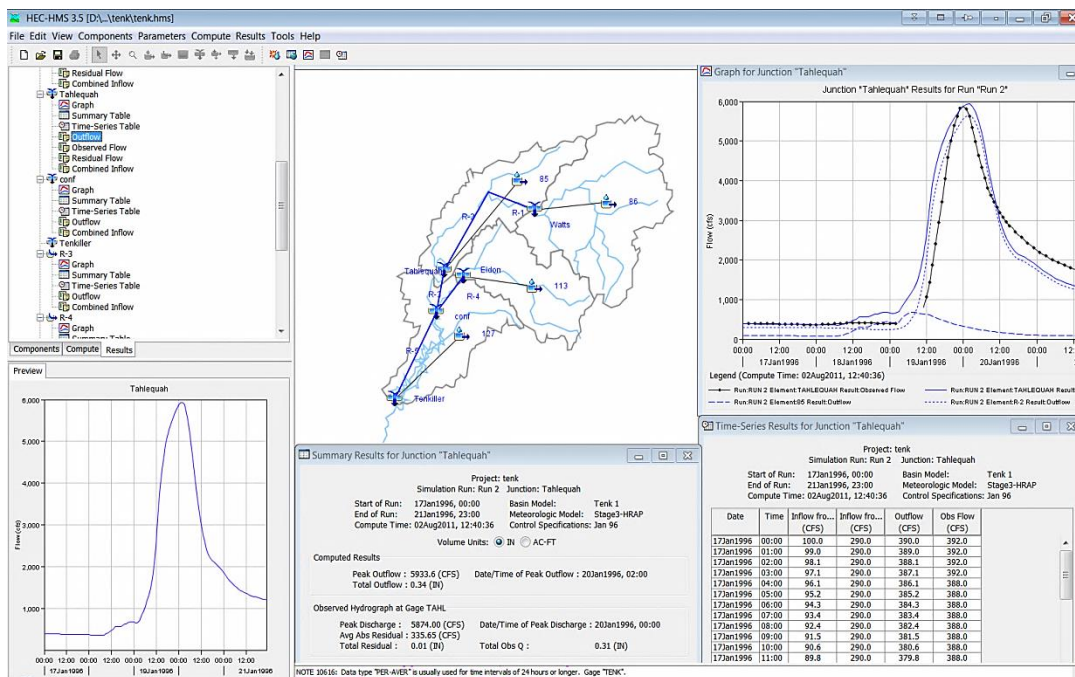


Curso online

Modelamiento Hidrológico con HEC-HMS (Geo-HMS): pronóstico de crecidas

Fundamentos Modelamiento Hidrológico



Universidad de Valladolid - ESP. Grupo de Hidráulica e Hidrología
Prof. Juan Manuel Diez Hernández. PhD. Ing. Forestal
jmdiez@iaf.uva.es



Universidad de Valladolid
U.D. de Hidráulica e Hidrología



Grupo Ecohidrología Fluvial



PREÁMBULO

- 📄 Este documento ha sido elaborado por el Prof. Juan Manuel Diez Hernández como material didáctico del curso online “Modelamiento Hidrológico con HEC-HMS y Geo-HMS: pronóstico de crecidas, organizado por el Grupo de Ecohidráulica Fluvial – GEA de la Universidad de Valladolid – España.
- 👉 Se ruega al lector benevolencia. Sus sugerencias serán bienvenidas para próximas ediciones.

SUMARIO

Construir un modelo hidrológico matemático confiable para una cuenca hidrográfica concreta involucra combinar adecuadamente los distintos métodos seleccionados para transformar la precipitación en caudal, así como calibrarlo con pericia a partir de registros hidrológicos. Uno de los programas informáticos más utilizados en el ámbito mundial para esta finalidad es el Estadounidense *Hydrologic Modelling System HEC-HMS*, desarrollado por el *US Army Corps of Engineers (Hydrologic Engineering Center)*, y cuya última versión 3.5 de dominio público se explica en este curso. Esta documentación contiene los fundamentos teóricos de los diversos modelos hidrológicos que se aplican normalmente en los pronósticos de crecidas, así como ejercicios de aprendizaje. Ha sido diseñada como apoyo didáctico para un curso teórico-práctico básico virtual de HEC-HMS de 60 horas de duración.

El Módulo 1 aborda la problemática de las crecidas e inundaciones, presentando criterios básicos para su caracterización y resaltando la importancia de un ordenamiento serio de zonas inundables. El Módulo 2 resume los conceptos de hidrología que son básicos para este curso, como son el ciclo hidrológico, la cuenca hidrográfica, y el desarrollo de un modelo de cuenca. También cubre las técnicas habituales para generar lluvias de cálculo para el estudio de crecidas y/o el diseño de infraestructuras: análisis de frecuencias, funciones IDF, y bloques alternos. El Módulo 3 se dedica a métodos prácticos principales para determinar la escorrentía generada por un evento de precipitación, como son el Número de Curva y otros. El cálculo de hidrogramas es el contenido del Módulo 4, que detalla la aplicación de varios hidrogramas sintéticos unitarios muy empleados: Snyder, Clark, SCS, y Témez. El módulo 5 aborda la propagación de hidrogramas en cauces, centrándose en el método de Muskingum-Cunge. Para predecir el efecto hidrológico de un embalse, el Módulo 6 explica el método Puls de propagación de hidrogramas. El Módulo 7 expone el procedimiento para calibrar un modelo hidrológico con HEC-HMS, detallando los índices de bondad de ajuste y los métodos de optimización. Finalmente, el Módulo 8 revisa las capacidades principales de la extensión para GIS ArcView 10 denominada Geo-HMS para procesar modelos digitales de elevaciones.

Cada una de las metodologías que han sido resumidas en el documento se recogen también en los diversos textos citados en la bibliografía. Este manual pretende explicar de modo sencillo y práctico los fundamentos técnicos utilizados habitualmente en HEC-HMS para las modelaciones determinísticas y agregadas de eventos de lluvias discretos. Servirá por tanto de apoyo al alumno durante su aprendizaje para un uso responsable de la herramienta HEC-HMS.

TABLA DE CONTENIDOS

MÓDULO 1. Crecidas e Inundaciones.	1
1.1. Introducción	1
1.2. Crecidas e Inundaciones	2
1.2.1. Riesgo, peligrosidad, y vulnerabilidad	2
1.2.2. Ordenamiento de Zonas Inundables	3
MÓDULO 2. Conceptos básicos de Hidrología.	6
2.1. El ciclo hidrológico	6
2.2. La cuenca vertiente	7
2.3. Desarrollo de un modelo de cuenca	8
2.4. Modelo de lluvia	9
2.5. Funciones Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF)	11
2.6. Análisis de frecuencias	12
2.7. Lluvias de proyecto	12
2.7.1. Método de los bloques alternos.....	13
2.7.2. Patrones específicos de lluvia.....	15
2.7.3. ¿Influye el yetograma en el hidrograma de cálculo?	15
MÓDULO 3. Cálculo de la Escorrentía Superficial.	17
3.1. Métodos de cálculo	17
3.2. Modelo del Número de Curva	21
MÓDULO 4. Cálculo de Hidrogramas.	29
4.1. Transformación escorrentía-caudal	29
4.2. Hidrograma Unitario	29
4.3. Métodos	31
4.3.1. Derivado por el usuario	31
4.3.2. Hidrograma Unitario del <i>Soil Conservation Service</i> (SCS)	31
4.3.3. Hidrograma Unitario de Clark	34
4.3.4. Hidrograma Unitario de Snyder	37
4.4. Hidrograma Unitario Triangular de Témez	39
4.5. Caudal Base	46
MÓDULO 5. Propagación de Hidrogramas en Cauces.	50
5.1. Ecuación de la onda cinemática	50
5.2. Método de “Lag”	52
5.3. Método de “Puls” modificado.....	53
5.4. Método de Muskingum	54
5.5. Método de Muskingum-Cunge.....	62
MÓDULO 6. Propagación de Hidrogramas en Embalses.	64
6.1. Método “Puls”	64
6.1. Ejercicio práctico	67
MÓDULO 7. Calibración de Modelos Hidrológicos.	71
7.1. Índices de bondad de ajuste	71
7.2. Métodos de optimización.....	73
7.3. Limitaciones operativas	74
7.4. Sensibilidad de los parámetros.....	74
MÓDULO 8. Extensión GEO-HMS.	75
BIBLIOGRAFÍA.	

MÓDULO 2. CONCEPTOS BÁSICOS DE HIDROLOGÍA

2.1. EL CICLO HIDROLÓGICO

Los procesos involucrados en el funcionamiento hidrológico e hidráulico de una cuenca son complejos, interrelacionados, y parcialmente desconocidos. El hecho que los ríos y manantiales se originan de la lluvia fue demostrado por el científico francés Bernard Palissy (1510-1589), refutando la antigua teoría que sostenía que los océanos alimentaban las corrientes superficiales tras atravesar grandes cavernas profundas, por las cuales ascendía el agua debido al calor de la Tierra (Platón, Aristóteles, Kepler). Cabe destacar que antes del hallazgo de Palissy, otros científicos como Vitruvio y Leonardo da Vinci imaginaron el ciclo hidrológico tal como lo conocemos hoy. La proporción de agua en los ríos según UNESCO (1978) es del 0,0002% del total en el planeta.

En síntesis el proceso de escorrentía ocurre cuando la intensidad de la lluvia excede la capacidad de infiltración de la cuenca. La Figura 2.1 muestra el balance hídrico respecto a la precipitación terrestre: 61% evapora y el restante 39% constituye la escorrentía hacia los océanos, principalmente como flujo superficial (38%) y un pequeño flujo subterráneo (1%). El balance promedio en España (670 mm) según Nanía y Gómez (2006) incluye 72% evapotranspiración (480mm) + 19% esc. superficial (130mm) + 9% esc. subterránea (60mm). Cabe destacar los diferentes rangos de velocidad de escorrentía, puesto que la superficial es bastante más rápida que la subsuperficial (horas), y la subterránea es muy lenta (días).

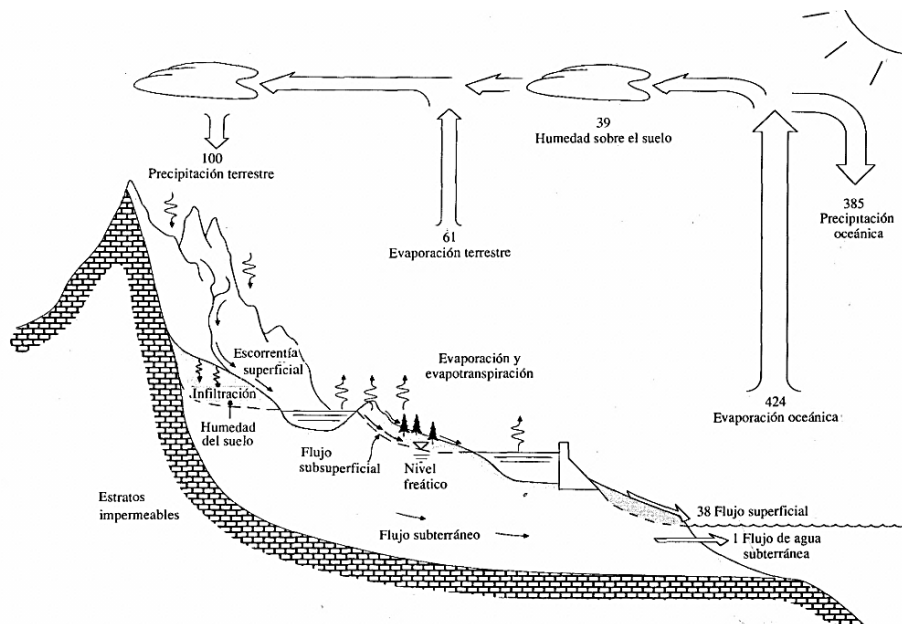


Figura 2.1. Componentes del ciclo hidrológico (Chow et al., 1994).

De forma esquemática el ciclo hidrológico se representa como sistema hidrológico en la Figura 2.2, donde la entrada es la precipitación, un evento muy variable e impredecible (estocástico). Para el análisis de inundaciones es normal prescindir de los componentes evaporación y transpiración, habida cuenta que su efecto se juzga insignificante durante el intervalo de cálculo ($P=Esc+Inf$). Dependiendo de la modelación hidrológica concreta de una cuenca se reduce el número de procesos regidores y también el grado de aproximación, con el objeto de representar de forma predictiva las condiciones del movimiento del agua en un dominio espacial cuya extensión genérica puede ser es muy variada. El dominio temporal es también muy variable, desde unas pocas horas (crecida) hasta meses (continuo).

2.2. LA CUENCA VERTIENTE

Una cuenca vertiente por analogía se considera un sistema hidrológico cuyo dominio espacial es un volumen delimitado por una frontera (divisoria) que recibe precipitación y otras entradas de agua y produce salidas en forma de caudal (sección de cierre). La Figura 2.3 muestra una cuenca en su condición natural, con entradas de precipitación en forma de lluvia y/o nieve. En este curso no se estudia la precipitación nival, y se considera otra posible fuente de entrada de caudal por trasvase.

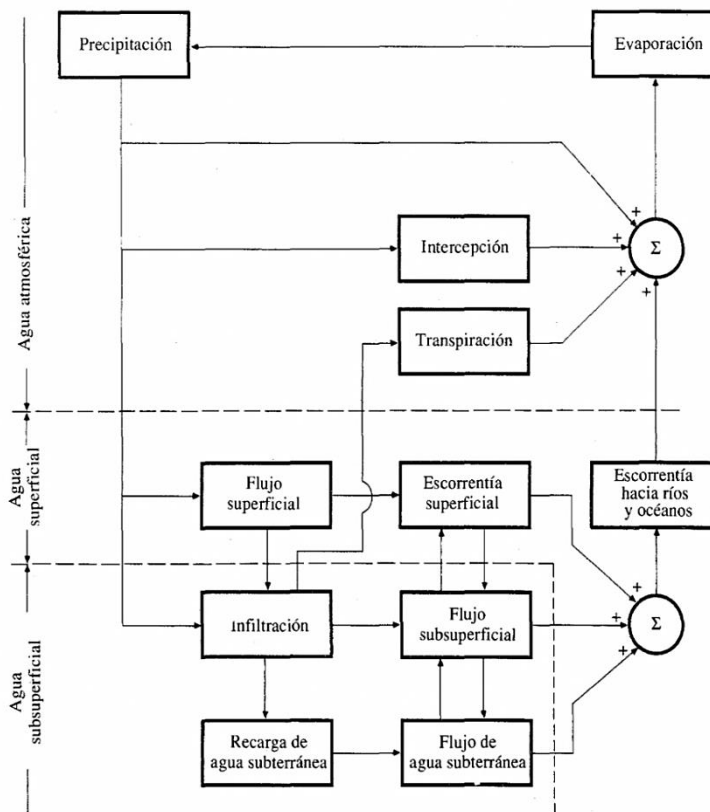


Figura 2.2. Esquematización del sistema hidrológico global (Chow et al., 1994).

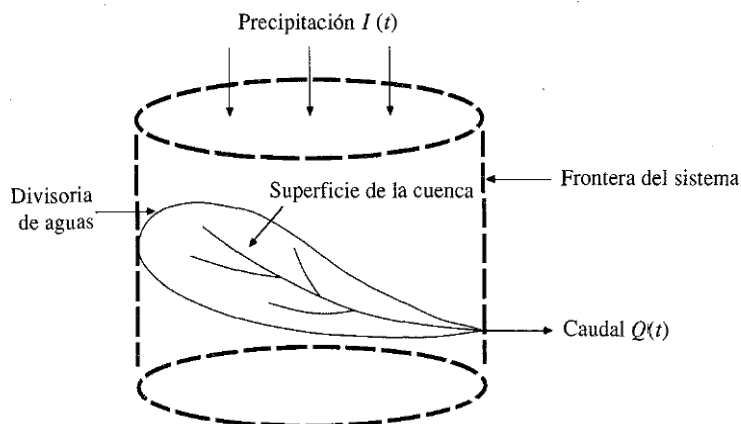


Figura 2.3. Cuenca vertiente como sistema hidrológico (Chow et al., 1994)

A efectos de establecer las hipótesis del funcionamiento hidrológico de una cuenca con fines prácticos, se consideran tres escalas de cuenca (Ponce, 1989):

- a) Cuencas pequeñas ($T_c \leq 1h$; $S < 2,5 \text{ km}^2$)
 - Se considera que la lluvia se distribuye uniformemente en el tiempo.
 - La lluvia se distribuye uniformemente también en el espacio.
 - La duración del aguacero normalmente supera el tiempo de concentración de la cuenca (T_c).
 - La escorrentía es fundamentalmente superficial.
 - El almacenamiento en cauce es insignificante.
- b) Cuencas medianas ($2,5 \text{ km}^2 < S < 5000 \text{ km}^2$)
 - La intensidad de lluvia varía durante el aguacero.
 - La lluvia se distribuye de modo uniforme en toda la superficie de la cuenca.
 - La escorrentía es superficial con movimiento en cauces.
 - El almacenamiento en cauce es insignificante.
- c) Cuencas grandes ($S > 5000 \text{ km}^2$)
 - La lluvia no se distribuye uniformemente en el espacio ni en el tiempo.
 - Existe almacenamiento significativo en cauces.
 - El hidrograma incluye escorrentía superficial, subsuperficial y subterránea.

2.3. DESARROLLO DE UN MODELO DE CUENCA

Es habitual que las modelizaciones hidrológicas utilicen un modelo de cuenca que consta de un número variable de subcuencas. Esta división de la cuenca en subcuencas se realiza por diversas razones en función del objetivo particular del estudio, como son: 1) representar de mejor modo la respuesta conjunta de una entrada de lluvia que no es uniforme en toda la cuenca; 2) calcular el hidrograma respuesta en puntos concretos de la red de drenaje distintos a la sección de cierre; y 3) satisfacer las limitaciones impuestas por los modelos matemáticos. No es fácil indicar un criterio para fijar el número concreto de subcuencas adecuado a cada estudio, sino que es el profesional el que lo decide analizando la variabilidad espacial de la cuenca y de la precipitación. Generalmente, la presuposición de precipitación uniforme en una subcuenca se debilita a medida que aumenta su superficie. La Figura 2.4 muestra el esquema típico de subdivisión de una cuenca, en este caso en 4 subcuencas. La lluvia de cálculo es uniforme en toda la cuenca. La subcuenca de cabecera 10 genera su hidrograma respuesta en la sección de cierre A. Dicho hidrograma es transitado por el tramo fluvial de la subcuenca inferior 20, a lo largo de la longitud AB. En la sección de cierre B se unen tres hidrogramas: el conducido AB + el de la subcuenca 20 + el de la subcuenca 30. El hidrograma resultante es propagado a través de la subcuenca inferior 40 por el curso principal a lo largo de la longitud fluvial BC hasta su sección de cierre. El modelo de cuenca incluye un número de componentes hidrológicos, que en el caso de la Figura 2.4 son: subcuenca (4), unión de hidrogramas (2), y conducción en cauce (2).

Otro ejemplo más completo de división de cuenca se ilustra en la Figura 2.5, mediante 6 subcuencas y un embalse aguas abajo. Se asume que la lluvia es uniforme en la cuenca. En este caso el modelo de cuenca contiene: subcuenca (6), unión (3), conducción en cauce (5), y conducción en embalse (1). Cabe destacar que el esquema de división de una cuenca no es único, sino que existen múltiples modelos de cuenca posibles dependiendo del objetivo específico de la simulación.

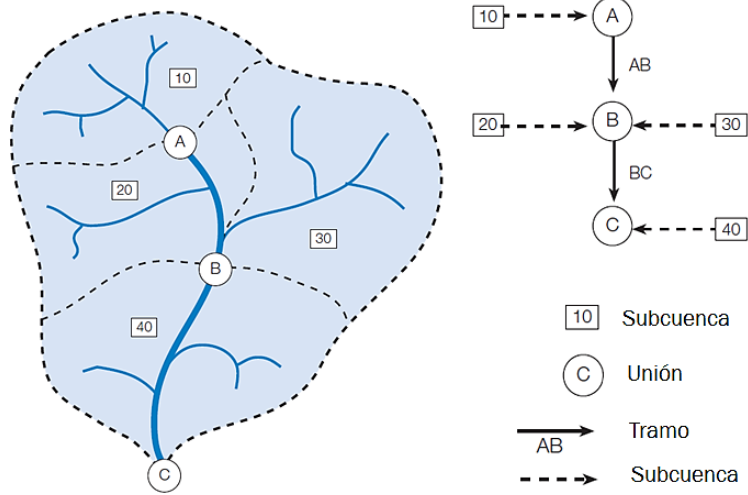


Figura 2.4. División de una cuenca y esquema hidrológico (Montalbán et al. 2003).

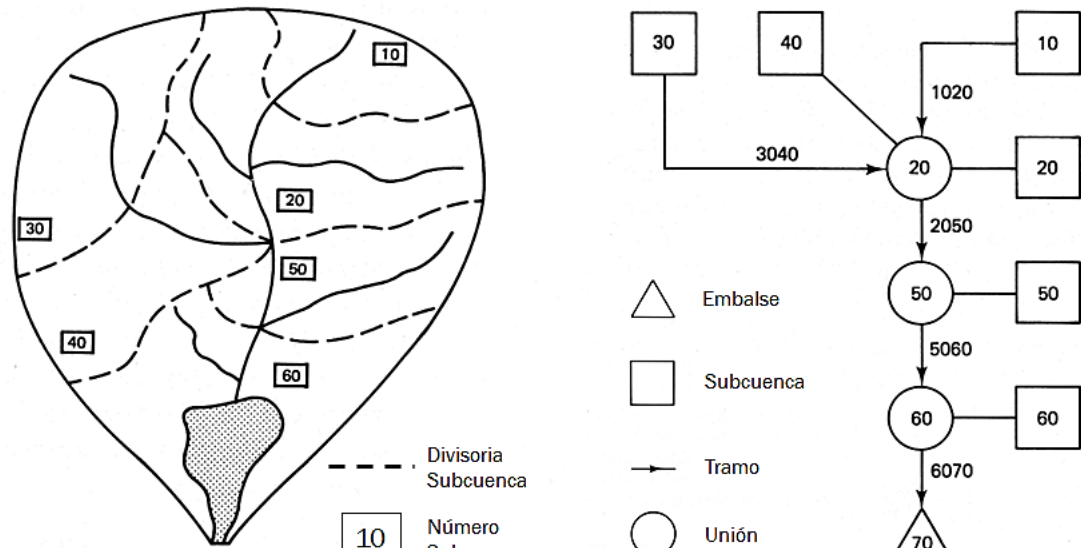


Figura 2.5. Subdivisión de una cuenca (Izda.) y modelo de cuenca computacional HEC-HMS (Dcha). Modificado de Ponce (1989).

2.4. MODELO DE LLUVIA

La precipitación varía temporalmente y también espacialmente. La variación temporal se representa como volumen mediante el pluviograma (mm) y como intensidades mediante el yetograma (mm/h). En cuanto a la distribución espacial, es probable que la precipitación registrada durante un mismo evento de lluvia en dos estaciones sea diferente. Generalmente es necesario determinar el promedio espacial de lluvia en una sub/cuenca, para lo cual existen diversos métodos, entre los cuales destacamos los siguientes cuatro: 1) media aritmética; 2) polígonos Thiessen; 3) Isoyetas; e 4) Inverso de la distancia. Los tres primeros se ilustran en la Figura 2.6 mediante un ejemplo numérico. La Figura 2.7 muestra el cuarto método, utilizando un único nodo por claridad.

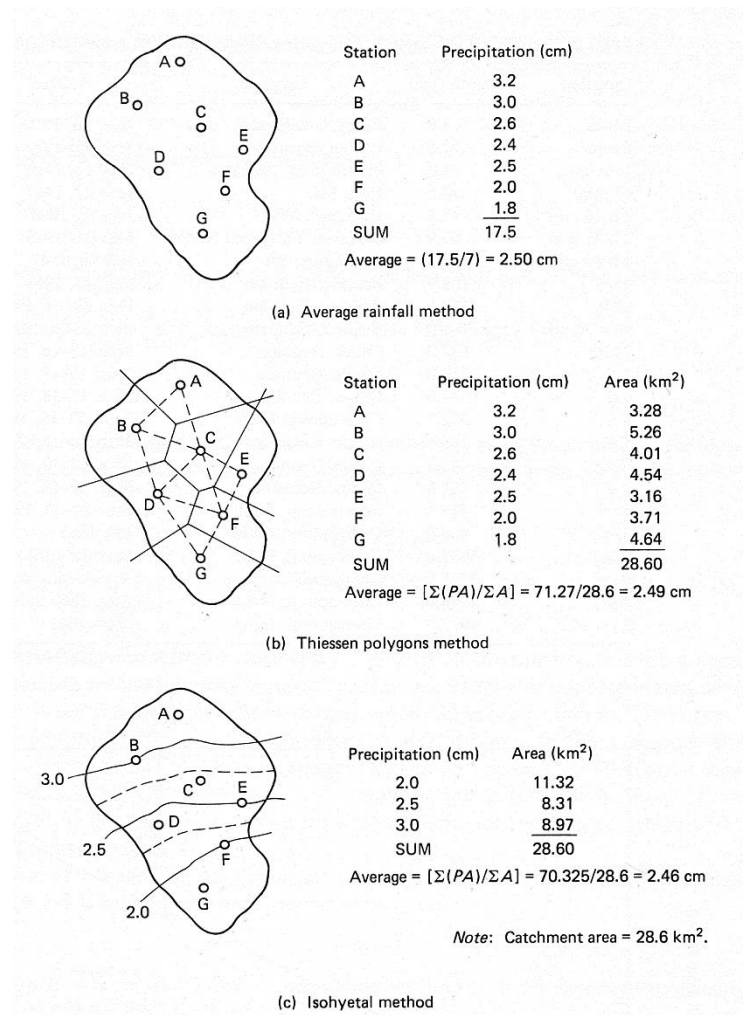


Figura 2.6. Precipitación media sobre una superficie (Ponce, 1989).

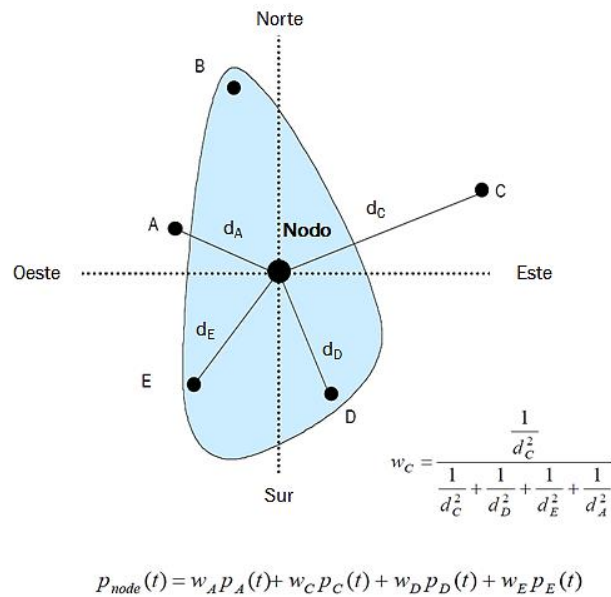


Figura 2.7. Ilustración del método del inverso de la distancia (HEC, 2000).

El método de la media aritmética es adecuado cuando los pluviómetros están distribuidos de modo uniforme en la cuenca, y los registros son comparables. Facilita una posible ponderación mediante pesos desiguales en el caso que alguno de los pluviómetros no fuese equi-representativo. El sistema poligonal de Thiessen considera los pesos relativos de los diferentes observatorios, pero no tiene en cuenta de forma explícita el efecto de la orografía en la precipitación. El método de las Isoyetas es flexible, pero requiere de una red densa de pluviómetros para el delineado confiable de las mismas. Por último, la ponderación mediante el inverso de la distancia es utilizada para previsión en tiempo real, por su capacidad de abarcar los observatorios que registran lluvia.

2.5. FUNCIONES IDF (Intensidad-Duración-Frecuencia)

Es habitual en los estudios hidrológicos estimar estadísticamente eventos de lluvia apropiados, cuyos volúmenes y duraciones concretas están a periodos de retorno definidos por la finalidad del cálculo. Las conocidas funciones IDF relacionan la Intensidad de lluvia (ordenadas) con su Duración (abscisas), para diferentes Frecuencias expresadas como período de retorno. La Figura 2.8 muestra unas curvas IDF típicas con escala aritmética. Las agencias gubernamentales y los centros de investigación se encargan generalmente de generar esta información para cada país.

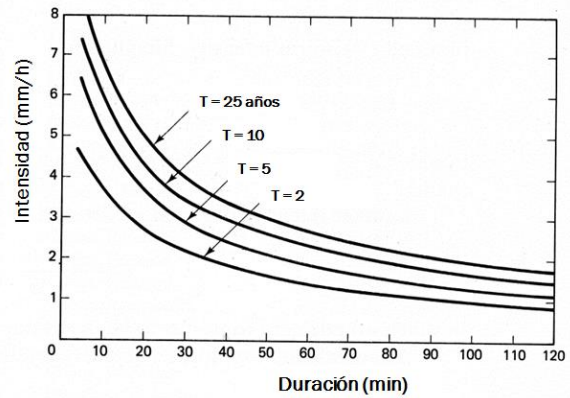


Figura 2.8. Función IDF (Ponce, 1989).

Una fórmula clásica para las funciones IDF es la siguiente:

$$I = \frac{k \cdot T^n}{(t + b)^m}$$

Donde “I” es la intensidad de una lluvia de duración “t”; “T” el período de retorno; y los coeficientes “k”, “n”, “b” y “m” son calculados a partir de los registros históricos.

En España se utilizan las funciones IDF sintéticas de Témez (MOPU, 1987)

$$\frac{I}{I_d} = \left(\frac{I_1}{I_d} \right)^{\frac{(28^{0,1} - t^{0,1})}{(28^{0,1} - 1)}}$$

donde:

- I = intensidad máxima para una duración de “t” (h) asociada al período de retorno (mm/h).
- I_d = intensidad máxima media diaria (mm/h).
- I₁ = intensidad máxima horaria (mm/h).

El factor regional I₁/I_d se determina de modo aproximado interpolando en el mapa de isolíneas (Figura 2.9).

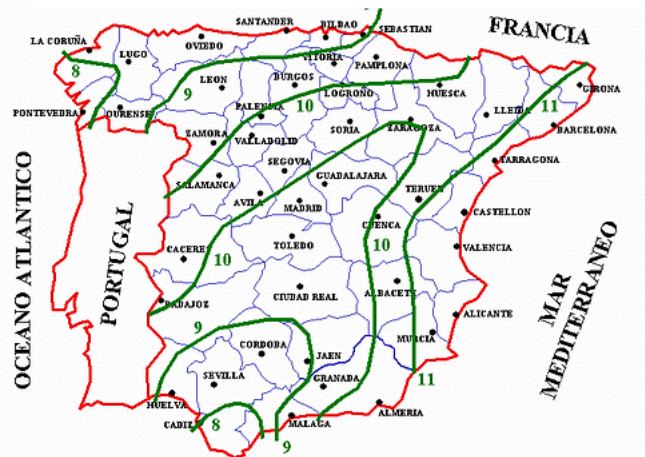


Figura 2.9: Factor regional I₁/I_d (MOPU, 1987).

Este modelo ha sido informatizado por el grupo FLUMEN-UPC (<http://www.flumen.upc.edu>). Un método avanzado para esta finalidad es la aplicación informática MAXIN, que incorpora un módulo para la obtención más precisa del factor regional (<http://138.100.95.131/hidraulica>).

2.6. ANÁLISIS DE FRECUENCIAS

Debido al carácter estocástico de la precipitación y del caudal en condiciones naturales se consideran que son variables aleatorias. En el caso de valores extremos máximos se entiende que corresponden al valor mayor de cada año. En el estudio de crecidas es importante poder estimar la precipitación máxima asociada a recurrencias establecidas, con objeto de predecir su respectiva transformación en escorrentía. Cuando se dispone de estaciones hidrológicas de referencia, sus registros confiables pueden ser utilizados directamente en funciones de distribución seleccionadas para estimar los valores máximos ligados a recurrencias definidas.

El caudal máximo anual Q_T asociado a un período de retorno de T años se define como aquél cuya probabilidad de ser superado un año cualquiera es:

$$P(Q \geq Q_T) = \frac{1}{T}$$

Considerando un período de “ n ” años sucesivos, la probabilidad (riesgo) de que ocurra al menos una vez una avenida que supere al Q_T vale:

$$P(Q \geq Q_T) = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n$$

Por ejemplo, si se considera el caudal Q_{25} , la probabilidad de ser superado un año cualquiera es 4%. El riesgo de que sea superado en un período de 5 años sucesivos es del 18.5%; y en 25 años es del 63.9%, y no del 100% como podría pensarse a primera vista.

Existen diversas funciones de distribución de variables extremas máximas: Gumbel (EVI), Log-Pearson III, Log-Normal, SQRT-ETmáx, Gamma, etc. Entre los numerosos programas que informatizan su cálculo, cabe destacar el RETORNO desarrollado por FLUMEN-UPC (<http://www.flumen.upc.edu/>) y el práctico HIDROESTA del Prof. Máximo Villón (<http://www.freewebs.com/maxvillon/hidroesta.htm>).

2.7. LLUVIAS DE PROYECTO

Todo modelo de transformación lluvia-escorrentía incorpora un modelo meteorológico, que representa las características de la lluvia de cálculo mediante un yetograma. El más simple es el rectangular, que supone una intensidad de lluvia constante durante todo el evento (Figura 2.10.izqda). Es el empleado por ejemplo en el método racional de cálculo de caudales punta. La intensidad media (I) se determina como el cociente entre la precipitación total (P) y la duración del aguacero (D): $I=P/D$.

Un esquema que puede resultar más realista es el triangular acutángulo, con el instante de lluvia máxima generalmente un poco antes de la mitad del aguacero (Figura 2.10.dcha). La intensidad máxima ($I_{máx}$) en este caso se calcula como: $I_{máx}=2P/D$.

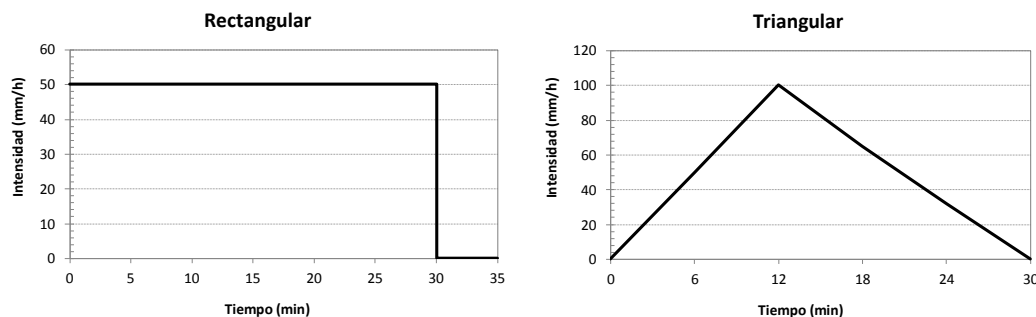


Figura 2.10. Modelos de Yetogramas alternativos para una lluvia de duración 30 minutos y volumen 25,12 mm. Izqda: rectangular con intensidad constante de 50,25 mm/h. Dcha: triangular ligeramente disimétrico hacia la izquierda con intensidad máxima 100,48 mm/h.

Método de los Bloques Alternados

Produce un pluviograma asociado a un período de retorno “T” cuya duración total “D” está fraccionada en “n” intervalos de duración “Δt” (D=n · Δt). Requiere una función IDF para la cuenca. El procedimiento se ilustra mediante el siguiente ejemplo que utiliza la IDF de Témez.

▣ Para el diseño de un dique forestal en una microcuenca se requiere el caudal punta para un período de retorno de 100 años. La serie histórica de precipitación máxima anual incluye 29 registros. La lluvia de cálculo tiene una duración 30 minutos. El factor regional IDF es 10. Utilizar la función de distribución de Gumbel.

Año	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Pd (mm)	45	35	36	26	40	80	32	30	34	40	35,5	60,5	34	36,3	26,4

Año	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Pd (mm)	25,3	32,5	28	23,8	28,3	29,5	23,1	27,1	53,2	32,9	58,8	69,6	34,5	26,6

Ajuste a la función de Gumbel

$$F(x) = e^{-\alpha(x-\mu)}$$

Donde F(x) es la probabilidad de no excedencia de la variable precipitación máxima diaria (Pd). Los parámetros son α y μ, y las ecuaciones para su estimación por el método de los momentos son:

$$\lambda = 1,28255 \cdot 1/S$$

“S” es la cuasi-desviación típica (n-1):

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Pd_i - \bar{Pd})^2}{n-1}}$$

Siendo \bar{Pd} es la media.

El segundo parámetro: $\mu = \bar{Pd} - \frac{0,5772}{\lambda}$

Para el ejercicio:

$\bar{Pd} = 37,25$ mm y $S = 14,12$ mm.

$\lambda = 0,091$ (1/mm); $\mu = 31,023$ mm y la f.d: $F(Pd) = e^{-0,091(Pd-31,023)}$

El contraste del ajuste mediante el test de Kolmogorov-Sminov arroja una discrepancia máxima entre las frecuencias observadas y las estimadas $D_{\text{máx}} = 0,016$. La discrepancia máxima con 29 datos con un nivel de significación $\alpha=0,02$ es $D = 0,206$ (tabla 2.1), por lo cual el ajuste no se puede rechazarse.

$$F(Pd) = \frac{T-1}{T} = \frac{100-1}{100} = 0,99 \quad \text{Sustituyendo:} \quad 0,99 = e^{-0,0911(Pd-31,023)}$$

Por lo tanto, $Pd_{T=100} = 81,65\text{mm}$. Para obtener la $P_{0,5h T=100}$ empleamos la IDF de Témez:

$$I_{0,5h;T=100} = Id_{100} \cdot \left(\frac{I_1}{I_d} \right)^{\left(\frac{28^{0,1} - I^{0,1}}{28^{0,1} - 1} \right)} = 3,40 \cdot 10^{\left(\frac{28^{0,1} - 0,5^{0,1}}{28^{0,1} - 1} \right)} = 50,25 \text{ mm/h}$$

Por lo tanto $P_{0,5h T=100} = I_{0,5h T=100} \cdot 0,5 = 25,12 \text{ mm}$

Tabla 2.1. Valores críticos de Kolmogorov-Smirnov para el test de bondad de ajuste $D(n, \alpha)$. Tomado de Martínez de Azagra y Navarro Hevia (1996).

Tamaño de la muestra (N)	Nivel de significación α				
	.20	.15	.10	.05	.01
1	.900	.925	.950	.975	.995
2	.684	.726	.776	.842	.929
3	.565	.597	.642	.706	.828
4	.494	.525	.564	.624	.733
5	.446	.474	.510	.565	.669
6	.410	.436	.470	.521	.618
7	.381	.405	.438	.486	.577
8	.358	.381	.411	.457	.543
9	.339	.360	.388	.432	.514
10	.322	.342	.368	.410	.490
11	.307	.326	.352	.391	.468
12	.295	.313	.338	.375	.450
13	.284	.302	.325	.361	.433
14	.274	.292	.314	.349	.418
15	.266	.283	.304	.338	.404
16	.258	.274	.295	.328	.392
17	.250	.266	.286	.318	.381
18	.244	.259	.278	.309	.371
19	.237	.252	.272	.301	.363
20	.231	.246	.264	.294	.356
25	.21	.22	.24	.27	.32
30	.19	.20	.22	.24	.29
35	.18	.19	.21	.23	.27
Más de 35	$\frac{1.07}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.14}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.22}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.36}{\sqrt{N}}$	$\frac{1.63}{\sqrt{N}}$

Distribución de Bloques: modelo General (tabla 2.2)

- Primero se calcula la intensidad de lluvia para $T=100$ y duraciones Δt , $2\Delta t$, $3\Delta t$, ... $n\Delta t$ (col. 1).
- Calcular la precipitación para $T=100$ y las mismas duraciones (col.2).
- Computar los incrementos de precipitación en cada intervalo de tiempo (col.3).
- Reordenar los bloques para que estén centrados el de máxima lluvia, alternativamente de modo que la precipitación mínima ocurra en el último intervalo (col.4).

Tabla 2.2. Yetograma sintético bloque alterno.

Duración (h)	(1) I t, 100 (mm/h)	(2) P t, 100 (mm)	(3) ΔP (mm)	(4) P (mm)
0,1	112,68	11,27	11,27	2,90
0,2	80,85	16,17	4,90	4,90
0,3	65,86	19,76	3,59	11,27
0,4	56,65	22,66	2,90	3,59
0,5	50,25	25,13	2,47	2,47

El pluviograma resultante (Figura 2.11) contiene el mismo número de bloques a ambos lados del central, habida cuenta que en número total de intervalos es impar. Cuando el número de bloques sea par, el patrón de distribución contendrá un bloque más después del central, y los intervalos quedarán ordenados hacia la derecha y hacia la izquierda sucesivamente.

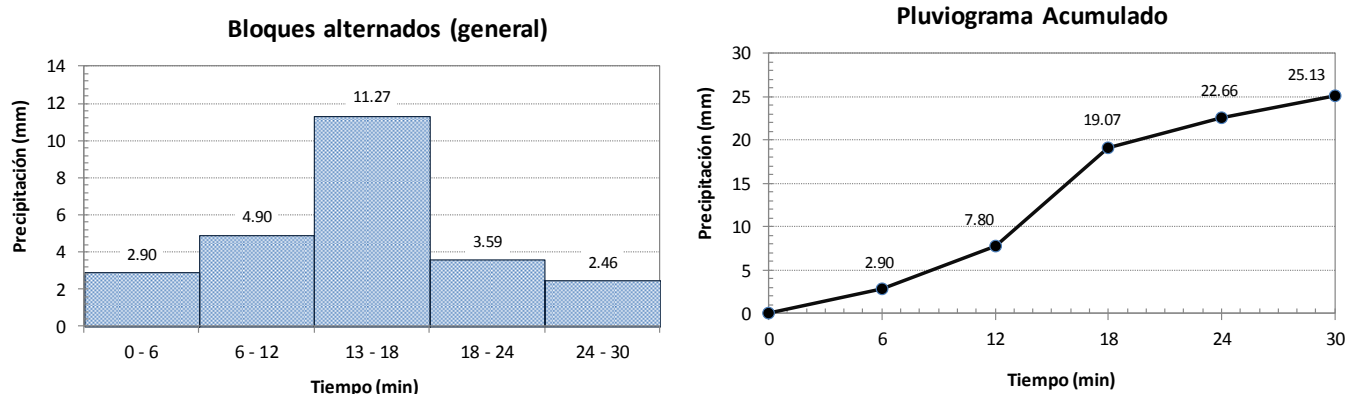


Figura 2.11. Pluviograma sintético de bloques alternos con duración 30 minutos y volumen 25,12 mm.

Distribución de Bloques: modelos alternativos

Existen otros esquemas de distribución de los bloques alternados, que resultan prácticos para que el modelador pueda crear el modelo de lluvia fiable que requiere una cuenca concreta, los cuales se muestran en la Figura 2.12). (1) En lugar de utilizar un único bloque central, pueden fijarse dos bloques centrales de igual precipitación, y distribuir el resto de unidades alternativamente en torno a ellos (“general media”). (1) Otro sistema consiste en un pluviograma estrictamente simétrico respecto al bloque central (“centrada”). Cuando el número de bloques es par, entonces se requieren dos bloques iguales centrales. Las variantes anteriores las incluye el programa SWMM desarrollado por FLUMEN-UPC (<http://www.flumen.upc.edu/>).

En cuanto a la posición del bloque central, el esquema general la fija al 50% de la duración de la lluvia. Sin embargo, otras colocaciones alternativas podrían resultar más ajustadas al patrón de lluvia real de la cuenca, en percentiles antes de la mitad del aguacero (25%- 33%), o después de la misma (67%-75%). El programa HEC-HMS dispone de un modelo de lluvia específico (“Frequency storm”), que calcula bloques alternados (método “general”) con estas posibilidades. Por ejemplo, la Figura 2.12 ilustra cinco yetogramas alternativos para una misma tormenta (D=1h, P=34.04mm, intervalo 5 min).

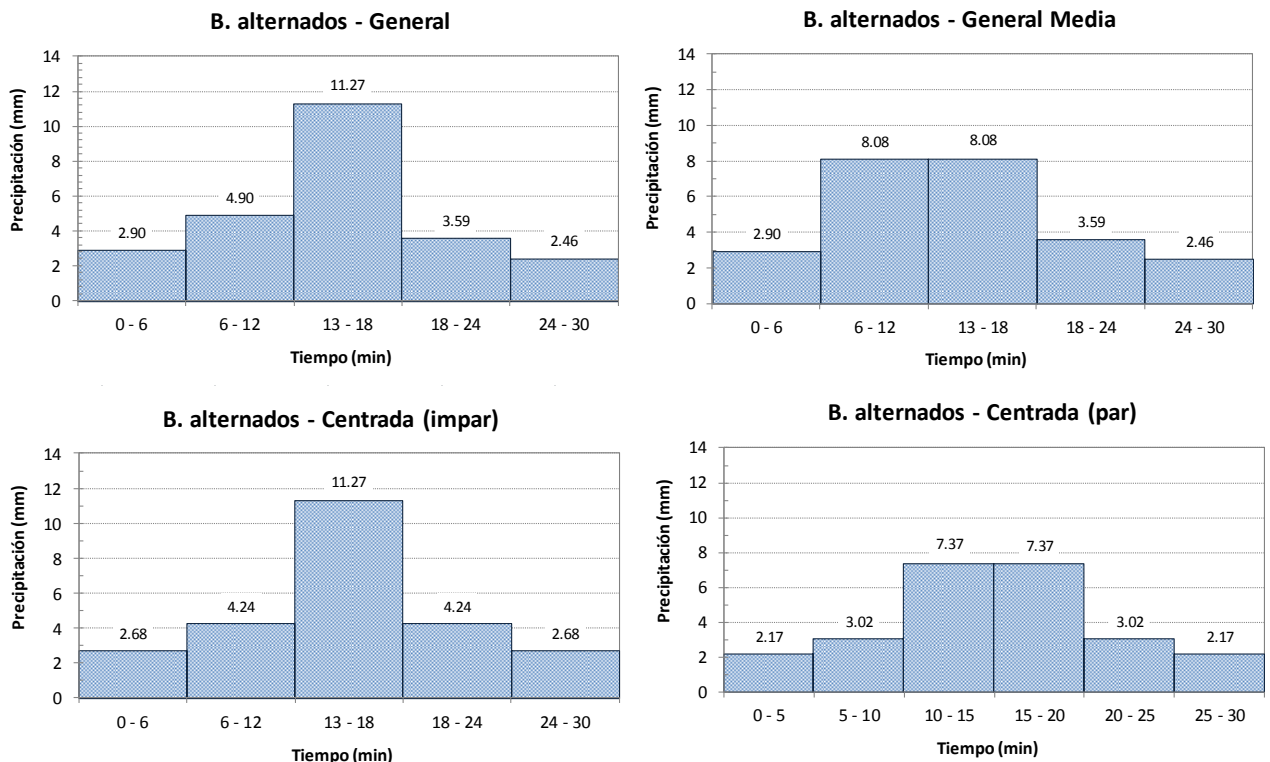


Figura 2.12. Variantes de bloques alternados (bloque central) para una misma tormenta (D=30min, P=25.12mm).

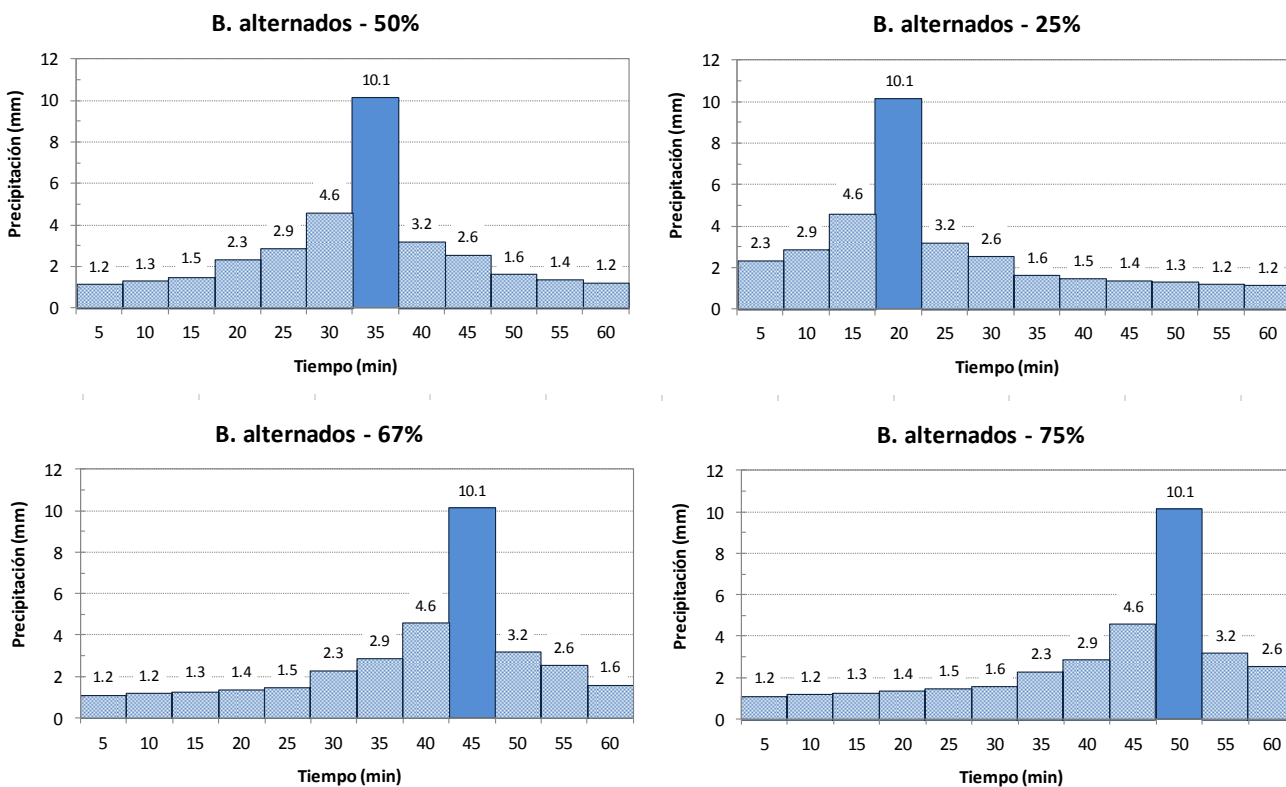


Figura 2.13. Variantes de bloques alternados con diferentes posiciones del bloque central (D=1h; P=34.02mm).

Patrones específicos de Yetogramas

La distribución temporal del volumen durante un aguacero en algunas cuencas investigadas ha sido representada mediante patrones para diferentes duraciones y recurrencias. Este tipo de información tan valiosa posibilita manejar modelos meteorológicos de lluvia más realistas para aquellas cuencas donde sea aplicable. Un patrón conocido es el desarrollado por Huff (1990) para aguaceros fuertes en Illinois (EEUU) con probabilidades de ocurrencia 10% - 90% a partir de un conjunto de 261 tormentas. Mediante familias de funciones como la presentada en la Figura 2.14 se describe el porcentaje acumulado de precipitación dependiendo del porcentaje acumulado de tiempo de la tormenta.

¿Influye el yetograma en el hidrograma de cálculo?

Con objeto de estudiar el efecto último del modelo de lluvia en el hidrograma, se aplican dos yetogramas alternativos rectangular (Fig.2.10) y de bloques alternados (Fig.2.11) para una lluvia de 25,12 mm y duración 30 min. La cuenca es pequeña (3km²; Tc=10,88 min), y su NC=86. Los hidrogramas generados mediante el método del HUT-SCS (HEC-HMS) de la Figura 2.14 evidencian discrepancias perceptibles en el caudal pico (11,5%) y en el tiempo punta (25%).

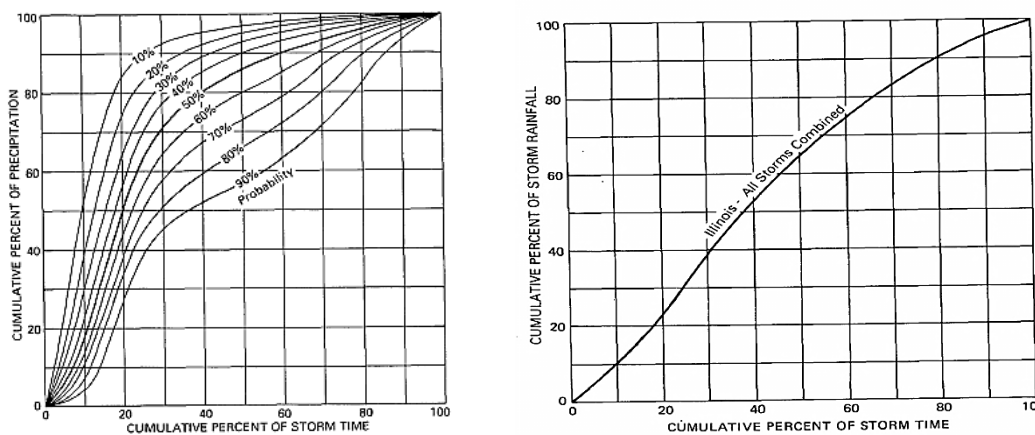


Figura 2.14. Patrones de lluvia de Huff (1990). Dcha: análisis de frecuencias. Izqda: función envolvente.

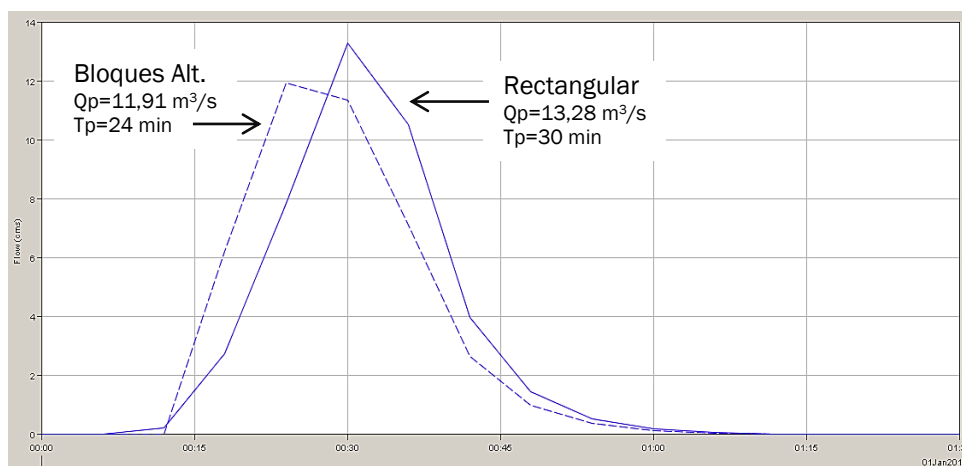


Figura 2.13. Efecto del patrón de lluvia en el hidrograma resultante.

Efecto del Área de la cuenca en la Precipitación

Un aspecto conceptual y operativo importante para definir un modelo de lluvia es su distribución espacial en la superficie de estudio. Excepto en cuencas experimentales o muy instrumentadas, no es fácil predecir la superficie real de la cuenca que recibe un aguacero específico. Tampoco la distribución espacial de la intensidad de lluvia sobre dicha área efectiva es conocida normalmente. Es práctica habitual extender el dato de precipitación puntual (observatorio) a una proporción determinada del área de la cuenca, considerando los dos siguientes hechos generales: 1) la intensidad media de lluvia disminuye a medida que se analizan áreas mayores; y 2) mientras menor es la duración de la lluvia disminuye la probabilidad que abarque mayor extensión.

Para esta finalidad resultan muy prácticas las funciones desarrolladas por el Servicio Estadounidense de Meteorología (U.S. Weather Bureau, 1958) y avaladas por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1986) - Figura 2.14. La precipitación media sobre una superficie concreta se calcula a partir de la precipitación puntual, aplicando un factor de reducción que depende de la duración de la lluvia y de la extensión de la zona. Por ejemplo, observe en la gráfica las diferentes respuestas para un área de 125 km². Para un aguacero de 3 horas de duración, la proporción de la lluvia puntual asociada es 90%. Eso representa que la precipitación media sobre dicha área es el 90% de la precipitación puntual estimada o registrada. Para una duración menor de 30 minutos, la precipitación incidente sería el 70% del dato puntual. La WMO (1994) recomienda aplicar esta corrección solamente para áreas iguales o mayores de 24.86 km² (9.6 sq.mi). Por su parte, el HEC (USACE, 1982) recomienda no aplicar ajustes con duraciones de lluvia menores de 30 minutos.

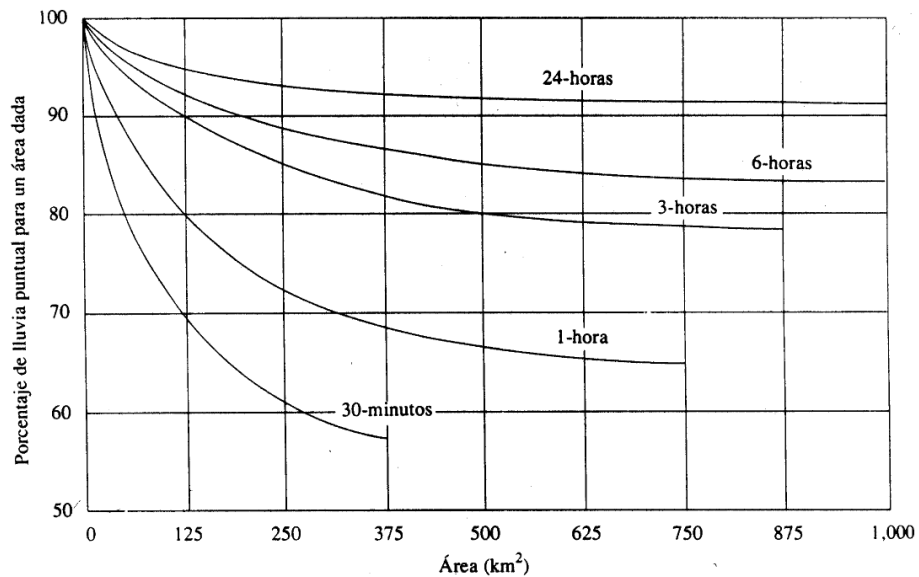


Figura 2.14. Factores de reducción de la precipitación puntual. Fuente: Nanía y Gómez-Valentín (2006)