

5Congreso Forestal Español

Montes y sociedad: Saber qué hacer.

REF.: 5CFE01-385

Editores: S.E.C.F. - Junta de Castilla y León Ávila, 21 a 25 de septiembre de 2009 ISBN: 978-84-936854-6-1 © Sociedad Española de Ciencias Forestales

Estimación de la Intensidad de Precipitación Media Superficial a Través de Curvas de Intensidad-Área y los Registros Puntuales de la Red SAIH en la Provincia de Vizcaya.

GONZALO ARANOA, C., ROBREDO SÁNCHEZ, J.C., MINTEGUI AGUIRRE, J.A. Dpto. de Ingeniería Forestal. ETSI de Montes; Universidad Politécnica de Madrid.

Resumen

En la gestión del Riesgo de Inundación es fundamental conocer la probabilidad, es decir el Periodo de Retorno (PR), con la que un determinado caudal puede circular por un determinado tramo de la red de drenaje. En numerosos casos, debido a la carencia de estaciones de aforo en todos los tramos de dicha red, se recurre a la simulación de estos caudales de avenida mediante modelos hidro-meteorológicos, utilizando Intensidades de precipitación (I) con el mismo PR que el caudal que se precisa simular. La intensidad máxima en cada intervalo de tiempo (I_i) para cada PR, se puede estimar en base a las series históricas de Precipitaciones Máximas en 24 horas (P₂₄) registradas en el área de influencia de la cuenca hidrográfica y las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia. Sin embargo, extender la I_i (por ser un dato puntual) a toda la superficie de la cuenca hidrográfica, puede inducir la sobreestimación de la precipitación empleada para la simulación y por tanto de los caudales de avenida para cada PR.

En este estudio, asumiendo que la intensidad media superficial (\overline{I}_i) es igual o menor a la Ii máxima puntual registrada en las estaciones pluviométricas (en este caso de la red SAIH de la Diputación Foral de Bizkaia (SAIH-DFB)), se quiere estimar la relación \overline{I}_i/I_i para diferentes áreas de influencia, con el objeto de establecer curvas Intensidad-Área para la zona de estudio, y así cuantificar el error sobre la variable \overline{I}_i cuando se asume el valor puntual I_i en una determinada superficie. Para modelizar la distribución espacial de I se ha utilizado una malla de resolución 2 km², alimentada por los registros pluviográficos de las estaciones de la red SAIH-DFB, así como un SIG para estimar la precipitación en las celdas donde no hay registros, por métodos de regresión e interpolación espacial.

Palabras Clave:

Curvas Intensidad-Área, Modelos Hidro-Meteorológicos, Intensidad Media Superficial, Intensidad Puntual Máxima, Periodo de Retorno.

1. Introducción

La gestión del riesgo de inundación parte en muchos casos de modelos hidrometeorológicos para simular los caudales de avenida. Se debe fundamentalmente a la ausencia de instrumentación forométrica en todos los tramos de la red fluvial, o a la necesidad de predicción de los caudales de avenida en tiempo real en diversos puntos de la red de drenaje. Por tanto estos modelos pueden utilizarse para estimar los hidrogramas de tormenta, así como los caudales máximos para un periodo de retorno dado. Por ejemplo, en la predicción en tiempo real de los caudales que se pueden presentar a la altura de una determinada población aguas abajo de una tormenta, o para simular caudales con una determinada recurrencia en el ámbito de la gestión del riesgo de inundaciones.

De este modo la estimación de la precipitación real tiene una influencia directa sobre la estimación de los hidrogramas de avenida. En cuencas hidrográficas pequeñas (<100km2), igualar la precipitación puntual a la media superficial puede ser suficientemente preciso, pero es menos cierto a medida que el tamaño de la cuenca aumenta, especialmente para



intensidades elevadas y precipitaciones extremas. Por otra parte, las intensidades de precipitación que se derivan de curvas de recurrencia formadas a partir de precipitaciones puntuales, asumen los valores máximos de la tormenta.

Por ello es recomendable utilizar en la simulación de caudales un valor medio superficial de intensidad. Para estimar la distribución de la intensidad para un evento conocido, se pueden emplear métodos de interpolación de los valores puntuales, como por ejemplo el método de Thiessen (1911), o utilizar el valor medio de las diferentes estaciones. Sin embargo estos métodos no permiten conocer el grado de incertidumbre del modelo meteorológico y no representan una distribución continua de la precipitación. En este sentido son más adecuados métodos geoestadísticos de interpolación que sí representan la continuidad de la variable precipitación, permiten conocer el grado de incertidumbre de la estimación y no están condicionados por la conformación de superficies fijas como en el caso de los Polígonos de Thiessen. Sin embargo, en todos estos casos es importante tener una alta densidad de estaciones pluviográficas en el entorno de la zona de estudio, lo que no se cumple en un gran número de ocasiones. Por ello, una manera de optimizar la estimación hidrometeorológica sería poder medir al menos la variabilidad espacial de la precipitación, aunque esto tampoco es siempre posible.

Cuando se simulan tormentas de diseño para un periodo de retorno, la distribución espacial de la intensidad se puede introducir en el análisis a través de Curvas Intensidad-Área, o Factores de Reducción Superficial (FRS), para estimar el valor medio superficial de la intensidad de precipitación a partir de la medición puntual registrada para un PR determinado. Los FRS representan la relación ente la Precipitación Media Superficial (PMS), para una superficie dada, y la Precipitación Máxima Puntual (PMP) en el mismo momento; por ello son siempre menores a la unidad y disminuyen a medida que la superficie considerada aumenta. Sin embargo, los FRS deben apoyarse en un método de interpolación o en una medición directa de la distribución de la precipitación.

Las curvas Intensidad-Área son funciones de la forma: FRS = f (*S*, *D*, I_{max} , *PR*); establecidas de forma empírica, que relacionan los FRS con la superficie de la cuenca (*S*), la duración del intervalo de tormenta (*D*), la intensidad máxima (I_{max}), y en ocasiones el periodo de retorno (*PR*) (Sivapalan et al.; 1998). En este estudio se quiere estudiar el comportamiento de los FRS en función de la superficie y de la duración del intervalo considerado.

Esencialmente existen dos modos de determinar estos FRS: uno basado en una tormenta o tormentas concretas, y otro centrado en un ámbito territorial concreto y fijo, como la divisoria de una cuenca hidrográfica. El primer enfoque considera los diferentes momentos de una tormenta y compara la precipitación media, para un rango de superficies, con la precipitación máxima en dicho momento. El segundo enfoque considera una superficie fija y determina en todos los instantes la precipitación media en ella, dada una precipitación máxima. En ambos caso se realiza un estudio de precipitaciones máximas en diferentes intervalos de duración para establecer las probabilidades de ocurrencia de las PMS. De alguna manera los valores que se obtienen mediante el primer planteamiento suelen ser inferiores a los segundos; por ello el enfoque centrado en un ámbito geográfico para el diseño de obras hidráulicas (Sivapalan et al., 1998). En este estudio se aborda este problema desde el enfoque centrado en la tormenta.



2. Objetivos

El objetivo de este estudio es doble. Por un lado se quiere calcular el grado de error o incertidumbre de diferentes métodos utilizados para estimar la distribución espacial de la intensidad de precipitación, es decir la PMS, a partir de mediciones puntuales.

Por otro lado se establecerán las Curvas Intensidad-Área, es decir los FRS para cada superficie, para una serie de momentos máximos seleccionados dentro de un evento de precipitación extraordinario. Además se quiere estudiar el comportamiento de los FRS para intervalos de diferentes duraciones.

3. Metodología

3.1. Área de Estudio

El área de estudio comprende una gran parte de la provincia de Vizcaya, concretamente un marco delimitado por 16 estaciones meteorológicas incluidas en la red de pluviógrafos de la Diputación Foral de Bizkaia con una superficie de 1660 km2. Esta área geográfica se corresponde aproximadamente con las cuencas hidrográficas del río Nervión y Cadagua.



Figura. 1 Situación de las 16 estaciones meteorológicas consideradas en el estudio en la provincia de Vizcaya, y área considerada para la estimación espacial (trazo discontinuo).

Se utilizaron los registros de precipitaciones puntuales cada 10 minutos de la red SAIH de la Diputación Foral de Bizkaia (disponibles a través de la Web: www.bizkaia.net), durante un evento de intensidad alta que tuvo lugar entre el 31 de mayo y el 1 de junio de 2008.

Se seleccionaron 36 casos o intervalos de diferentes duraciones (0,5, 1, 6, 12 y 24 horas), en los que se había registrado un máximo puntual o un máximo promedio de precipitación en las estaciones seleccionadas, es decir los picos de la tormenta. En ellas se estimó la precipitación acumulada y la intensidad media en el intervalo.

Intervalo (h)	P _{máx} (mm)	I _{máx} (mm/h)	Rango de máximos (mm/h)	Nº de casos
0.5	20.6	41.2	19.8 - 41.2	7
1	29.0	29.0	12.5 - 29.0	8
6	61.8	10.3	3.9 - 10.3	7
12	85.2	7.1	2.9 - 7.1	8
24	115.2	4.8	3.8 - 4.8	5

Tabla 1 I_{max} de la tormenta en los intervalos 0,5, 1, 6, 12 y 24 horas. N° de casos seleccionados y rango de valores. Intervalo (h) P_{max} (mm) I_{max} (mm/h) Rango de máximos (mm/h) N° de casos



3.2. Estimación de la Precipitación Media Superficial

Se consideraron 4 métodos para la estimación de la distribución de la precipitación. Los dos primeros son métodos de regresión polinómica y son deterministas y no exactos. Los dos segundos son métodos estocásticos, que además son exactos.

• Regresión Polinómica Lineal (*RI*):

La primera metodología responde a un modelo de regresión Polinómica en los ejes XY (son las co variables) de grado 1, es decir, una superficie plana. Se ha seleccionado este método para contrastar los resultados obtenidos con métodos más complejos. El modelo lineal sigue la expresión [1]:

$$Z(x_i, y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i + \varepsilon(x_i, y_i)$$
[1]

Donde $Z(x_i, y_i)$ es la variable en la posición (x_i, y_i) , β_i son los parámetros ajustados por mínimos cuadrados y ε (x_i, y_i) representa el error que debe ser minimizado.

• Regresión Polinómica Parabólica (*RII*):

La segunda metodología responde a un modelo de regresión Polinómica en los ejes XY de grado 2. El modelo parabólico sigue la expresión [2]:

$$Z(x_i, y_i) = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 y_i + \beta_3 x_i^2 + \beta_4 y_i^2 + \beta_5 x_i y_i + \varepsilon(x_i, y_i)$$
[2]

Donde $Z(x_i, y_i)$ es la variable en la posición (x_i, y_i) , β_i son los parámetros ajustados por mínimos cuadrados y $\varepsilon(x_i, y_i)$ representa el error que debe ser minimizado.

• Vecino más cercano (*TH*):

El método del Vecino más Cercano asigna a la variable, en cada punto, el valor medido o conocido, más cercano. Este es el método en que se fundamenta la metodología conocida como Polígonos de Thiessen (Thiessen, 1911). Este enfoque ha sido ampliamente utilizado en todo tipo de aplicaciones hidrometeorológicas. Realmente no se trata de un método de interpolación en sentido estricto, pero se apoya en la hipótesis de que una estación climática es representativa de los puntos que están cercanos a ella. Sin embargo esta metodología no representa la variación continua de la variable climática y por tanto se ve excesivamente afectada por la conformación de los polígonos, generando transiciones fijas y bruscas de unas zonas a otras.

• Krigueado Ordinario (*KO*)

El Krigueado Ordinario se fundamenta en la variabilidad espacial y la correlación de fenómenos distribuidos en el espacio de forma continua, para predecir la magnitud del fenómeno en las localizaciones no muestreadas. El principio intuitivo que fundamenta el método es que la variable toma valores similares en puntos separados por las distancias más cortas, mientras que a medida que la distancia entre dos localizaciones aumenta, la diferencia de los valores que toma la variable en ellas, se hace mayor.

Estos métodos fueron ampliamente detallados por Cressie (1993) y normalmente constan de dos pasos: un paso preliminar de exploración de los datos, y su análisis estructural



basado en la localización geográfica de los mismos; y un segundo paso de predicción de la variable en las posiciones que no cuentan con medición.

Para determinar la autocorrelación espacial de la variable se emplea un modelo de semivariograma (o abreviado, variograma). La autocorrelación espacial queda caracterizada por el variograma experimental, que mide la diferencia entre pares de puntos separados una distancia h. Así, el variograma se calcula como la mitad de la diferencia cuadrática promedio entre los pares que se encuentran en cada rango de distancias (semivarianza). La semivarianza se define por la expresión [3]:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \cdot \sum_{a=1}^{N(h)} [z(u_a) - z(u_{a+h})]^2$$
 [3]

Donde N(h) es el número de pares separados una distancia h; y $z(u_a)$ y $z(u_{a+h})$ son los valores medidos de las variables en las posiciones u_a y u_{a+h} respectivamente. Una vez determinado el variograma experimental, la autocorrelación se modelizó ajustando un variograma teórico, bien de tipo Esférico (Goovaerts, 1999) con efecto pepita, o bien de tipo Gaussiano (Cressie, 1993), usando el método de mínimos cuadrados ponderados (Cressie, 1993).

En el caso del Krigueado Ordinario, la predicción del la variable en la posición u_a $(z^*(u_a))$ se estima siguiendo la expresión [4]

$$z^*(u_a) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(u_a) \cdot z(u_i) \quad [4]$$

Donde λi es el peso correspondiente a cada uno de los n puntos muestreados $z(u_i)$, cumpliendo las condición [5], de modo que el estimador no sea sesgado, y minimizando la varianza del estimador [6]. De este modo el Krigueado supone el mejor ajuste lineal no sesgado.

$$\sum_{i=1}^{n} \lambda_i = 1 \quad [5]$$
$$\sigma_E^2 = Var\{Z^*(u_a) - Z(u_a)\} \quad [6]$$

3.3. Comparación de los métodos de estimación de la PMS – Validación Cruzada

Para comprobar la precisión y la estabilidad de cada uno de los métodos, se empleó la metodología de la validación cruzada, comúnmente utilizada para probar modelos climáticos.

Para cada método (un total de 4) y cada duración (0,5, 1, 6, 12 y 24 horas) (un total de 36), se calculó en cada estación el error como la diferencia entre el valor simulado, excluyendo la estación, menos el valor medido en la estación (Esperado – Observado). Se calcularon los promedios de los errores para cada método y cada duración de intervalo de tres maneras, siguiendo un esquema similar al seguido por Nalder (1998) o Benavides (2007) en estudios similares: Error Medio (EM), Error Absoluto Medio (EAM) y la Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM). El EM refleja el sesgo de la estimación, de modo que para una estimación sin sesgo el EM debería ser próximo a 0; el EAM y la RECM indican la precisión de la estimación, siendo la RECM más sensible a los valores extremos, por lo que se tuvo especial atención para analizar este indicador.



Para probar el comportamiento de cada método en términos generales, se estudió la correlación entre los valores observados y los simulados a partir de la validación cruzada. Además se utilizó el coeficiente de eficiencia (E), también conocido coeficiente de Nash Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970). Dicho coeficiente se calcula a partir de la suma de las desviaciones de las observaciones respecto a una recta con pendiente 1 (expresión [7]).

$$E = \frac{\sum_{i=1}^{n} (Q_m - \overline{Q_m})^2 - \sum_{i=1}^{n} (Q_m - Q_p)^2}{\sum_{i=1}^{n} (Q_m - \overline{Q_m})^2}$$
[7]

Donde Q_m es el valor medido, Q_p es el valor estimado, y $\overline{Q_m}$ es el valor promedio medido.

3.4. Estimación de los FRS – Curvas Intensidad-Área.

Para poder estimar los FRS, y construir las Curvas Intensidad-Área, se ha considerado un modelo meteorológico distribuido, representado por una malla de celdas con valores de PMS (mm/h) de superficie 2 km². La PMS en cada celda se ha calculado estimando la intensidad en 9 puntos repartidos de forma regular dentro de la celda.

Se estimaron los valores de los FRS usando la siguiente expresión [8]: $FRS = \overline{I}_i / I_{max}$ [8]

Siendo *i* los diferentes valores de intensidad para un momento dado; I_{max} es la PMP en cada momento; y la \bar{I}_i (PMS) se calcula a través de la expresión [9]:

$$\bar{I}_i = (V_i / S_i) + i$$
[9]

Donde V_i es el volumen de precipitación por encima de la isoyeta *i*, y S_i la superficie proyectada (2D) por encima de la isoyeta *i*.

Finalmente, para resumir el comportamiento de la tormenta para los intervalos de cada duración (0.5, 1, 6, 12 y 24 horas), se ajustó una función exponencial decreciente, ajustada por mínimos cuadrados, considerando la superficie como variable independiente. (Chulsang et al., 2007).

$$FRS = 1.0 - a \cdot e^{-\left(\frac{1}{b \cdot S^c}\right)}$$
[10]

Donde *a*, *b* y *c* son parámetros a determinar y S es la superficie en km^2 .

4. Resultados

4.1. Estimación de la distribución de la precipitación y la PMS

Se calculó la distribución espacial de la precipitación para los 36 máximos seleccionados. En la figura 2 se puede observar uno de los máximos, que representa un intervalo de 6 horas, por los cuatro métodos seleccionados.





Figura. 2 Estimación de la distribución espacial de la precipitación por diferentes métodos, para un intervalo de 6 horas, a las 19:20 del 31/05/2008.

Para estimar la distribución espacial de la intensidad de precipitación por el método KO se ajustó un variograma diferente para cada momento seleccionado (36 en total). El ajuste de los variogramas fue problemático debido a la escasa cantidad de puntos. Se limitó el variograma a una distancia comprendida entre a la mitad de la distancia máxima posible y la máxima distancia de estudio, para asegurar que la distribución de la variable fuera estacionaria. El número de intervalos para la estimación del variograma experimental fue siempre 9. Los parámetros que definen el variograma teórico (pepita, meseta y alcance), que no aparecen aquí recogidos por motivos de espacio, mostraron la suficiente variabilidad como para desechar la posibilidad de utilizar un único modelo de variabilidad espacial en todos los casos. En cuanto al número de puntos utilizados para la predicción se estableció en un máximo de 7.

4.2. Validación Cruzada

En general, el KO fue el método más centrado y con menor error (Tabla 2). El método TH tuvo así mismo un buen comportamiento en cuanto a la precisión de la estimación. En la mayoría de los casos presentó un EAM igual, y una RECM ligeramente superior, al KO, aunque estas diferencias no resultaron ser estadísticamente significativas (test t-student para dos muestras, con nivel de confianza del 95%). Sin embargo en el caso del EM sí se encontraron diferencias estadísticamente significativas, siendo el EM mayor con el método TH, lo que prueba un mayor sesgo de este último método (Figura 3).

El método RI se comportó simétricamente al TH. Es decir, el sesgo (EM) fue bajo, similar al obtenido por el método KO; sin embargo el REMC fue estadísticamente superior al



obtenido por el KO (test t-student para dos muestras, con nivel de confianza de 95%). Este resultado puede ser razonable, si consideramos que la regresión lineal es una estimación no sesgada, aunque no recoja adecuadamente la variabilidad de la distribución de la variable I_i . El segundo método determinista, RII, fue el método que peor se comportó en todos los sentidos, resultando el más sesgado y el que mayores errores producía (figura3).

Intervalo (h)	Método	EM	EAM	RECM
	RI	-0.15 ± 0.11	5.72±0.91	7.56±0.80
0.5	RII	0.20±0.18	6.02±0.33	8.10±0.64
0.5	TH	-0.28 ± 0.27	4.02±0.24	6.40 ± 0.64
	KO	-0.11±0.09	3.80±0.36	5.90±0.47
	RI	-0.11 ± 0.07	4.13±0.49	5.28±0.44
1	RII	0.24 ± 0.12	4.27±0.34	5.80±0.47
1	TH	-0.11±0.18	2.48 ± 0.09	3.83±0.36
	KO	-0.10 ± 0.06	2.53±0.13	3.81±0.26
	RI	-0.03 ± 0.02	1.36 ± 0.20	1.81 ± 0.28
6	RII	0.20 ± 0.02	1.77±0.30	2.18±0.33
0	TH	-0.08 ± 0.09	1.14 ± 0.13	1.57±0.20
	KO	-0.03 ± 0.03	1.14±0.20	1.40±0.23
	RI	-0.03 ± 0.01	1.07±0.14	1.48 ± 0.21
12	RII	$0.20{\pm}0.02$	1.45±0.21	1.83 ± 0.25
12	TH	-0.11±0.05	0.92 ± 0.08	1.34±0.16
	KO	-0.03 ± 0.01	0.96±0.12	1.15±0.14
	RI	-0.03 ± 0.00	0.86±0.05	1.15±0.06
24	RII	0.18 ± 0.00	1.16±0.04	1.46 ± 0.06
2 4	TH	-0.08 ± 0.02	0.74±0.03	1.04 ± 0.03
	KO	-0.02 ± 0.03	$0.74{\pm}0.03$	0.86 ± 0.04

Tabla 2 Errores en la validación cruzada. Métodos: Regresión lineal (RI), Regresión parabólica (RII), Vecino más cercano (TH), Krigueado Ordinario (KO). Errores: Error Medio (EM), Error Absoluto Medio (EAM), Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM). Resumen de medias ± error típico de la media. Unidades: mm/h



Figura. 3 Diagramas de caja: RECM y EM, resultado de la validación cruzada para duración de intervalo (0.5, 1, 6, 12 y 24 h.). Las líneas centrales marcan la mediana. Las cajas se corresponden con el intervalo 1er cuartel-3er cuartel. Las barras representan el 95% de los casos. Las Unidades: mm/h.



Si consideramos el conjunto de datos observados y esperados (figura 4), la precipitación acumulada en el intervalo muestra una mejor correlación (R^2) y mayor eficiencia del modelo (E) en el caso del KO, con una correlación de 0.82 y una eficiencia de 0.82. El método TH funcionó sensiblemente peor, con una correlación de 0.76 y una eficiencia de 0.75. Por último, los métodos de regresión (RI y RII) resultaron muy inferiores a estos dos.



Fig. 4 Valores esperados y observados: Krigueado Ordinario (KO), Vecino más Cercano (TH), Regresión lineal (RI) y Regresión parabólica (RII). Regresión lineal (trazo continuo) y pendiente 1:1 (trazo discontinuo). Unidades: mm.

4.3. Curvas Intensidad-Área

Para conocer la distribución espacial de la precipitación se ha seleccionado la metodología KO, por ser la que menor error y sesgo presenta. Los parámetros resultantes del ajuste de los FRS según la función exponencial decreciente [10] para cada duración de intervalo, así como los coeficientes de correlación (R^2), aparecen recogidos en la tabla 3.

Duración (h)	a	b	с	\mathbf{R}^2
0.5	1.68	0.24	0.21	0.67
1	2.66	0.17	0.20	0.76
6	15.60	0.10	0.14	0.83
12	89.01	0.08	0.10	0.95
24	21.25	0.15	0.08	0.94

Tabla 3 Parámetros de ajuste de las Curvas Intensidad-Área, para cada duración de intervalo.



Las curvas Intensidad-Área ajustadas para los intervalos más cortos muestran un brusco descenso de los FRS para superficies pequeñas, lo que refleja de algún modo variaciones más locales y más bruscas de la intensidad. Las curvas para intervalos mayores presentaron una pendiente menor, lo que indica una distribución de la intensidad más homogénea.



Figura. 5 Curvas FRS para 0.5horas, 1 hora, 6 horas, 12 horas y 24 horas.

5. Discusión

5.1. Estimación de la distribución de intensidad - PMS

Si se compran los errores de la validación cruzada de la RI (método más simple aplicado en este estudio) con el resto de métodos, el KO y el TH obtuvieron precisiones mejores (siendo el RII el método que mayor desviación presentó). Por el contrario, el TH aumenta. sensiblemente el sesgo de la predicción respecto a RI. Cabe decir a este respeto que la RI es una metodología que por su construcción presenta un sesgo mínimo, por lo que resulta lógico que sea la metodología, junto al KO, que menor EM presenta.

Entre los métodos utilizados en este estudio, destaca por su mejor rendimiento el método geoestadístico, el Krigueado Ordinario. El error en la predicción por este método resultó muy inferior a otros métodos deterministas como la regresión polinómica (de primer y de segundo grado). Sin embargo los errores en la validación cruzada resultaron ser similares a los obtenidos por el método Vecino más cercano (TH). En concreto el error absoluto resultante fue el mismo por ambos métodos, y el error cuadrático, el que da más peso a los valores extremos, fue únicamente ligeramente inferior para el método geoestadístico. No obstante, el KO presenta dos ventajas sobre el método que se deriva de los Polígonos de Thiessen (TH): en primer lugar el KO resultó ser menos sesgado, además el KO concentra los errores más bajos en las zonas con alta densidad de mediciones, mientras que en el método TH desconocemos la distribución del error en la predicción.

Se debe resaltar que el método TH funciona comparativamente mejor de lo esperado, en cuanto a la precisión de la predicción, señalando que métodos más complejos no tiene por qué ser más precisos. Sin embargo este método no permite un estudio adecuado de los FRS ya que



se ve muy influenciado por unas superficies que son fijas y no representa la continuidad espacial de la variable.

En general todas las metodologías presentaron poca capacidad para representar fluctuaciones fuertes y locales, lo que se pone de manifiesto con los mayores RECM hallados para duraciones de tormenta bajas (en las que se producen este tipo de variaciones bruscas y locales). Esto se debe a la baja densidad de pluviógrafos considerados en el estudio. Este aspecto es de particular importancia en el caso del KO ya que introduce un alto nivel de incertidumbre en la determinación de los variogramas. Otros estudios, como el de Sun et al. (2000) o Ehret et al. (2008), detectaron las mismas carencias en situaciones similares.

Finalmente, si se consideran los resultados de forma global, se aprecia que la eficiencia y correlación del KO es superior a los otros métodos aplicados en este estudio. No obstante, se puede decir a este respecto que debido de nuevo a la baja densidad de pluviógrafos, este aspecto pueda ser mejorado, por ejemplo con medición de reflectividad radar que proporciona una información más precisa de la distribución espacial de la intensidad de precipitación.

5.2. Estimación de los FRS – Curvas Intensidad-Área

Las Curvas Intensidad-Área ajustadas muestran menor pendiente a medida que la duración de la tormenta aumenta. El significado espacial de este resultado se explica por una mayor homogeneidad en la distribución espacial de la intensidad para intervalos de mayor duración y por la presencia de fluctuaciones fuertes y locales para intervalos reducidos. Además, los intervalos más dilatados mostraron una correlación mayor y más constante entre los FRS y la superficie. Este resultado se puede explicar por una mayor variabilidad en el comportamiento de intervalos de duración más cortos. Por este motivo, como cabía esperar, se puede decir que las Curvas Intensidad-Área son más representativas para intervalos más prolongados que para intervalos más cortos.

En nuestro estudio se encontraron reducciones importantes en la relación PMP-PMS. Para superficies de 200km^2 los FRS variaron entre valores próximos a 0.9, para los intervalos más largos (12 y 24 horas), hasta valores en torno a 0.6 para intervalos de 0.5-1 hora. Para superficies en torno a 1600 km² la reducción de los FRS fue muy superior; tomando valores cercanos 0.6 para los intervalos más prolongados, e inferiores a 0.3 para los intervalos más cortos (figura 5). En este sentido, se puede argumentar que la introducción del factor distribución espacial de la precipitación puede no verse completamente justificado para estimar caudales de avenida en cuencas de pequeño tamaño (<100 km²), pero puede resultar un factor de gran peso en cuencas de tamaños intermedios a grandes.

6. Conclusiones

La introducción del factor distribución de la precipitación, muestra claras ventajas respecto al uso de precipitaciones puntuales para la simulación de caudales de avenida. Especialmente porque la sobreestimación de la precipitación puede no ser asumible en el caso de la gestión y delimitación de zonas inundables.

Entre los métodos aquí empleados para estimar la distribución de la precipitación parecen apropiados tanto el método TH como el método KO. No obstante, dependiendo del contexto en el que se utilicen puede ser más recomendable uno u otro. Frente a la simplicidad del método TH, el método KO requiere una mayor inversión de medios y tiempo. Sin embargo este último, al contrario que el método TH, proporciona una distribución continua de



la variable I_i , lo que permite la estimación de los FRS, y localiza los errores de predicción, en concreto reúne los más bajos en las zonas cercanas a las estaciones de medición. Finalmente cabe decir que para cualquiera de estos dos casos es importante tener una alta densidad de pluviógrafos o una medición, directa o indirecta, de la distribución de la tormenta.

7. Agradecimientos

Es estudio surge dentro del programa de doctorado de la UPM como una forma para mejorar los resultados en la simulación de las tormentas en áreas que disponen de escasa información básica, para posteriormente aplicarlo en la ordenación hidrológica. Este aspecto ha sido uno de los objetivos desarrollados por el equipo de la Universidad Politécnica de Madrid en el Proyecto EPIC FORCE del 6º Programa Marco de la Comisión Europea. Se agradece especialmente al Departamento de Medio Ambiente - Área de Hidrología, de la Diputación Foral de Bizkaia por facilitar los datos base para el estudio.

8. Bibliografía

BENAVIDES, R, MONTES, F., RUBIO, A, OSORO, K. 2007. Geostatistical modelling of air temperature in a mountainous region of Northern Spain. *Agr. Forest. Meteorol.* 146: 173–188

CHULSANG, Y., KYOUNGJUN. K., HUNG, K., MOO P. 2008. Estimation of areal reduction factors using a mixed gamma distribution. *J. Hydrol.* 335, 271–284

CRESSIE, N.A.C., 1993. Statistics for Spatial Data. Wiley, 900 pp, Nueva York.

DIPUTACIÓN FORAL DE BIZKAIA; 2007-2008. Datos Hidrometeorológicos. Departamento de Medio Ambiente. Área de Hidrología. www.bizkaia.net. http://www.bizkaia.net/Ingurugiroa_Lurraldea/Hidrologia_Ac/Datos.asp?Tem_Codigo=2781

EHRET, U., GÖTZINGER, J., BÁRDOSSY A., PEGRAM G.G.S. 2008. Radar-based flood forecasting in small catchments, exemplified by the Goldersbach catchment, Germany. *Intl. J. River Basin Management* 6, 4: 323–329

GOOVAERTS, P., 1999. Geostatistics in soil science: state-of-the-art and perspectives. *Geoderma* 89, 1–45.

NALDER, I.A, WEIN R.W. 1998. Spatial interpolation of climatic Normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agr. Forest. Meteorol.* 92: 211-225

NASH, J.E., SUTCLIFFE, J.V. 1970. River Flow Forecasting through Conceptual Models Part I - A Discussion of Principles. *J. Hydrol*. 10:282-290

SIVAPALAN, M.; BLÖSCHL, G. 1998. Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-durationfrequency curves. *J. Hydrol.* 204: 150-167

SUN, X., MEIN, R.G., KEENAN T.D., ELLIOTT, J.F. 2000. Flood estimation using radar and raingauge data. *J. Hydrol.* 239: 4–18

THIESSEN, A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Rev.* 39 (7), 1082–1084.

