribuido, sino también para disponer de unos primeros estimadores de los parámetros A y B. La calibración conjunta de los eventos 1 y 6 no fue posible con el modelo agregado, por lo que los resultados en el evento 6 son deficientes. La razón fundamental es la diferente distribución espacial de la

escorrentía, que no puede tenerse en cuenta en un modelo agregado. En cuanto a validación, ésta es satisfactoria en los eventos 2, 4 y 7, mientras que se encuentra algún tipo de deficiencia en los eventos 3 y 8 por tener un pico muy bajo, 5 al retrasar el pico en el tiempo, y 9 por recesión muy alta.

El modelo distribuido pudo ser calibrado adecuadamente en los eventos 1 y 6. La validación es buena en todos los eventos excepto en el 8, probablemente debido a la discretización temporal empleada de 1 hora.

En el modelo agregado el valor calibrado del parámetro A (almacenamiento capilar máximo) es muy grande, entorno a 1000 mm, que no parece realista si se le compara con los valores para la capacidad de almacenamiento de agua útil en el suelo obtenida por Curt en la subcuenca de Maurès (que oscilan entre 0 y 200 mm con un promedio entorno a 80 mm). Se puede interpretar que este valor de A está incluyendo una buena parte del agua gravitacional que posiblemente tiene un drenaje mas lento.

Para la distribución espacial de los parámetros A y B, la calibración resultó con unos exponentes de las ecuaciones 7 y 8 de valores  $na = 1$  y  $nb = -2$ . El resultado de  $na$  parece lógico al definirse el indicador de suelo creciente con la capacidad almacenamiento. Sin embargo, la dependencia inversa del parámetro B (relacionado con el tiempo de residencia del agua gravitacional) puede no ser generalizable. Al distribuir espacialmente los parámetros A y B, los valores calibrados del parámetro A oscilan entre 40 y 400 mm, que están más de acuerdo con los resultados previos del estudio de Curt.

Por último, se comprobó que los resultados son poco sensibles a la separación de la lluvia neta en flujo base y escorrentía directa en un 90 y 10 % fijo, aunque la modificación de este reparto supone la variación de los valores de los parámetros distribuidos A y B.

## 5. CONCLUSIONES

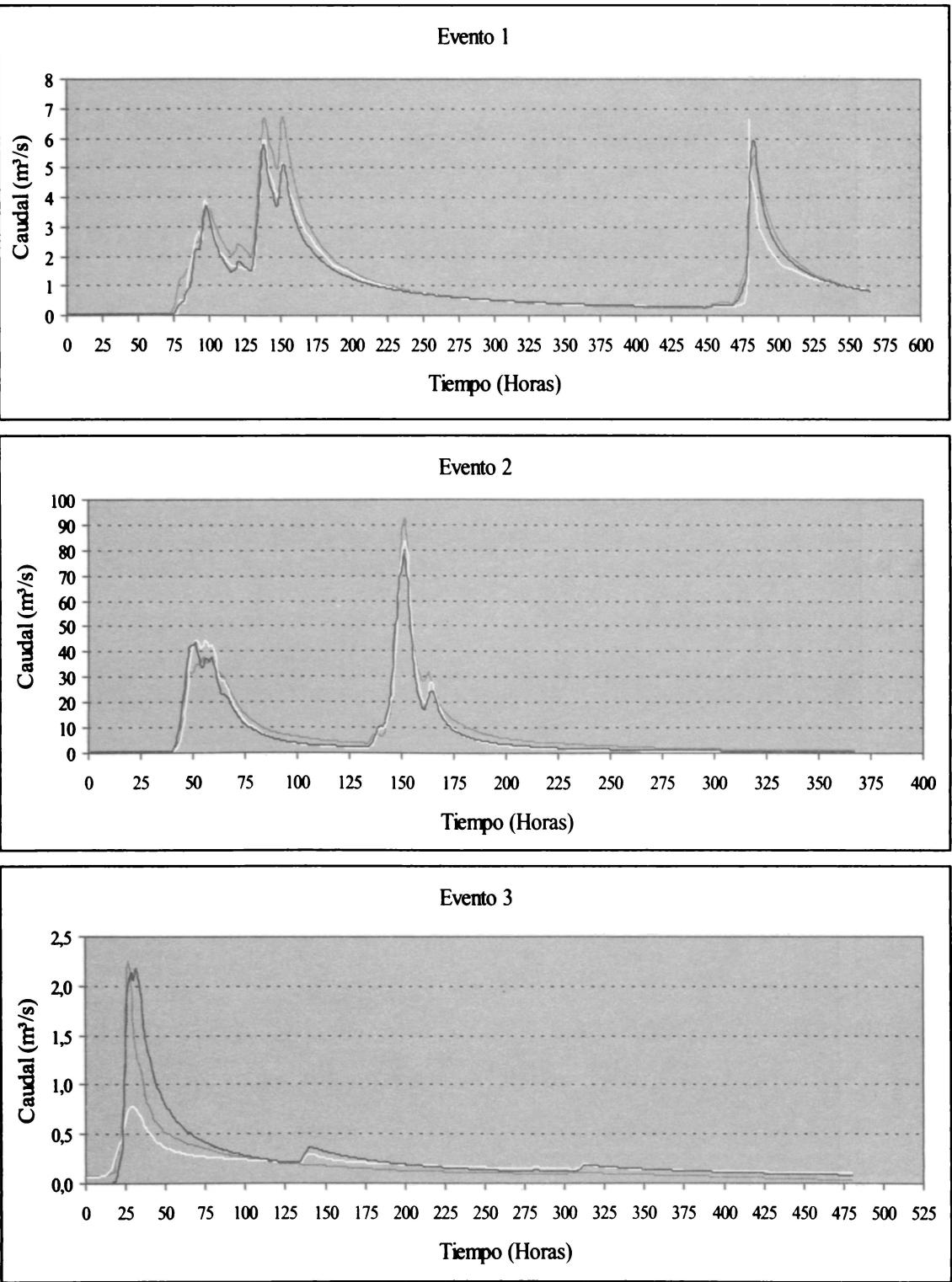
Con ligeras modificaciones, es posible adaptar un modelo conceptual agregado como el GR3H a la modelación distribuida mediante isocronas.

Los resultados del modelo distribuido mejoran los del modelo agregado. La razón fundamental está en el hecho de que el modelo distribuido permite tener en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación y de las características de infiltración y balance definidas por los parámetros A y B.

No parece necesaria la separación del flujo base y escorrentía directa en la escala de resolución horaria. En este caso no se requiere el parámetro  $C_d$  - coeficiente de desagüe del embalse lineal de la escorrentía directa - con lo que quedaría un modelo de cinco parámetros a calibrar.

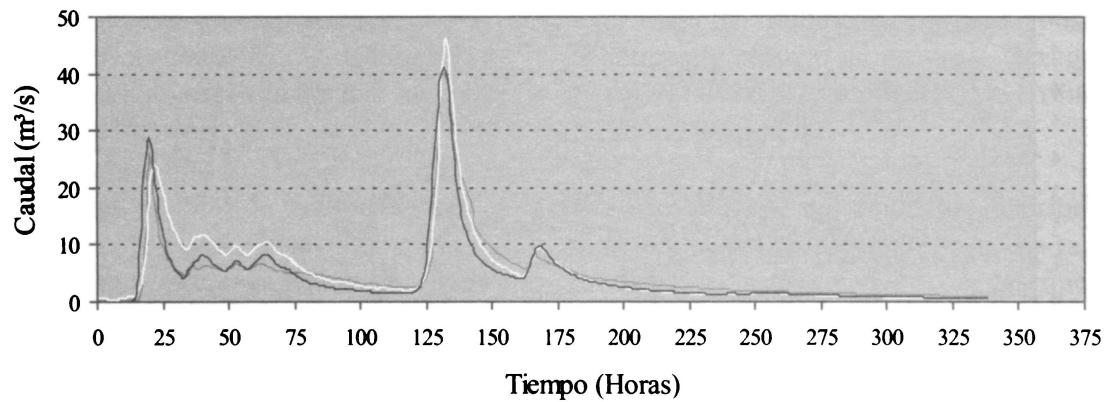
La expresión de la respuesta del flujo base definida por la ecuación 5 ha dado muy buen resultado en la cuenca de Réal Collobrier. El exponente de esta ecuación puede explicar la falta de sensibilidad frente a la separación de la lluvia neta.

Los ajustes obtenidos partir de un mapa de isocronas y de un mapa de índices de suelo son excelentes, si se observan como el resultado de un modelo de caja negra. A la luz de un modelo conceptual esta simplificación puede dar resultados contradictorios y se debe mejorar la información base, introduciendo un mapa de índices del tiempo de respuesta.

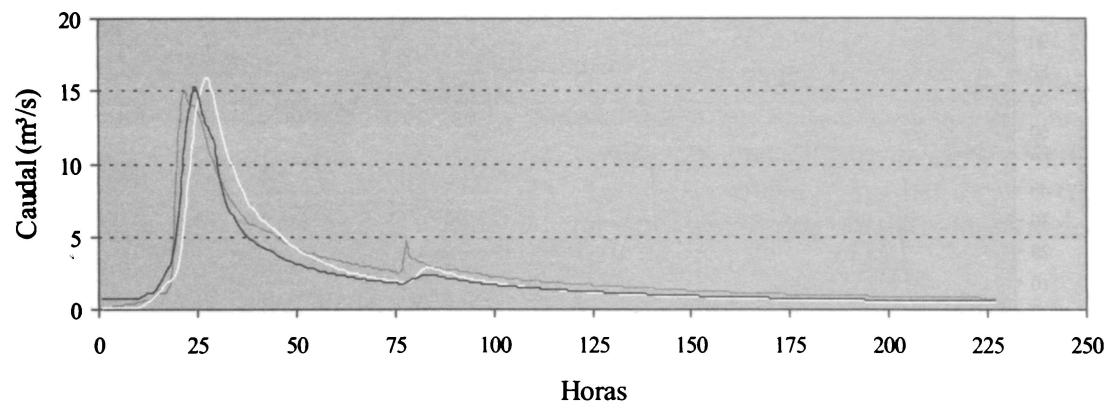


**FIGURA 5. Resultados de la Modelación Agregada y Distribuida en el río Collobrier**

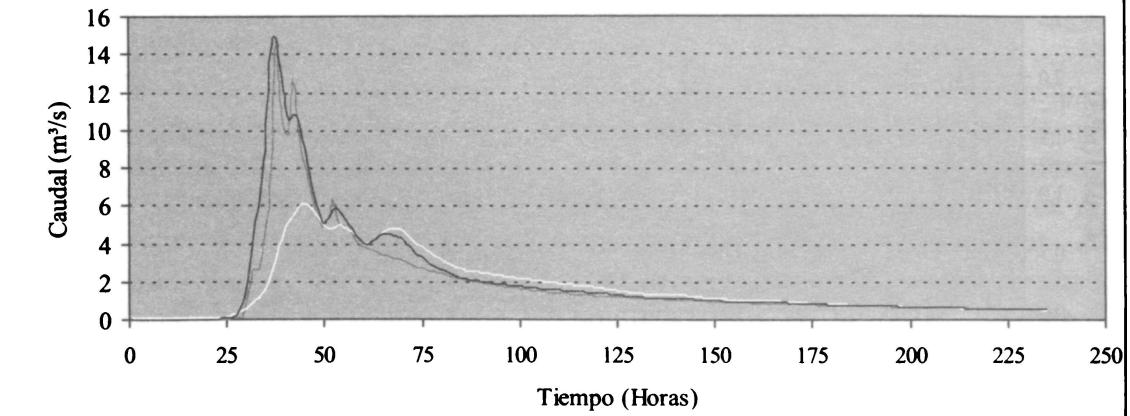
Evento 4



Evento 5



Evento 6



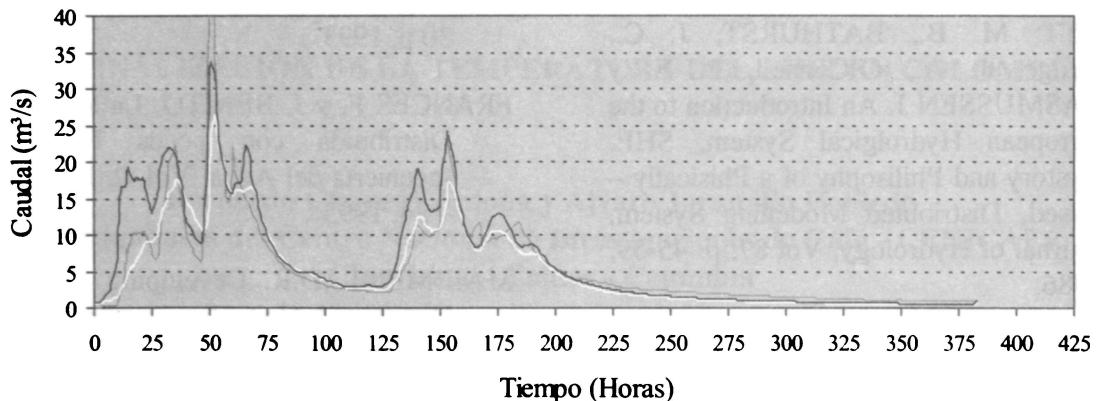
Caudales Observados

Simulados Modelo Agregado

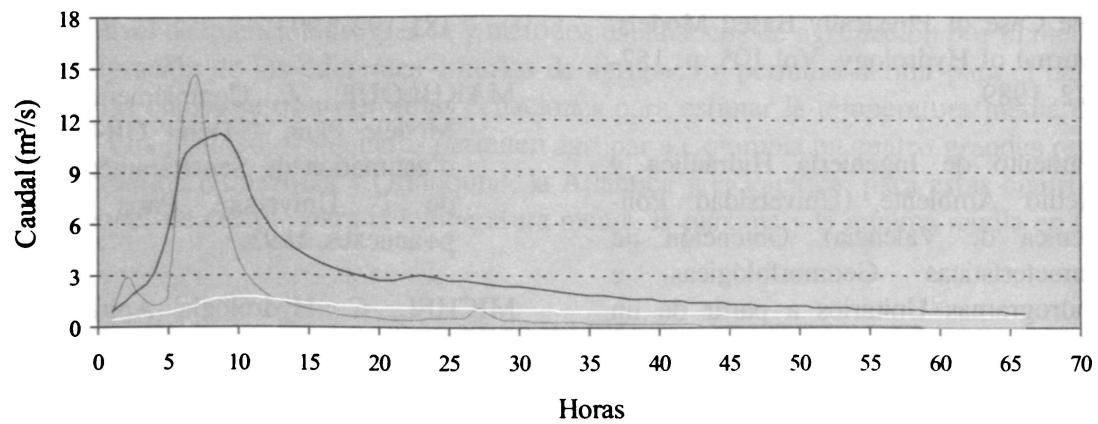
Simulados Modelo Distribuido

FIGURA 5. Continuación. *Las cuadras están en abanico y abarcan el rango de 0 a 1000000000 m<sup>3</sup>*

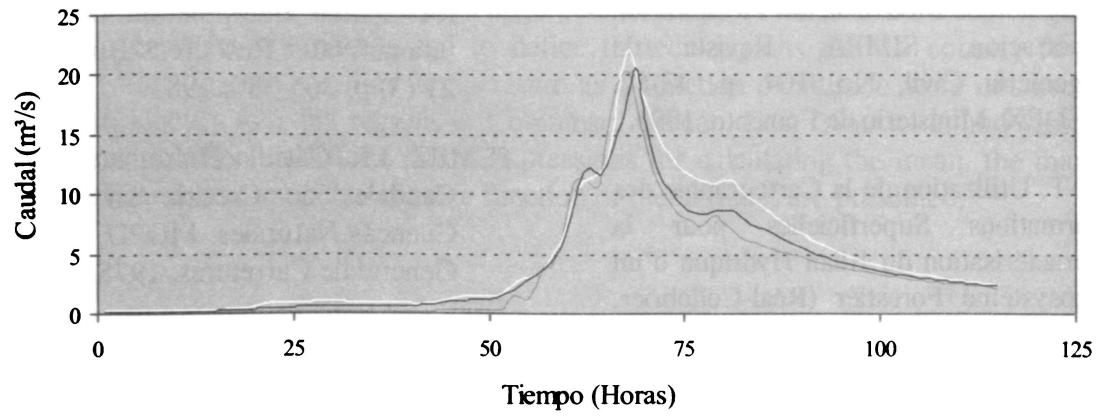
Evento 7



Evento 8



Evento 9



Caudales Observados

Simulados Modelo Agregado

Simulados Modelo Distribuido

FIGURA 6. Resultados de la Modelación Agregada y Distribuida en el río Collobrier

## 6. REFERENCIAS

- ABBOTT, M. B., BATHURST, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E. y RASMUSSEN J. An Introduction to the European Hydrological System, SHE. History and Philosophy of a Physically – Based, Distributed Modelling System. *Journal of Hydrology*, Vol 87, p. 45-59, 1986.
- ARNAUD, P. y J. LAVABRE. Simulation du Fonctionnement Hydrologique d' une Retenue d'eau. 1993.
- BEVEN, K. Changing Ideas in Hydrology – The Case of Physically Based Models. *Journal of Hydrology*, Vol 105, p. 157-172, 1989.
- Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente (Universidad Politécnica de Valencia). Obtención de Características Geomorfológicas e Hidrogramas Unitarios a partir de un Modelo Digital del Terreno. Informe para el Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX, 1996.
- ESTRELA y QUINTAS. El sistema Integrado de Modelización Precipitación Aportación, SIMPA. *Revista de Ingeniería Civil*, No. 104, p. 43-52. CEDEX. Ministerio de Fomento, 1996.
- CURT, T. Utilization de la Cartographie des Formations Superficielles pour la Caractérisation du Bilan Hydrique d'un Ecosystème Forestier (Réal-Collobrier, massif des Maures, Var). GIP Ecosystèmes Forestiers, Rapport CEMAGREF- Clermont Fd., div. T.F., 30 p, 1993.
- FRANCÉS F. y J. BENITO. La Modelación Distribuida con pocos Parámetros. *Ingeniería del Agua*, Vol. 2, No. 4, p. 7 – 24, 1995.
- MAIDMENT ,D.R. Developing a Spatially Distributed Unit Hydrograph by using GIS, HydroGIS 93: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources (Proceedings of the Vienna Conference, April 1993). IAHS Publ. No. 211, p. 181-192, 1993.
- MAKHLOUF, Z. Compléments Sur le Modèle Pluie – Débit GR4J et essai d'estimation de Ses Paramètres. Thèse de l' Université Paris XI, 227 p+annexes, 1993.
- MICHEL, C. Hydrologie Appliquée aux Petits Bassins Ruraux. Cemagref Antony, 530 p. 1989.
- TABIOS, G.Q. y SALAS, J.D. A Comparative Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation. *Water Resources Bulletin*, Vol 21 (3) p. 365-380, 1985.
- TÉMEZ, J.R. Cálculo Hidrometeorológico Caudales de Crecida en Pequeñas Cuencas Naturales. MOPU, Dirección General de Carreteras, 1978.