

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL RIESGO DE PRECIPITACIONES EXTREMAS EN EL PIRINEO ARAGONÉS OCCIDENTAL

Santiago BEGUERÍA y Adrián LORENTE

Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Zaragoza

Resumen: Los eventos pluviométricos extremos son episodios lluviosos de gran intensidad capaces de desencadenar procesos geomorfológicos de gran magnitud e importantes consecuencias en pérdidas económicas y humanas, como conocemos por ejemplos recientes e históricos. Estos efectos devastadores son si cabe mayores en áreas de montaña, de gran energía topográfica e inestabilidad geomorfológica. Además de su intensidad, estos episodios se caracterizan por su baja frecuencia temporal y por presentar una distribución espacial aparentemente errática. Este carácter extremo hace que las series pluviométricas normalmente disponibles sean poco adecuadas para el estudio de las precipitaciones máximas.

En este artículo se estudia la distribución espacial del riesgo de precipitaciones extremas en el Pirineo occidental aragonés, buscando posibles patrones geográficos y explorando la posibilidad de realizar una cartografía del riesgo de precipitaciones extremas mediante técnicas estadísticas y SIG. Se revisa la metodología estadística habitual en el estudio de los eventos extremos (ajuste de los datos a una ley de probabilidad y cálculo de períodos de retorno). Este tipo de modelos, muy sensibles a los datos, requieren un estudio de significación estadística para comprobar su fiabilidad.

Palabras clave: Precipitación, Eventos pluviométricos extremos, Períodos de retorno, Riesgos hidrogeomorfológicos, Pirineo aragonés

Abstract: Extreme rainfall events are very unusual and tend to provoke high magnitude geomorphic processes, with catastrophic economic and human consequences. The hazard is even higher in mountain areas, with huge topographic gradients and high geomorphic instability. These extreme events occur with a low frequency and an apparently erratic spatial distribution. This is the reason why the current pluviometric records are inadequate or insufficient for studying the spatial and temporal organisation of the most intense rainstorms.

In this paper the spatial distribution of the extreme rainfalls in the Central Spanish Pyrenees has been assessed. A map of extreme precipitation hazard with uncertainty, using statistical techniques and GIS, is proposed. A critical analysis of the statistical

methods used in the study of extreme rainfall events is done. Such methods need a study of the statistical significance in order to test their reliability.

Key words: Rainfall, Extreme events, Return periods, Hydrogeomorphological hazards, Central Spanish Pyrenees

INTRODUCCIÓN

El estudio de los episodios pluviométricos extremos tiene una larga tradición en Hidrología y Geomorfología. Es durante estos eventos cuando tiene lugar una gran parte del trabajo geomorfológico, activándose procesos de erosión superficial, arroyamiento torrencial, movimientos en masa, cambios en los cauces y en las llanuras aluviales, etc. (ver, por ej., DUNNE y LEOPOLD, 1978; GARCÍA RUIZ *et al.*, 1999; GARCÍA RUIZ *et al.*, en prensa *a*). En muchas ocasiones estos procesos cobran una dimensión catastrófica, afectando a infraestructuras e incluso cobrándose vidas humanas.

En el ámbito de la península Ibérica son especialmente violentos los episodios ligados a la frontogénesis mediterránea, fundamentalmente otoñal, que afecta de manera generalizada a la franja litoral. Las regiones montañosas constituyen otro ámbito de riesgo, pues la complejidad orográfica favorece el desarrollo de tormentas convectivas de gran intensidad y amplifica el efecto de las perturbaciones frontales al obligar a ascender a las masas de aire. Por otra parte, la gran energía del relieve facilita que estos episodios de precipitación intensa desencadenen procesos geomorfológicos de envergadura, que pueden afectar a los asentamientos humanos al emplazarse éstos en zonas de riesgo como fondos de valle o conos de deyección de torrentes.

En el caso del Pirineo español el registro histórico es rico en ejemplos de tales episodios extremos (VILAR, 1995; MARTÍN VIDE, 1985), con frecuentes precipitaciones superiores a los 100 mm en 24 h. Algunos casos excepcionales son los 600 mm registrados en el refugio de Góriz (Ordesa, 2200 m), los 500 mm de Sin, los 307 mm de Urdiceto, los 252 mm de Capella, o los 214 de Gistaín en noviembre de 1982 (MARTÍ BONO y PUIGDEFÁBREGAS, 1983). Otros casos ejemplifican la violencia de los procesos hidrogeomorfológicos asociados a las lluvias extremas, como el desastre del camping de Biescas en agosto de 1996 (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1996; WHITE *et al.*, 1997) o las riadas y coladas de bloques en los conos de deyección de los barrancos de Remáscaro y La Guingueta en noviembre de 1982 (BRU *et al.*, 1984; CLOTET *et al.*, 1989).

El presente trabajo pretende contribuir al conocimiento de las precipitaciones extremas en el Pirineo aragonés occidental, determinando la existencia o no de patrones en su distribución espacial. Se hace hincapié en los problemas que conlleva el manejo estadístico de los valores extremos de una distribución, y en la necesidad de acompañar los cálculos de perí-

odos de retorno del correspondiente análisis de significación. Finalmente, se presenta una cartografía del riesgo de precipitaciones extremas a partir de técnicas estadísticas y SIG.

ÁREA DE ESTUDIO

El trabajo cubre la parte del Pirineo aragonés y navarro comprendida entre los ríos Esca y Gállego, desde el eje de la cordillera hasta las Sierras Exteriores (Figura 1). Este rectángulo de unos 3.600 km² recoge gran parte de la variabilidad paisajística del Pirineo central español, desde la alta montaña hasta las depresiones intramontanas. El relieve se ordena en bandas sucesivas de orientación general oeste-este, distinguiéndose de norte a sur los siguientes sectores:

El Alto Pirineo paleozoico o Pirineo axial, con un relieve muy diversificado debido a la heterogeneidad litológica. Las mayores altitudes se alcanzan en los batolitos graníticos

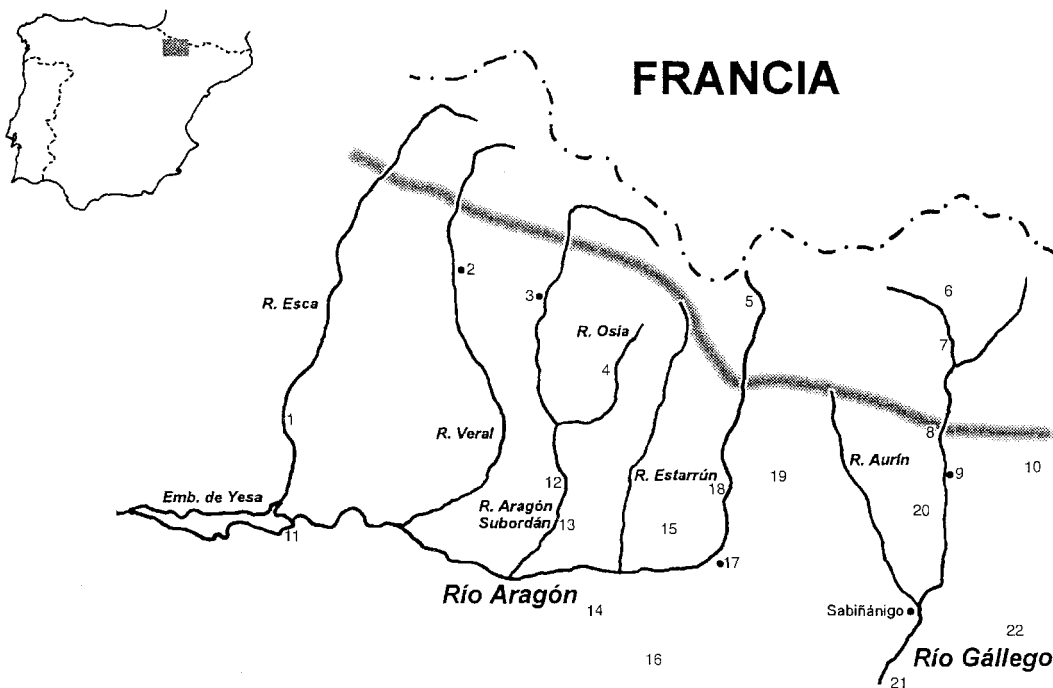


Figura 1. Área de estudio, con indicación del eje de las Sierras Interiores. Los números hacen referencia a las estaciones meteorológicas empleadas en este trabajo. Estaciones del Alto Pirineo: 1, Salvatierra de Escá; 2, Ansó; 3, Hecho; 4, Aragüés del Puerto; 5, Rioseta; 6, La Sarra; 7, Escarrilla; 8, Búbal; 9, Biescas; 10, Yésero. Resto de estaciones: 11, Artieda; 12, Embún; 13, Javierregay; 14, Binacua; 15, Caniás; 16, Botaya; 17, Jaca; 18, Castillo de Jaca; 19, Bescós de Garcipollera; 20, Escuer; 21, Hostal de Ipiés; 22, Yebra de Basa

de Panticosa y de Balaitús (3.144 m) o en su orla metamórfica (Infiernos, 3.082 m), así como en pitones volcánicos andesíticos (Anayet, 2.559 m) y en afloramientos calizos (Peña Foratata, 2.341 m). Los dominios pizarrosos (Silúrico) y arcillosos (Pérmico) dan lugar, en cambio, a relieves de pendientes suaves y topografía relativamente deprimida (alto valle de Tena, Tramacastilla, Candanchú-Somport, Selva de Oza).

Las Sierras Interiores, armadas en calizas y areniscas mesozoicas forman una alineación notablemente continua y de relieve muy abrupto: Peña Forca (2.390 m), Bisaurín (2.668 m), Aspe (2.645 m), Collarada (2.886 m), Telera (2.769 m), Tendeñera (2.853 m) (Figura 1).

Al sur de las Sierras Interiores la altitud desciende gradualmente en el sector del flysch eoceno, con un relieve dominado por divisorias suaves y laderas regularizadas cuyas cotas máximas apenas superan los 2.000 m.

La Depresión Interior Altoaragonesa se modela en margas de edad eocena, dando lugar a un amplio corredor (Canal de Berdún y Val Ancha) con relieve de glaciares y terrazas aluviales cuyo fondo oscila entre 600 y 850 m.

Finalmente, el sector más meridional corresponde al Prepirineo, formado por areniscas y conglomerados suavemente plegados (peñas de San Juan y Oroel, 1.769 m; depresión Guarguera-Onsella), y por las Sierras Exteriores, que reproducen en pequeño las características de las Sierras Interiores. Culminan en el Tozal de Guara (2.077 m).

La disposición general de los valles es N-S, con las excepciones del río Aragón en la Depresión Interior y de algunos afluentes menores.

El clima es de tipo montano, dominado por las influencias oceánicas al noroeste y mediterráneas hacia el sur y sudeste (CREUS NOVAU, 1983). La oceanidad es patente al norte de las Sierras Interiores, donde las precipitaciones tienden a concentrarse en la estación fría, con registros medios anuales superiores a 1200 mm.

Las Sierras Interiores ejercen un efecto de pantalla orográfica, dejando a los territorios situados al sur en condiciones de sombra pluviométrica con respecto a los flujos zonales. En general, hacia el sur y el sudeste el clima adquiere un carácter de tipo submediterráneo con matices continentales. Las precipitaciones anuales se cifran entre 700 y 1.000 mm, con máximos equinociales, aunque se superan esos valores en los relieves más prominentes.

MÉTODOS

En Hidrología los riesgos suelen establecerse a partir de los llamados *períodos de retorno* o *intervalos de recurrencia*, que no son sino la inversa de la probabilidad: a un evento con

una probabilidad de ocurrencia en un año de 1/100 le corresponde un período de retorno de 100 años. La aproximación habitual al problema es, pues, estadístico-frecuentista: a partir de los registros de precipitación existentes se hacen las estimaciones de los períodos de retorno. Normalmente se toma la máxima precipitación en 24 horas de cada año, lo cual asegura la independencia de los sucesos, y la serie resultante se ajusta a una distribución de probabilidad de valores máximos: log-Normal, log-Pearson III, Gumbel-tipo I, Weibull-tipo III, Gamma (CHOW, 1994; LLAMAS, 1993; JONES, 1997; CUSTODIO y LLAMAS, 1996; APARICIO, 1997).

Una vez determinada la ley de probabilidad se pueden realizar extrapolaciones y calcular los períodos de retorno de cualquier precipitación mediante la siguiente relación:

$$Tr_x = \frac{1}{1 - p_x} = \frac{1}{q_x} \tag{1}$$

donde:

Tr_x es el tiempo de retorno de una precipitación de x mm, en años;

p_x es la probabilidad de ocurrencia anual de un evento inferior a x mm;

q_x es la probabilidad de ocurrencia anual de un evento igual o superior a x mm.

Para este estudio se han recopilado los registros diarios de precipitación de 22 estaciones meteorológicas pertenecientes a las redes del Instituto Nacional de Meteorología y del Instituto Pirenaico de Ecología, con longitudes de 15 a 25 años (Figura 1). Se ha extraído la serie de precipitaciones máximas anuales de cada estación, y dichas series se han ajustado a una distribución asintótica de Gumbel-tipo I, cuya función de distribución es la siguiente (GUMBEL, 1962):

$$F_{(x)} = e^{-e^{-y}} = p_x \tag{2}$$

siendo:

$F_{(x)}$ la probabilidad de que en un año se registre una precipitación en 24 h. inferior a x mm.

$F_{(x)} = p = P(x < X)$;

e la base de los logaritmos neperianos;

y la variable reducida, calculada a partir de la expresión:

$$y = \alpha(x - \beta) \tag{3}$$

donde:

$$-\infty < x < \infty;$$

α y β son parámetros de la distribución, de forma y escala respectivamente. Se han estimado a partir de la media aritmética y la desviación estándar de la muestra (CHOW, 1994:397; LLAMAS, 1993:136-137; CUSTODIO y LLAMAS, 1996:149. Otros autores proponen métodos ligeramente diferentes: ver también APARICIO, 1997:264):

$$\alpha = \frac{1.2825}{S_x} \quad [4]$$

$$\beta = \bar{x} - \frac{0.5772}{\alpha} = \bar{x} - 0.45S_x.$$

Todas las técnicas de inferencia estadística (estimación de los parámetros de una población a partir de una muestra) son sensibles a la información de partida. Este hecho hace especialmente delicado trabajar con los datos extremos de una muestra, como sucede con las precipitaciones máximas, pues evidentemente se encuentran mucho peor representados en la misma que los valores cercanos al promedio. Como se ha observado en anteriores trabajos (WHITE *et al.*, 1997), es perfectamente posible que en un registro de 20 años no esté representado el evento correspondiente a un período de retorno de 20 años, con lo que los resultados del modelo no serán correctos. Lo mismo sucedería si en esos 20 años se hubiera registrado el evento correspondiente a un retorno de 100 años. Es necesario, pues, realizar un estudio sobre el error que cabe esperar en las estimaciones inferidas.

Se ha calculado para cada curva de períodos de retorno la banda de confianza a un nivel de significación 90%. Si se pudiera disponer del registro infinito de todas las precipitaciones caídas en una localidad, y se extrajera del mismo un número suficientemente grande de muestras de tamaños iguales, se puede demostrar que alrededor del 65% de las probabilidades y períodos de retorno calculados a partir de dichas muestras estarían dentro de una banda de σ_x (error estándar); y, en general, dentro de una banda de $z\sigma_x$, siendo z el valor de la variable normal estandarizada correspondiente al nivel de significación escogido (1,645 para un nivel de significación 90%). La fórmula del error estándar de una distribución de Gumbel-tipo I es la siguiente:

$$\sigma_x = \frac{\sqrt{p_x \cdot q_x}}{\sqrt{n} \cdot e^{-y} - e^{-y'}} \quad [5]$$

donde n es el número de registros de la serie.

Para calcular los límites superior e inferior de la banda de confianza ($F_{S_{(x)}}$, $F_{i_{(x)}}$) aplicaremos la fórmula [2] a los valores de x modificados por el error al nivel de significación escogido:

$$F_{S_{(x)}} = F_{(x + z\sigma_x)} \quad [6]$$

$$F_{i_{(x)}} = F_{(x - z\sigma_x)}$$

Se ha escogido la precipitación máxima de 100 años de retorno (P_{100} en adelante) como indicador del riesgo de ocurrencia de precipitaciones extremas en un punto. Se ha llevado a cabo un análisis de regresión entre P_{100} y una serie de variables climáticas, topográficas y de posición, partiendo de la hipótesis de que el relieve local es determinante en la distribución de lluvias extremas en zonas de montaña. Las variables regresoras, extraídas en su mayor parte de un modelo digital de elevaciones (GTOPO-30, United States Geological Survey), son las siguientes:

- Localización geográfica de la estación: coordenadas UTM (dos variables: *easting*, *northing*).
- Altitud de la estación.
- Aspecto u orientación de la vertiente donde está instalada la estación.
- Altitud máxima en círculos de 1, 3, 5 y 8 km en torno a la estación (cuatro variables).
- Altitud mínima en círculos de 1, 3, 5 y 8 km en torno a la estación (cuatro variables).
- Gradiente topográfico en un círculo de 1, 3, 5 y 8 km en torno a la estación (tres variables).
- Desviación estándar de las altitudes en círculos de 1, 3, 5 y 8 km en torno a la estación, como indicador de la heterogeneidad del relieve (cuatro variables).
- Promedio y desviación típica de las precipitaciones anuales (dos variables).

Se han calculado los coeficientes de correlación r de Pearson entre P_{100} y cada una de las variables regresoras. Considerándose que una combinación de varias de ellas podía ofrecer mejores resultados, se ha utilizado el paquete estadístico Statgraphics v. 2.1 que ensayó modelos de regresión múltiple con todas las combinaciones posibles de las variables, llegando a un modelo óptimo de nueve parámetros. Por último se introdujo este modelo paramétrico en un sistema de información geográfica (IDRISI for Windows v. 2.0) para la elaboración del mapa de riesgos de precipitaciones extremas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Precisión e incertidumbre en el cálculo de períodos de retorno

En la Tabla 1 se muestran las series de precipitaciones máximas anuales y las precipitaciones máximas calculadas para diferentes períodos de retorno. La precipitación máxima

Tabla 1. Series de datos y principales parámetros utilizados en el presente trabajo. Clave de las estaciones en la figura 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
1968																							
1969																							
1970				39			47				58	40		30	48	46	38	53		38	66		
1971				49	64	49	77				60	61		54	69	78	59	62		72	64		
1972				55	55	59	62				50	41		40	69	41	56	40		64	41		
1973				76	95	84					41	49		30	34	34	41	48		50	38		
1974				46	80	55					40	46		40	58	67	51	65		63	78		
1975				63	69	53	41	53	142	86		38	75	43	43	37	38	37		61	66	53	
1976				37	42	59	58			63		67	98	60	55	40	40	49	68	56	65	58	
1977				37	86	72	67	85	84	56	84	94	46	51	46	50	57	64	66	56	48	44	
1978				42	31	36	73	51	57	52	70	71	70	45	40	37	33	45	59	48	43	48	
1979				92	107	67	81	105	119	64	170	68	83	64	60	100	89	80	95	82		140	
1980				77	50	62	48	53	84	59	61	83	48	33	29	40	38	49	43	43	58	42	
1981				64	78	117	98		90	80	78	75	60	38	63	45	42	62	66	57	89	76	
1982				52	70	83	65	118	80	71	83		100	48	37	48	64	58	108	62	63	57	
1983				62	61	63	40	34	80	42	74	76	45	52	31	38	63	46	37	39	40	46	
1984				67	98	85	87		60	92	51	47	95	85	61	61	70	66	70	68	89	78	
1985				27	36	41	50	79	167	75	72	47	38	28	24	34	31	49		31	52	40	
1986				28	92	95	92		81	50	115	48	55	50	36	55	56	50	42	63	73	76	
1987				84	64	65	35	27	80	80	82	54	80	63	31	58	74	54	55	49	56	59	
1988				73	45	49	76	79	58	49	58	63	56	40	53	42	30	50	84	44	45	47	
1989				54	47	48	47		94	70	51	59	65	30	78	45	51	39		54	42	55	
1990				65	83	72	87		97	56	75	57	45	45	53	70	60	43		71	77	32	
1991				67	58	57	103	45	43		70	66	50	65	73	48	46	41	43		40	50	
1992				98	105	132	153	44	135		65	165	80	90	98	112	130	64	56		55	71	
1993				57	61	61	100	52	97		57	72	55	75	76	55	52	57		57	61		
1994				74	78	80	84	36	81		61	55	96	47	86	50	50	34		52	66		
Promedio				61	67	72	71	59	89	69	76	65	74	54	51	56	51	53	56	53	59	59	
Desv. típica				22	20	24	27	25	32	18	20	26	29	17	18	21	21	14	18	15	15	13	
Años registro				19	25	24	25	14	19	21	16	19	20	25	23	20	24	25	24	21	25	19	
Altitud (m)	580	820	860	980	1460	1950	1170	1120	875	1132	510	780	690	762	855	709	800	885	920	800	780	910	
P.p. anual (l m ⁻²)	827	1186	1236	1235	1420	1398	1246	1416	1166	1101	738	781	836	711	843	786	905	1020	1067	1021	651	850	
1	32	41	36	36	9	47	45	50	30	36	31	26	28	23	35	29	35	38	42	30	16	33	
5	82	85	93	95	76	118	86	94	88	101	69	67	75	69	67	71	67	73	71	58	73	69	
10	97	100	111	114	97	140	99	108	106	122	82	80	89	83	77	84	77	84	80	67	90	81	
25	117	117	134	138	124	168	115	125	129	148	97	97	108	102	89	101	90	97	92	78	113	95	
50	132	131	151	155	143	189	127	138	147	168	108	109	121	115	99	113	100	108	101	86	130	106	
100	147	144	168	173	163	210	139	151	164	187	119	121	135	129	108	126	109	118	109	94	146	116	
150	155	151	178	183	175	222	146	159	174	198	126	128	143	137	114	133	115	124	114	99	156	122	
200	161	157	185	190	183	231	151	164	181	206	131	133	149	142	117	138	119	128	118	102	163	127	
Per retorno (años)	226	206	248	255	269	323	201	227	254	288	239	172	179	207	191	152	182	157	165	150	136	172	
Lím. superior	68	82	89	90	57	98	77	75	74	85	54	66	64	64	63	66	64	62	70	69	52	61	
Lím. inferior	158	124	159	165	212	225	123	152	180	203	185	106	115	143	125	88	112	96	95	81	84	111	
Amplitud banda																							

Precipitación máxima en 24 h anual (mm³)

Promedio
Desv. típica
Años registro

Lím. superior
Lím. inferior
Amplitud banda

anual oscila, en la mayoría de las estaciones estudiadas, entre 50 y 75 mm. La irregularidad interanual es notable (de un cuarto a un tercio sobre el promedio). En el conjunto de las estaciones estudiadas se han registrado un total de 24 eventos pluviométricos con intensidades diarias superiores a los 100 mm, destacando los de Yésero (170 mm en 1979), La Sarra (167 mm en 1985), Biescas (165 mm en 1992) o Aragüés (153 mm en 1992). Eventos de mayor intensidad han sido registrados en otras localidades pirenaicas (ver introducción), debiéndose considerar como casos extremos entre los extremos.

En la Tabla 1 se han consignado también las precipitaciones máximas calculadas para recurrencias de 1, 5, 10, 25, 50, 100, 150 y 200 años. En la mayoría de los casos los eventos estimados se sitúan entre 70 y 100 mm para 5 años de recurrencia, 100 y 140 mm para 25 años, o 110 y 180 mm para 100 años. Esta información suele representarse en una gráfica semilogarítmica que relaciona el período de retorno/probabilidad anual con el evento que le corresponde. En la Figura 2A/B se muestran los ejemplos contrastados de La Sarra (alto valle del Gállego) y Jaca (Depresión Interior). Los puntos negros son los eventos registrados en la serie, y la línea continua representa el modelo teórico, cuya predicción podemos extender más allá de la longitud del registro inicial. La precipitación máxima esperable aumenta con el período de retorno, aunque la tasa de variación disminuye exponencialmente con el tiempo: en La Sarra (Figura 2A), el evento de 1 año de recurrencia (40 mm día^{-1}) se puede duplicar en 3 años, mientras que el evento de 5 años de recurrencia (120 mm día^{-1}) no se duplicará hasta más de 200 años después. La pendiente de la recta permite comparar diferentes estaciones, como por ejemplo Jaca (Figura 2A), que presenta una escasa pendiente y por tanto un bajo nivel de riesgo de precipitaciones extremas, y La Sarra (Figura 2B), en la que la torrencialidad de las precipitaciones es mucho mayor.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que cuando estimamos un parámetro a partir de una muestra (como al calcular períodos de retorno) sólo escogemos el valor más probable dentro de su propia distribución de probabilidad, con lo que la probabilidad de acertar es del 50%. La banda de confianza nos da el rango de valores dentro del cual se encontrará la variable que tratamos de estimar, con un grado de certeza (nivel de significación) conocido. En la Figura 2C se muestra la gráfica de períodos de retorno para la estación de Jaca, a la que se ha añadido la banda de confianza al nivel de significación 90%. Al calcular períodos de retorno, el error es mayor cuanto más lejana sea la prospección. En la figura, por ejemplo, se observa cómo es mucho más imprecisa la estimación del evento de 500 años de retorno ($>50, 120, <185$) que la del de 100 ($>70, 110, <180$).

Por supuesto, la ganancia en fiabilidad o confianza supone una pérdida proporcional de precisión, pues la anchura de la banda se incrementa con el nivel de significación. En la Figura 2D se puede ver cómo varía la banda de confianza al variar todos estos parámetros, siendo: a la línea de máxima probabilidad (50%); b_1 y b_2 los límites de la banda de confianza al nivel de significación 90%, a partir de una serie de 20 años de longitud; c_1 y c_2 los mismos límites pero a partir de un registro de 100 años de duración. Esta última banda equivale aproximadamente a trabajar al 70% de significación con la serie inicial de 20 años de longitud.

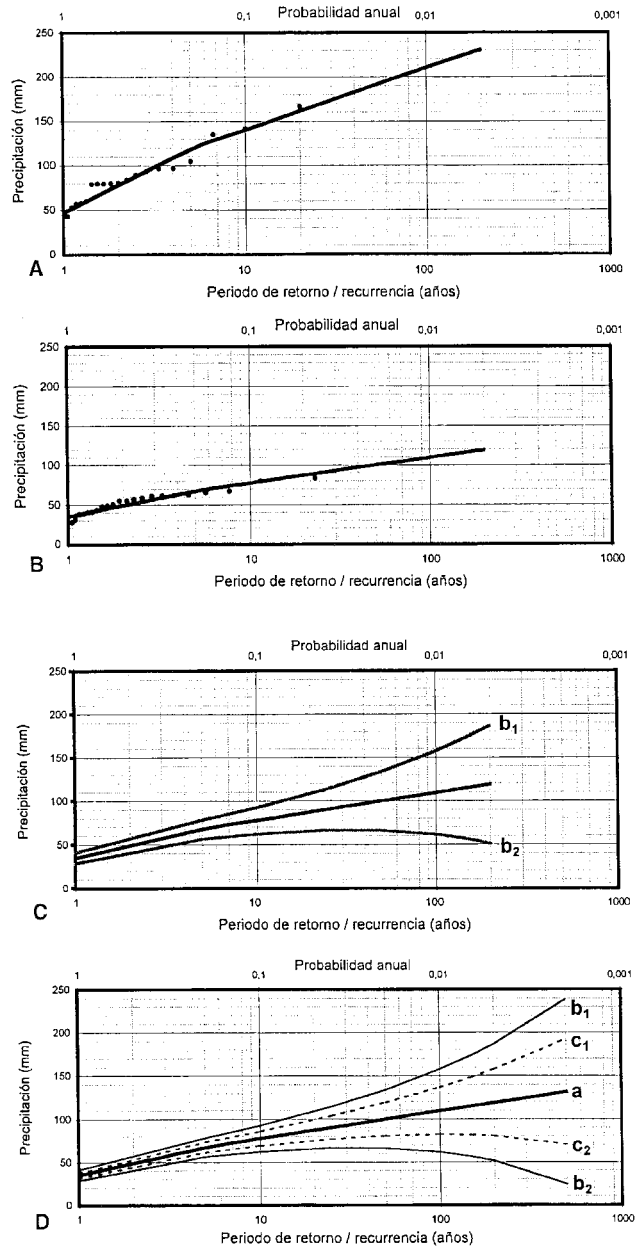


Figura 2. Precipitación correspondiente a diferentes períodos de retorno. A. Estación meteorológica de La Sarra (alto Gállego). B. Estación meteorológica de Jaca. C. Estación meteorológica de Jaca, con inclusión de la banda de confianza al nivel de significación 90% (b_1 , b_2). D. Estación meteorológica de Jaca, con inclusión de la misma banda de confianza para una serie teórica de 100 años (c_1 , c_2)

Variabilidad espacial del riesgo de precipitaciones extremas y de la incertidumbre

En la Figura 3 se ha representado en forma de mapa el valor de la precipitación de 100 años de retorno (P_{100}), junto con la banda de confianza al nivel de significación 90%. El valor de P_{100} puede interpretarse como un estimador del riesgo de precipitaciones extremas en un lugar, y se considera un importante umbral para la activación de procesos geomorfológicos de envergadura como erosión lateral en cauces, removilización general de

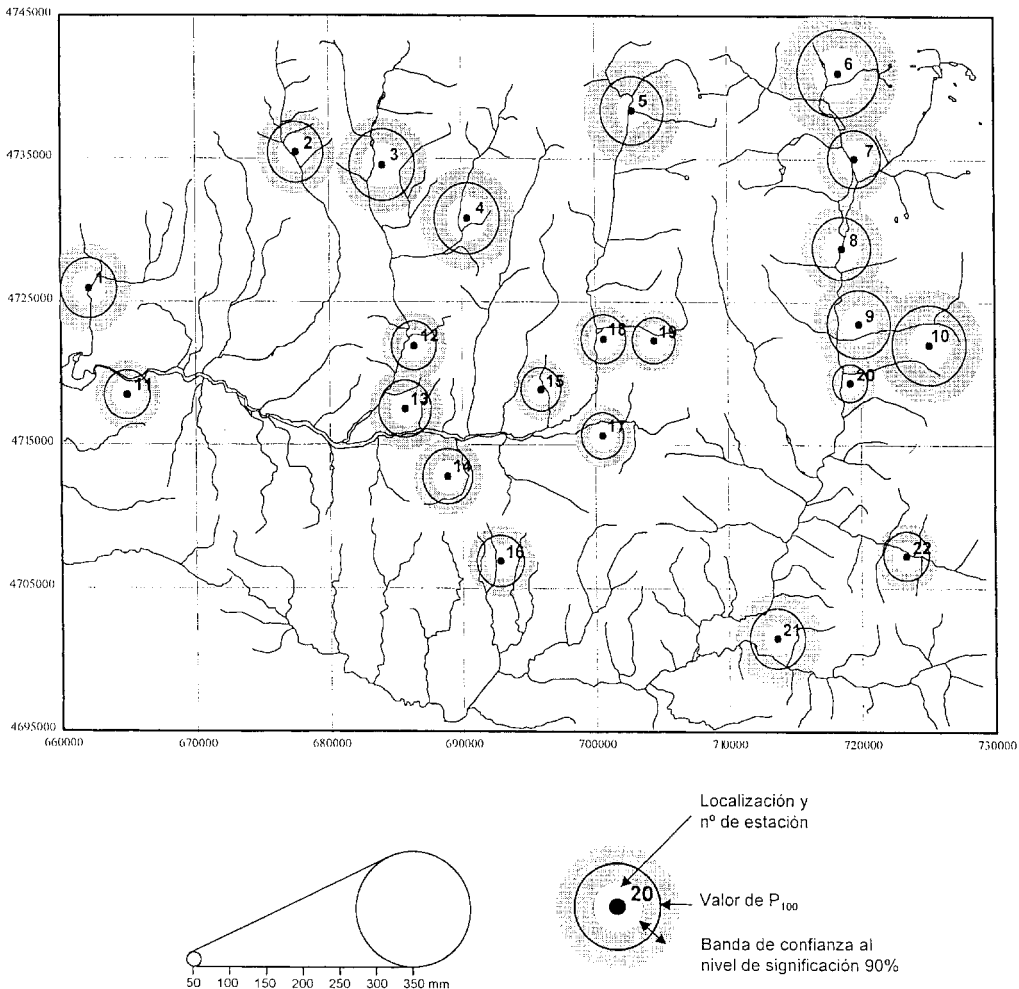


Figura 3. Distribución de P_{100} (precipitación máxima en 24 horas para un período de retorno de 100 años) en las estaciones analizadas. La orla gris representa la banda de confianza al nivel de significación 90%. Clave de las estaciones en la figura 1

conos de deyección o reactivación de grandes movimientos en masa (GARCÍA RUIZ *et al.*, en prensa *a*; GARCÍA RUIZ *et al.*, en prensa *b*). El examen de la figura revela una clara diferencia entre las estaciones de la Depresión Media y la mayor parte de la unidad del flysch, por un lado, y las del alto Pirineo y la zona más septentrional del flysch, por otro. Las estaciones del primer grupo presentan en general valores de P_{100} menos elevados, lo que significa un menor riesgo de precipitaciones extremas. En la Tabla 1 se aprecia cómo el registro confirma al modelo, pues las mayores intensidades en 24 h. se han registrado en las estaciones del segundo grupo, con numerosos casos en los que se superan los 100 mm.

Se puede decir, pues, que la distribución espacial de las precipitaciones extremas sigue a grandes rasgos la de las precipitaciones medias anuales, con los máximos valores en el alto Pirineo e inmediatamente al sur de las Sierras Interiores. Se trata de la zona de máximas altitudes y energía de relieve, que favorecen en general la ascensión de las masas de aire y la formación de células convectivas. En las sierras del flysch y sobre todo en la Depresión Media el relieve es más moderado, lo que parece determinante en la menor ocurrencia de precipitaciones extremas.

CREUS y PUIGDEFÁBREGAS (1978) indican además la existencia de tres regímenes diferenciados en la distribución anual de las precipitaciones máximas. Al sur de las Sierras Interiores la máxima probabilidad de ocurrencia de precipitaciones máximas corresponde a los meses estivales, con máximo secundario otoñal, mostrando la importancia de las tormentas convectivas veraniegas y las perturbaciones otoñales. En la zona alta pirenaica se diferencian dos subregiones: la central-oriental, donde las precipitaciones máximas muestran un máximo netamente otoñal, y la occidental (valles de Hecho, Ansó y Roncal), donde los máximos invernales reflejan la mayor influencia oceánica.

La amplitud de la banda de confianza (Tabla 1) da una idea de la precisión de la estimación. Por ejemplo, para la estación de La Sarra (Sallent de Gállego) la precipitación calculada para 100 años de retorno es de 210 mm, aunque a un nivel de significación 90% debería decirse que el valor se encuentra entre 98 y 323 mm. Esto relativiza mucho la validez de las estimaciones de períodos de retorno, al menos en ciertos lugares y con los registros existentes. Una observación interesante es que la amplitud de la banda de confianza está muy bien correlacionada con P_{100} ($r=0,93$); es decir, cuanto mayor es el riesgo de lluvias extremas menos fiables son las estimaciones. En general, para la zona de la Depresión las estimaciones tienen más precisión que para el alto Pirineo. En Jaca, por ejemplo, el valor de P_{100} estaría entre 109 y 157 mm, un margen mucho más razonable de cara a trabajos aplicados.

La amplitud de la banda de confianza (la imprecisión de la estimación) depende básicamente de dos parámetros: el tamaño de la muestra (número de años de registro), como se ha visto en la Figura 2D, y la varianza de la misma (irregularidad interanual de las precipitaciones máximas). Es decir, cuanto más información de partida se posea, y cuanto más homogénea sea la muestra, más fiable será la estimación. En el caso de las estaciones del Pirineo la longitud de las series no ha sido el factor de más peso en el control del error, con-

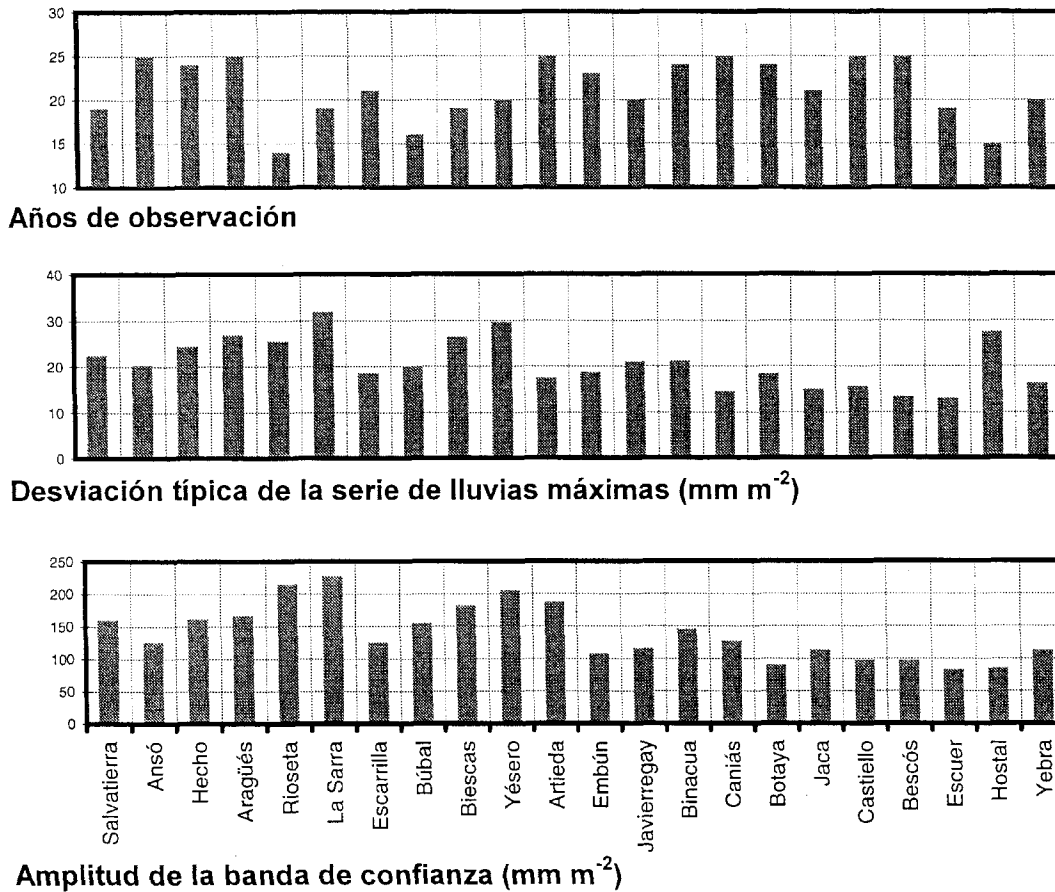


Figura 4. Relación entre la amplitud de la banda de confianza y diversos parámetros

trariamente a lo que cabría esperar. En cambio, la irregularidad de las series de precipitaciones máximas presenta una buena correlación con la amplitud de la banda de confianza ($r=0,7$). En general las estaciones del alto Pirineo presentan una mayor irregularidad interanual que las estaciones de la Depresión, y esta es la principal razón de que estas últimas den lugar a estimaciones más precisas. En la Figura 4 se comparan estos tres valores para todas las estaciones utilizadas. El examen visual permite comprobar la elevada correlación entre la desviación típica de las lluvias máximas y la amplitud de la banda de confianza.

Cartografía del riesgo de precipitaciones extremas mediante técnicas de regresión múltiple

El cálculo de períodos de retorno en una red relativamente densa de estaciones climatológicas permite realizar estudios de distribución espacial del fenómeno, como se ha demostrado. A continuación se ha querido extender esta información desde los puntos de toma de datos a la totalidad del territorio de estudio, para disponer de una cartografía continua. Algunos procedimientos habituales son el uso de algoritmos de interpolación espacial como el *krigging* o las superficies de *splines* o, más adecuado al caso que nos ocupa, el empleo de modelos estadísticos de correlación con otra variable conocida, como la altitud. En otros trabajos se ha aplicado esta última técnica a las precipitaciones máximas, tropezando con importantes dificultades debido al propio carácter infrecuente y errático del fenómeno. En concreto, GARCÍA RUIZ *et al.* (1998) encontraron escasas correlaciones entre precipitaciones máximas y diferentes variables topográficas, encontrando ciertos patrones espaciales sólo para las precipitaciones más moderadas entre las extremas. Dado el interés práctico del estudio espacial de riesgos ambientales, se ha querido profundizar en esta metodología para poder llegar a ofrecer una cartografía del riesgo de precipitaciones extremas.

La Tabla 2 muestra los coeficientes de correlación lineal entre la precipitación media anual y P_{100} y las variables topográficas y de posición que se han comentado anteriormente. Las correlaciones entre la precipitación media anual y las variables regresoras son bastante buenas y permiten la utilización de modelos de interpolación espacial, sobre todo si se considera cada valle por separado (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1985). Sin embargo, al tratar con valores extremos (P_{100}) los coeficientes de correlación empeoran, sin llegar alcanzar el 0,60, confirmando los pobres resultados obtenidos en otros estudios (WHITE y GARCÍA RUIZ, 1998; GARCÍA RUIZ *et al.*, en prensa a).

	Precipitación media anual	P_{100}
P_{100}	,47	—
Banda de confianza de P_{100}	,32	,93
Precipitación anual (promedio)	—	,47
Precipitación anual (desviación)	,52	,22
Easting	,39	,34
Northing	,82	,26
Elevación	,70	,59
Desv 1 km	,70	,58
Max 1 km	,80	,58
Min 1 km	,80	,55
Grad 1 km	,68	,53

Tabla 2. Coeficientes de correlación lineal

El análisis de regresión múltiple resultó mucho más satisfactorio que la correlación de variables una a una. El modelo de nueve parámetros seleccionado como óptimo explica el 86% de la variabilidad de P_{100} . Los parámetros son estadísticamente significativos, al presentar valores de P inferiores al valor crítico de 0,1 (nivel de significación 90%). El error estándar de los valores estimados por el modelo sobre los observados es de 14,4 mm, y los residuales no muestran estructura. Los parámetros del modelo son: coordenadas UTM; elevación; desv. 1 Km, 3 Km, 5 Km y 8 Km; grad. 3. Km y 5.Km. Estas variables están relacionadas con: I) la heterogeneidad del relieve, II) el gradiente topográfico y III) la localización geográfica, que controla la influencia atlántica/ mediterránea.

La conversión del modelo de regresión múltiple en un modelo espacial no resulta complicada con la ayuda de un SIG matricial, siempre que se disponga de coberturas continuas de las variables regresoras. En este trabajo se ha utilizado el software IDRISI para las operaciones principales, y el módulo GRID de ARC-INFO para obtener algunas de las capas de información. Al tratarse de variables topográficas, todas las capas se derivaron de un modelo digital de elevaciones (MDE). La ecuación paramétrica seleccionada como óptima por el paquete estadístico se aplicó pixel a pixel a toda la zona de estudio. El resultado se puede ver en la Figura 5. La distribución del riesgo de precipitaciones extremas según este mapa se ajusta bien al patrón espacial expuesto más arriba.

No hay que olvidar, sin embargo, que al hablar de P_{100} nos referimos a una variable estimada con notable indeterminación. La buena correlación existente entre P_{100} y la amplitud de su banda de confianza ($r= 0,93$) ha permitido incluir esta indeterminación en la leyenda del mapa de riesgos, mediante una simple regresión lineal. La imprecisión aumenta considerablemente en los valores superiores de la leyenda.

Por último hay que tomar en consideración el hecho de que las estaciones pluviométricas existentes no son representativas de todo el territorio estudiado: existen áreas más altas, con mayor pendiente, o gradiente topográfico, etc., que cualquiera de ellas. En todas estas áreas el modelo realiza una extrapolación, y los resultados hay que tomarlos con mayor precaución. La Figura 6 muestra las zonas fuera del rango de la información inicial (zonas de extrapolación). Se observa que estas zonas han obtenido valores de P_{100} bastante superiores a los calculados para cualquiera de las estaciones.

CONCLUSIONES

La metodología de cálculo de períodos de retorno de lluvias extremas presenta graves problemas de tipo práctico, debido a la deficiencia de los registros pluviométricos disponibles y al propio hecho de trabajar con los valores extremos de la distribución. Es imprescindible incluir las bandas de confianza al calcular los períodos de retorno para cualquier



Figura 6. Zonas de extrapolación (fuera del rango de variación de los parámetros de la regresión)

trabajo, pues nos dan una idea de la precisión de los parámetros estimados y de la validez de los datos iniciales. En gran parte del Pirineo al menos, el margen de error de las estimaciones de períodos de retorno es tan grande que éstas tienen una utilidad muy relativa. Sólo en zonas con precipitaciones bastante regulares (raro en nuestro ámbito de estudio) o allí donde se cuente con registros climatológicos prolongados las estimaciones de períodos de retorno son razonablemente fiables.

Hay que tener en cuenta que el error de la estimación crece geoméricamente conforme aumentamos el plazo de la predicción. En los estudios de riesgos para infraestructuras y actividades económicas posiblemente sea mejor considerar el límite superior de la banda de P_{100} que tomar como buena la precipitación de 200 o 500 años de retorno. La pérdida en precisión queda compensada con una ganancia en confianza, de la que se carece si no se realiza el estudio de significación. También parece clara la conveniencia, en estos casos, de abordar un estudio regional, en lugar de trabajar sólo con los datos de la estación más próxima a la ubicación de la obra que se proyecta.

Considerado globalmente, el riesgo de precipitaciones extremas en el Pirineo es elevado, como sabemos por otra parte por el registro histórico de catástrofes. El estudio de los datos registrados en las diferentes estaciones climatológicas permite afirmar la existencia de un patrón en la distribución de las precipitaciones extremas en la zona de estudio. Los valores más elevados se dan en el alto Pirineo e inmediatamente al sur de las Sierras Interiores,

calculándose eventos máximos de 140 a 240 mm en 24 horas para un retorno de 100 años. En el resto de las sierras del flysch y en la Depresión Media se calculan valores máximos entre 80 y 140 mm en 24 horas para la misma recurrencia. Esta distribución parece confirmar la influencia del relieve local en la distribución de las precipitaciones extremas.

En cuanto a la elaboración de una cartografía del riesgo de lluvias extremas en el Pirineo aragonés, la metodología de regresión múltiple ha resultado bastante satisfactoria, permitiendo llegar a un modelo que minimiza los residuales. El mapa resultante adolece de una notable imprecisión derivada de la de los datos de partida, aunque se ajusta bien a la distribución de las lluvias máximas indicada anteriormente.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha elaborado con el apoyo del proyecto de investigación «Water Resources Management In a Changing Environment: The impact of sediment on sustainability» (WARMICE-ENV4-CT98-0789) y «Debris fall assessment in mountain catchments for local end-users» (DAMOCLES-EVG1-1999-00027P), financiados ambos por la Comisión Europea, y «Estaciones permanentes para el estudio de procesos hidrológicos en ambientes mediterráneos» (EPROHIDRO: HID98-1056-C02-01) y «Producción de sedimentos y escorrentía como consecuencia de los cambios de uso del suelo en áreas de montaña» (PROSECUS: AMB96-0401), financiados por la CICYT.

BIBLIOGRAFÍA

- APARICIO, F. J. (1997): *Fundamentos de Hidrología de superficie*. Limusa-Noriega editores, 303 p., México.
- BRU, J., SERRAT, D. y VILAPLANA, J.M. (1984): «La dinámica geomorfológica de la cuenca del torrente de Jou-La Guingueta (Noguera Pallaresa)». En *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, ETSI de Caminos, Canales y Puertos, 1.2.1-1.2.10, Barcelona.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. y MAYS, L.W. (1994): *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill, 584 p., Santafé de Bogotá (1ª ed. ing. 1988).
- CLOTET, N., GARCÍA RUIZ, J.M. y GALLART, F. (1989): «High magnitude geomorphic work in Pyrenees range: unusual rainfall event, November 1982». *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 23, 69-92.
- CREUS NOVAU, J. (1983): *El clima del Alto Aragón occidental*. Instituto de Estudios Pirenaicos, Jaca. «Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos», 109.

- CREUS NOVAU, J. y PUIGDEFÁBREGAS, T. (1978): «Influencia del relieve en la distribución de las precipitaciones máximas: un ejemplo pirenaico». *Cuadernos de Investigación (Geografía e Historia)*, 4(1), 11-23.
- CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1996): *Hidrología subterránea, vol. I*. Barcelona, 1.157 p., Omega (1ª ed. 1984).
- DUNNE, T. y LEOPOLD, L.B. (1978): *Water in environmental planning*. Freeman & Co., 818 p., San Francisco.
- GARCÍA RUIZ, J.M., MARTÍ-BONO, C., LORENTE, A. y BEGUERÍA, S. (en prensa a): «Geomorphological consequences of frequent and infrequent pluviometric and hydrological events in a mediterranean mountain area».
- GARCÍA RUIZ, J.M., ARNÁEZ, J., WHITE, S. M., LORENTE, A. y BEGUERÍA, S. (en prensa b): «Uncertainty assessment in the prediction of extreme rainfall events: An example from the Central Spanish Pyrenees». *Hydrological Processes*.
- GARCÍA RUIZ, J.M., BEGUERÍA, S. y LORENTE, A. (1999): «Eventos hidrológicos de baja frecuencia en el Pirineo central español y sus efectos geomorfológicos». *Serie Geográfica*.
- GARCÍA RUIZ, J.M., ARNÁEZ, J., WHITE, S.M. y BORDONABA, A.P. (1998): «Predicción de eventos extremos en áreas de montaña. El ejemplo del Pirineo Central». En A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (eds.), *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*, Barcelona, p. 623-630.
- GARCÍA RUIZ, J.M., WHITE, S.M., MARTÍ BONO, C., VALERO, B., ERREA, M.P. y GÓMEZ VILLAR, A. (1996): *La catástrofe del barranco de Arás (Biescas, Pirineo aragonés) y su contexto espacio-temporal*. Instituto Pirenaico de Ecología, 54 p., Zaragoza.
- GARCÍA RUIZ, J.M., PUIGDEFÁBREGAS, J. y CREUS, J. (1985): *Recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca.
- GUMBEL, E. J. (1967): *Statistics of Extremes*. New York, Columbia Univ. Press.
- JONES, J. A. (1997): *Global Hydrology. Processes, resources and environmental management*. Harlow, 399 p., Longman.
- LLAMAS, J. (1993): *Hidrología general. Principios y aplicaciones*. Universidad del País Vasco, 635 p., Bilbao.
- MARTÍ BONO, C.E. y PUIGDEFÁBREGAS, J. (1983): «Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos». *Estudios Geográficos*, 170-171, 275-290.

- MARTÍN VIDE, J. (1985): «Estacionalidad de la precipitación y mediterraneidad en el Pirineo catalán». *Notes de Geografia Física*, 13-14, 57-65.
- VILAR, F. (1995): «Situaciones, riesgo y recurrencia de tormentas intensas en el Pirineo oriental». En J. Creus (ed.), *Situaciones de riesgo climático en España*, Instituto Pirenaico de Ecología, 105-116, Jaca.
- WHITE, S. M. y GARCÍA RUIZ, J. M. (1998): «Extreme Erosional Events and their role in Mountain Areas of Northern Spain». *Ambio*, 27(4), 300-305.
- WHITE, S., GARCÍA RUIZ, J.M., MARTÍ BONO, C., VALERO, B., ERREA, M.P. y GÓMEZ VILLAR, A. (1997): «The Biescas campsite disaster and its temporal and spatial context». *Hydrological Processes*, 11, 1794-1812.