

# EVENTOS HIDRÓLOGICOS DE BAJA FRECUENCIA EN EL PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL Y SUS EFECTOS GEOMORFOLÓGICOS

José M. García Ruiz, Santiago Beguería y Adrián Lorente

Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apartado 202, 50080-Zaragoza.  
Telf.: 34 . 976 . 71 . 60 . 26 - Fax: 34 . 976 . 71 . 60 . 19 - E-mail: humberto@ipe.csic.es

## Resumen

Precipitaciones y avenidas pueden alcanzar elevadas intensidades en el Pirineo Central español. En general, los eventos pluviométricos más extremos, con una recurrencia igual o superior a 100 años, muestran una gran irregularidad espacial, con escasas relaciones con el relieve. La mayor parte de los grandes eventos lluviosos están asociados a la actividad de gotas frías mediterráneas. Otras veces se trata de fenómenos muy locales, de tipo tormentoso, que ocasionalmente pueden dar lugar a lluvias de altísima intensidad.

La ocurrencia en el Pirineo Central de avenidas de distinta magnitud en los últimos 20 años ha permitido estudiar sus efectos geomorfológicos e identificar la existencia de umbrales a partir de los cuales cambia el tipo de procesos. En el caso de lluvias correspondientes a un periodo de retorno de 100 años o más, se produce el transporte de grandes volúmenes de sedimento, erosión lateral en los cauces, removilización general de conos de deyección y reactivación de grandes movimientos en masa.

**Palabras clave:** Intensidad de precipitaciones, Distribución espacial, Avenidas, Efectos geomorfológicos, Pirineo Central español.

## Abstract

Rainfalls and floods can reach high intensities in the Central Spanish Pyrenees. In general, the extreme pluviometric events, with a recurrence equal or over 100 years, show a great spatial irregularity, with scarce relationships with the relief. Most of these pluviometric events are linked to the activity of the so-called Mediterranean cold drops. In other cases they are caused by local rainstorms that occasionally can result in precipitation of very high intensity.

In the Central Pyrenees the occurrence of floods of different magnitude in the last 20 years allows us to study their geomorphic effects and to assess the existence of geomorphic thresholds. In the case of rainstorms corresponding to at least a 100 year return period, alluvial plains are affected by lateral erosion, sediment accumulations and reactivation of alluvial fans. Large, old mass movements can be reactivated in the hillslopes.

**Key words:** Precipitation intensity, Spatial distribution, Floods, Geomorphic effects, Central Spanish Pyrenees.

## 1. INTRODUCCIÓN

Los eventos hidrológicos de baja frecuencia y elevada intensidad son responsables de una parte muy importante del trabajo geomorfológico (Thornes, 1976). Durante esos eventos se remobilizan las estructuras sedimentarias en los cauces, con cambios en el trazado de canales, se erosionan los taludes y se transportan grandes volúmenes de materiales llegados desde las vertientes por

medio de movimientos en masa o a través de cauces torrenciales. Lo cierto es que las avenidas de baja frecuencia pueden transformar profundamente la llanura aluvial y los cauces afluentes, pudiendo además aumentar la inestabilidad de taludes por socavamiento lateral.

Los estudios más numerosos y detallados sobre avenidas afectan sobre todo al litoral mediterráneo (por ej., Lopez Bermúdez y Romero Díaz, 1992-93, Rosselló, 1983; Ma-

teu, 1983; Pérez Cueva y Armengot, 1983) y al Pirineo Oriental (por ej., Bru *et al.*, 1984; Clotet y Gallart, 1984; Martín Vide, 1985; Vilar, 1995), debido a la elevada intensidad con que se producen frecuentemente -aunque con notable irregularidad espacial- las precipitaciones en otoño. Esta intensidad se amortigua, en general hacia el interior, sobre todo por agotamiento de las perturbaciones ciclónicas del Mediterráneo en cuanto se alejan de su fuente marítima de alimentación.

Sin embargo, los fenómenos más extremos son también posibles en tierras del interior, como se ha comprobado con las catástrofes de Biescas (García Ruiz *et al.*, 1996; White *et al.*, 1997) y de Badajoz (Moya Palomares *et al.*, 1998). En particular, en áreas de montaña la complejidad del relieve favorece el desarrollo de núcleos tormentosos breves pero muy intensos, o incrementa el volumen de precipitación por efecto orográfico, produciendo estancamientos de bajas presiones que prolongan durante más tiempo su actividad sobre una pequeña área. La ocurrencia de estos eventos en zonas de montaña acentúa los riesgos para poblaciones e infraestructuras, debido a la velocidad con que circulan las aguas superficiales o por el peligro de desencadenamiento de movimientos en masa. Además, más que en otros territorios, en los valles de montaña las vías de comunicación y la mayor parte de los asentamientos humanos se ciñen al reducido espacio de los fondos de valle, junto a los ríos, donde ocupan parcialmente la llanura de inundación o partes inactivas de conos de deyección.

En este trabajo se estudian los rasgos espaciales y temporales de los eventos pluviométricos más intensos en el Pirineo Central español y se analizan sus efectos geomorfológicos a partir de algunos ejemplos de gran relevancia.

---

## 2. EL ÁREA DE ESTUDIO

El área de trabajo coincide con gran parte del Pirineo Central español, entre las cuencas de los ríos Aragón y Segre, si bien la información más detallada procede de las altas cuencas de los ríos Aragón y Gállego (Fig. 1). Los Pirineos son el resultado de deformaciones tectónicas muy intensas, con sistemas de pliegues cabalgantes y grandes fracturas. La presencia de sustrato de resistencia muy

diferente (margas, arcillas, areniscas, calizas, pizarras, esquistos, cuarcitas, granitos, flysch) y la intervención de sistemas morfogénéticos ligados a la diversidad climática altitudinal explican la gran variedad de formas de relieve: por ejemplo los depósitos de glaciares y terrazas en la depresión interior altoaragonesa en contraste con los escarpados relieves de las Sierras Interiores y de los macizos graníticos, dominados por la impronta glaciar. De norte a sur se distinguen varias unidades:

- i) El Pirineo axial, compuesto por rocas paleozoicas, con picos por encima de 3000 m s. n.m.
- ii) Las Sierras Interiores, formadas por sedimentos cretácicos y paleocenos, principalmente areniscas y calizas.
- iii) El sector de flysch eoceno, litológicamente muy uniforme y dominado por divisorias redondeadas.
- iv) La depresión interior, desarrollado sobre margas eocenas.
- v) Las Sierras prepirenaicas, formadas por molasas oligocenas, calizas cretácicas y separadas de la Depresión del Ebro por una gran falla cabalgante.

El clima es de tipo montano, húmedo y fresco, con influencias mediterráneas y atlánticas y fuertes gradientes térmicos y pluviométricos de norte a sur y de oeste a este. Hacia el este se reduce la influencia atlántica y aumenta la mediterránea (más seca y con lluvias más intensas en otoño). La precipitación anual también disminuye de norte a sur, a medida que aumentan las temperaturas. En las áreas más elevadas se ha estimado una precipitación media anual superior a 2.500 mm (Rijckborst, 1967). La isoterma de 0° durante la estación fría se localiza entre 1600 y 1700 m (García Ruiz *et al.*, 1986) y por encima de este umbral la acumulación de nieve tiene una gran influencia hidrológica y geomorfológica.

Los cultivos se extienden hasta 1200-1300 m y ocupan los fondos de valle y laderas bajas. En el pasado la mayor parte de las laderas solanas por debajo de 1600 m fueron cultivadas (Lasanta, 1988), y en la actualidad se encuentran colonizadas por distintas formaciones de matorral. Entre 1500 y 1750-1800 m dominan los pinares de *Pinus sylvestris*, acompañados por hayedos (*Fagus sylv-*

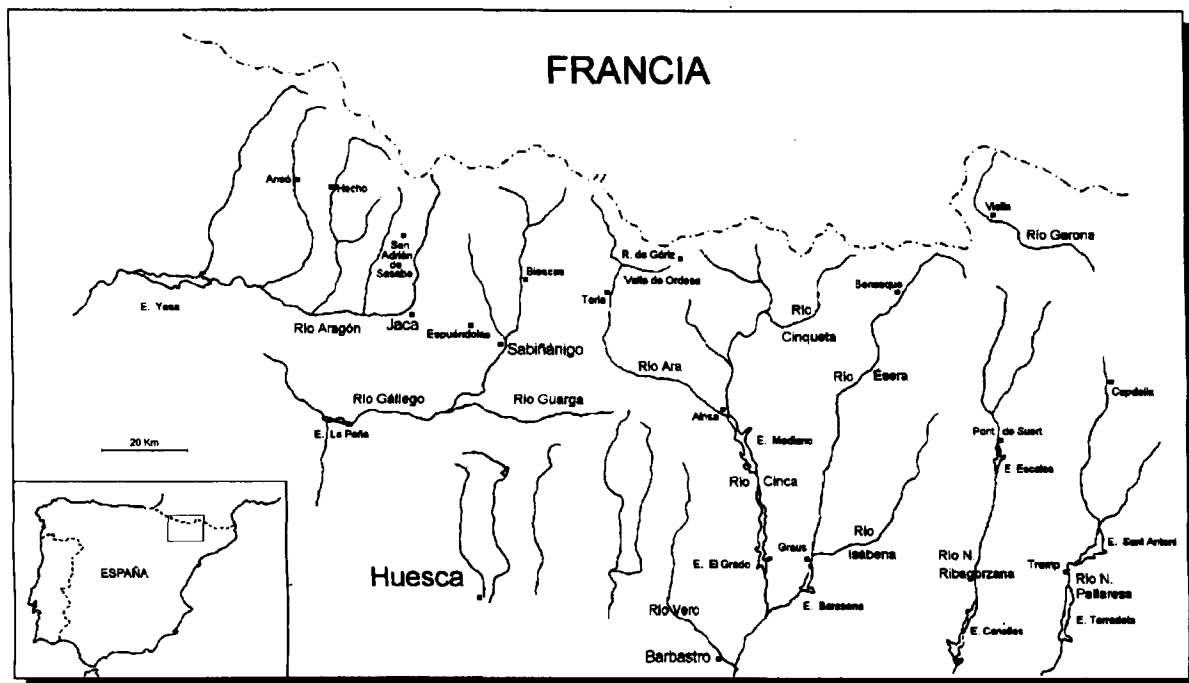


Figura 1.- El área de estudio.

tica) y abetares (*Abies alba*). Entre 1750 y 2400 m se desarrolla el cinturón de pastos alpinos y subalpinos.

### 3. MATERIAL

Para la elaboración de este trabajo se ha contado con información de las estaciones meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología y la red de estaciones del Instituto Pirenaico de Ecología, funcional desde 1966. Se ha dispuesto también de datos de estaciones de aforo correspondiente a la red de la Confederación Hidrográfica del Ebro.

Los estudios llevados a cabo por el Departamento de Erosión y Usos del Suelo del Instituto Pirenaico de Ecología son asimismo fuente de información sobre eventos hidrológicos de diferente intensidad. Entre tales estudios destacan:

- I) los relacionados con las cuencas experimentales de Arnas, Izas y San Salvador, en las que se controla continuamente el caudal y el transporte de sedimento (Amáez *et al.*, 1998; García Ruiz & Alvera, 1997);
- II) los sondeos de lagos y embalses y otros registros paleoclimáticos para identificar cambios en el modelo de aporte de sedi-

mento, en relación con eventos pluviométricos intensos y/o con cambios de uso del suelo (García Ruiz & Valero, 1998; Martí Bono *et al.*, 1997; Valero *et al.*, 1999);

- III) los llevados a cabo sobre avenidas concretas, como la de noviembre de 1982 o la de agosto de 1996 (Martí Bono & Puigdefábregas, 1983; García Ruiz *et al.*, 1983 y 1996; White *et al.*, 1997).

### 4. LA ESTACIONALIDAD DE LAS PRECIPITACIONES MÁS INTENSAS

La Tabla 1 incluye la distribución mensual de la precipitación máxima anual en 26 localidades del Pirineo Central español. Aunque se da una gran variabilidad temporal, los valores máximos tienden a concentrarse entre agosto y noviembre, y sobre todo en octubre (17.2% de la precipitación máxima anual de todas las localidades) y noviembre (16.5%). En total, el otoño (septiembre, octubre y noviembre) representa el 45.1% de todos los registros máximos anuales. Este resultado se halla en relación con las precipitaciones intensas provocadas por las masas de aire cálidas y húmedas procedentes del Mediterráneo. Sin embargo, sorprende en cierto modo que Agosto registre también muchos valores máximos anuales, superando incluso los 100 mm en 24 horas. Por el contrario, los meses de

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Agüero	2	1	1	2	1	-	2	1	3	4	3	-
Ansó	2	2	1	1	-	-	1	2	5	2	4	4
Aragüés	4	2	1	3	1	3	-	-	2	3	3	3
Artieda	2	1	2	2	2	1	1	4	2	1	4	-
Aso	2	2	-	3	1	1	-	1	1	4	7	3
Bernués	-	1	1	2	2	5	-	1	2	2	3	2
Biel	-	2	1	-	3	1	-	1	4	5	4	2
Binacua	2	1	-	2	1	4	-	3	2	3	5	-
Botaya	2	1	1	-	2	5	-	1	4	3	2	3
Búbai	-	-	-	3	-	1	1	2	1	3	3	2
Caniás	4	-	1	2	2	2	-	2	2	4	2	1
Castiello J.	3	2	-	3	-	1	1	1	1	5	4	1
Embún	1	-	-	1	1	3	1	5	2	3	5	-
Escarrilla	2	-	-	-	1	1	1	3	1	4	3	6
Escuer	4	-	-	1	1	2	1	3	3	2	4	-
Hecho	2	4	-	1	1	1	-	2	1	5	4	-
Hostal Ipiés	1	1	-	1	1	1	2	2	3	3	2	1
Jaca	2	-	-	1	2	3	1	2	1	6	3	1
Javierregay	3	1	-	-	2	-	-	4	2	4	2	2
Javierrelatre	-	1	1	-	1	3	-	2	4	5	3	-
La Sarra	1	-	-	1	2	-	1	-	3	5	4	2
Los Pintanos	2	1	-	-	1	2	-	2	5	4	2	-
Salvatierra	-	1	3	1	1	2	-	-	2	2	2	6
Samitier	1	1	-	-	3	-	-	1	3	7	4	-
Sta. Cruz Serós	1	-	-	1	1	2	-	1	-	1	6	1
<b>Total</b>	<b>43</b>	<b>27</b>	<b>13</b>	<b>33</b>	<b>32</b>	<b>47</b>	<b>12</b>	<b>49</b>	<b>62</b>	<b>94</b>	<b>90</b>	<b>44</b>
<b>%</b>	<b>7.9</b>	<b>4.9</b>	<b>2.4</b>	<b>6.0</b>	<b>5.9</b>	<b>8.6</b>	<b>2.2</b>	<b>9.0</b>	<b>11.4</b>	<b>17.2</b>	<b>16.5</b>	<b>8.1</b>
	Invierno (D, J, F): 20.9%					Primavera (M, A, M): 14.3%			Otoño (S, O, N): 45.1%			
	Verano (J, J, A): 19.7%											

Tabla 1.- Distribución mensual de la precipitación máxima anual en estaciones del Pirineo Central español

invierno y primavera, así como julio, registran pocos máximos anuales en 24 horas.

El caso de agosto merece un breve comentario, porque algunas de las avenidas de mayor entidad en la segunda mitad del siglo XX se han producido en este mes. Ese es el caso de la gran avenida de los días 2 y 3 de agosto de 1963 en los valles del Esera y Noguera Ribagorzana (Daumas, 1964), o la avenida del 7 de agosto de 1996 en el barranco de Arás, Biescas (White *et al.*, 1997). Incluso más al oeste, las inundaciones del 25 al 27 de agosto de 1983 en el País Vasco (Olcina, 1994) tuvieron un carácter igualmente catastrófico. En todos los casos el proceso desencadenante fue la invasión de masas de aire frío en las capas altas de la atmósfera, sobre masas cálidas y húmedas en las capas bajas, generando situaciones de gran inestabilidad. Además, las lluvias torrenciales se produjeron después de otras precipitaciones intensas que saturaron el suelo y favorecieron el flujo superficial de tormenta.

Es importante tener en cuenta que, aunque se registra una marcada tendencia estacional en la ocurrencia de las precipitacio-

nes máximas, no existe mucho acuerdo entre localidades vecinas. Así, Hecho y Embún están en el mismo valle, separados sólo 10 km, pero en el primer caso la mayoría de las lluvias más intensas caen en octubre, febrero y noviembre, mientras en el segundo se producen en agosto y noviembre. En Aragüés, sólo 8 Km al este de Embún, las principales lluvias se registran sobre todo en enero, seguidas por junio, octubre, noviembre y diciembre. En Santa Cruz de la Serós y en Binacua los máximos valores de precipitación corresponden a noviembre, mientras en Jaca, 10 Km al este, se dan en octubre.

Esta contradictoria distribución espacial significa que, incluso si pueden detectarse claras tendencias temporales, las tormentas más importantes no afectan a una gran extensión. Este fenómeno se confirma además cuando se calculan los periodos de retorno correspondientes a lluvias de diferente intensidad. La Tabla 2 muestra que existen grandes diferencias entre lugares muy próximos, dando datos inaceptables para más de 150 mm (García Ruiz *et al.*, 1996). Por ejemplo, en distancias relativamente cortas el periodo de retorno para una precipitación de 150 mm puede variar

Estación	Altitud (m)	Precipitac. anual (mm)	Precipitac. máxima observada (mm)	Años con datos	50 mm	100 mm	150 mm	200 mm
Agüero	696	1093.2	146.7	19	1.8	9	58	398
Ainsa	589	903.2	106.3	22	1.5	29	886	26631
Ansó	860	1197.3	105	25	1.2	15	363	8934
Aragüés del Puerto	970	1315.0	102.5	24	1.5	18	335	6300
Artieda	652	739.6	85	22	2.3	229	29799	4194304
Aso de Sobremonte	1264	1259.6	98	24	1.1	51	5482	578525
Bescós de la Garcipol	932	1074.3	82.1	21	1.4	109	13573	1677721
Biel	780	874.1	103	23	1.4	12	184	2719
Bleascas	890	1166.3	165	21	1.5	9	91	883
Boitafia	643	1038.4	146.5	27	1.2	8	84	926
Broto	1005	1188.8	133.3	30	1.1	8	151	2729
Búbil	1100	1416.4	118.7	15	1.0	9	232	5893
Capdella	1270	1212.9	252	30	1.2	4	23	145
Fiscal	770	1074.9	135.3	22	1.2	7	74	792
Gistaín	1422	1410.3	214.8	21	1.1	3	18	100
Graus de Sta. Lucía	498	689.3	78	24	2.8	374	59918	8388608
Hecho	833	1271.9	116.6	21	1.2	11	213	4055
Jaca	818	905.0	84	21	1.8	104	8050	621378
Javierrelatre	709	695.1	140	19	1.5	10	103	1038
La Sarra	1450	1348.4	167	19	1.0	3	21	162
Pineta "Presa"	1150	1399.1	160.5	30	1.0	3	21	166
Sabiñánigo	790	842.0	124	28	2.2	37	805	17623
Sarvisé	863	1178.6	158.1	21	1.2	5	49	446
Sin	1218	1247.9	517.4	21	1.7	2	5	11
Sta. Cruz de la Serós	780	662.8	180	12	1.6	6	31	164
Urdiceto "Central"	1920	1182.1	307.2	23	1.4	3	10	33

Tabla 2.- Periodos de retorno para distintas precipitaciones diarias del Pirineo Central español

entre 20 y casi 60,000 años. La razón de esta disparidad es que los resultados son altamente dependientes de la ocurrencia (o no) de precipitaciones muy intensas durante el periodo de medida. Dado que tales eventos ocurren con muy baja frecuencia y afectan a

áreas muy reducidas, algunas localidades pueden no registrar lluvias de alta intensidad en, por ejemplo, una serie de 30 años. De hecho, la Tabla 2 confirma la irregularidad espacial de los eventos extremos y su carácter tormentoso, reduciendo la fiabilidad de los pe-

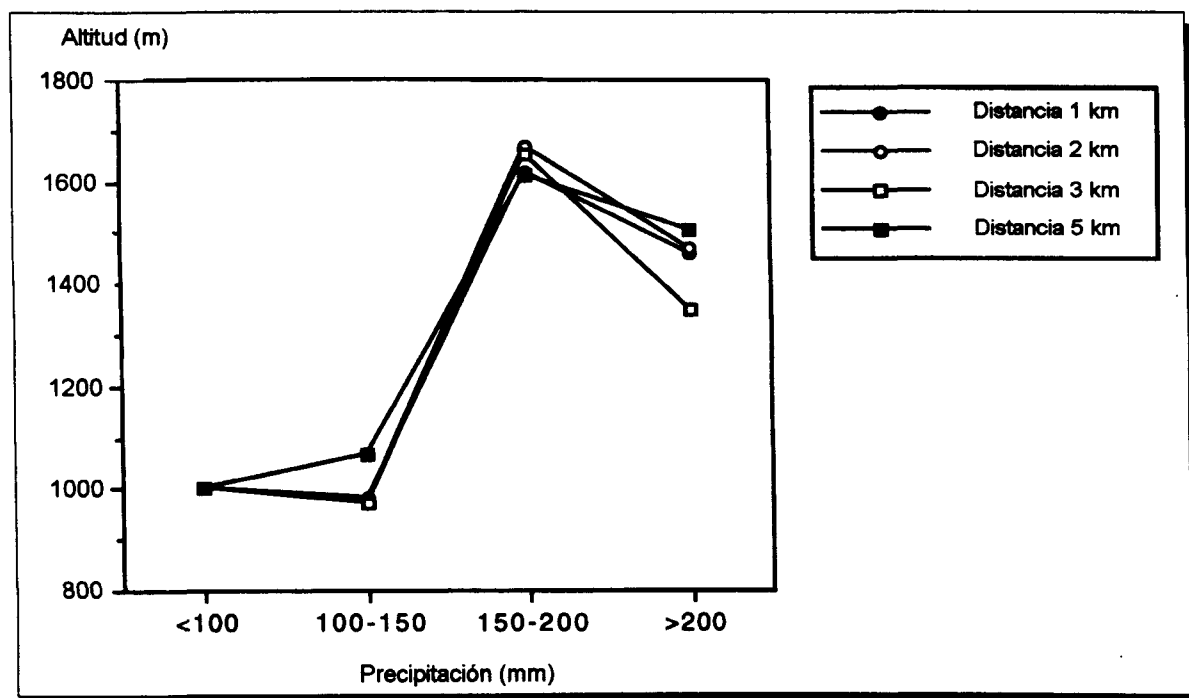


Fig. 2. Relaciones entre la altitud a diferentes distancias (1, 2, 3 y 5 km) de cada estación meteorológica y la precipitación máxima registrada.

periodos de retorno por encima de determinados umbrales de precipitación. A una conclusión similar llegan Pérez Cueva y Armengot (1983) al estudiar los periodos de retorno correspondientes a las lluvias de octubre de 1982 en la cuenca baja del Júcar.

## 5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS PRECIPITACIONES MÁS INTENSAS

En un trabajo precedente se comprobó que la altitud no es un predictor óptimo de la distribución espacial de las precipitaciones más intensas (García Ruiz *et al.*, 1998). De hecho, la correlación entre ambas variables es muy baja, aunque positiva y significativa ( $r^2=0.29$ ;  $p=0.0003$ ). Se intentó, por ello, establecer una relación entre la precipitación máxima anual de cada estación meteorológica y el punto más alto localizado dentro de un círculo de 1,2, 3 y 5 kilómetros, aprovechando que la densidad de estaciones en el Pirineo aragonés es más elevada de lo que puede esperarse en una región montañosa. Las correlaciones obtenidas fueron de nuevo muy bajas.

Los resultados más positivos se alcanzaron cuando las precipitaciones máximas se clasificaron en grupos, confirmando que su comportamiento depende mucho de su volumen total. En ese caso (Fig.2) pudo comprobarse que las precipitaciones aumentan notablemente a medida que lo hace el relieve más próximo, hasta alcanzar un umbral entre 150 y 200 mm. Por encima de este último, lo que pueden considerarse eventos de muy baja frecuencia o incluso excepcionales no parecen estar relacionados con la distribución del relieve.

A partir de ahí puede deducirse que las precipitaciones hasta 150 ó 175 mm están más bien causadas por el paso de frentes o la actividad de borrascas que afectan de manera generalizada al área de estudio, por lo que una relación -siquiera ligera- con la altitud entra dentro de lo previsible. Pero en el caso de precipitaciones de más de 175 mm en 24 horas, no se han hallado relaciones con parámetros del relieve, confirmando (con la información disponible) la ausencia de patrones que controlen su distribución espacial.

Sí tiene importancia, en cambio, la localización de cada estación en un contexto regional, es decir, frente a las influencias atlánticas o mediterráneas (García Ruiz *et al.*, en

### i) Altos valles pirenaicos

Ansó.....	144
Aragüés.....	173
Hecho.....	168

### ii) Prepirineo

Javierrelatre.....	168
Nocito.....	192
Agüero.....	188

### iii) Depresión Central

Jaca.....	109
Artieda.....	119
Caniás.....	108

Tabla 3. Precipitación para un periodo de retorno de 100 años (mm) en diferentes localidades del Alto Aragón Occidental.

prensa). El cálculo de la precipitación correspondiente a un periodo de retorno de 100 años (Tabla 3) demuestra que los valores más elevados se registran en las localidades prepirineicas, aun cuando su altitud está entre las más bajas del área considerada, debido al más fácil acceso de las borrascas mediterráneas en otoño. Un segundo grupo coincide con los núcleos más noroccidentales, reflejando el paso de perturbaciones atlánticas. Por último, las estaciones de la depresión interior altoaragonesa muestran una intensidad relativamente moderada, confirmando lo señalado por Creus & Puigdefábregas (1978). La utilización de un periodo de retorno superior a 100 años hubiera dado valores muchos menos fiables, al ampliarse notablemente el margen de error.

## 6. LOS REGISTROS DE GRANDES EVENTOS HIDROLÓGICOS Y GEOMORFOLÓGICOS EN EL PASADO

Estudios llevados a cabo en el Instituto pirenaico de Ecología demuestran la ocurrencia de grandes eventos hidrológicos y geomorfológicos en el pasado con una cronología desconocida para la mayoría de ellos. Uno de los fenómenos más destacados es la forma-

ción de grandes movimientos en masa con cicatrices de incluso 500 m de anchura y lenguas de deslizamiento de más de 1 km de longitud. Están especialmente desarrollados en la cabecera del Gállego (Arguisal-Biescas, Lanuza, Panticosa, El Formigal) (García Ruiz, 1989), en el valle del Cinqueta y en el valle del Remáscaro (cuenca del río Esera). Su funcionalidad actual es muy pequeña, si bien alguno de ellos ha mostrado cierta actividad con ocasión de lluvias intensas (Gistaín) (Martí Bono & Puigdefábregas, 1983). Puede afirmarse que estos fenómenos son claramente postglaciares, pues se han desencadenado sobre laderas de artesas glaciares, pero no se sabe si son inmediatamente postglaciares (ligados a la propia deglaciación, como consecuencia de un relajamiento de las laderas después de haber estado sometidas a una fuerte presión lateral) o si se asocian a lluvias excepcionales en algún momento del Holoceno. Ni siquiera es posible saber si existe alguna sincronía entre ellos, si son más jóvenes hacia la cabecera o si su temporalidad es espacialmente errática.

Algunos fenómenos geomorfológicos de gran espectacularidad se hallan muy relacionados con actividades humanas. Así, se conoce muy bien el efecto de la deforestación en el piso subalpino, no sólo a través de la cartografía geomorfológica y análisis estadísticos (González *et al.*, 1995) sino también por medio del sondeo de lagos de alta montaña (Montserrat, 1992). Desde los siglos X-XII, cuando se inicia la sustitución del bosque por comunidades de pastos de alta montaña, los aportes de sedimentos aumentan mucho en tamaño y volumen total, indicando un incremento en la energía de transporte, que se relaciona con un aumento de la escorrentía superficial al reducirse la evapotranspiración y la intercepción.

Fenómenos similares ocurrieron en montaña media, donde la sustitución del bosque por campos de cultivo y áreas de pastoreo incrementó el área ocupada por las fuentes de sedimentos (García Ruiz *et al.*, 1995; García Ruiz y Lasanta, 1997) y el aporte de materiales hacia almacenes temporales desde los cuales fueron movilizados durante eventos pluviométricos excepcionales. El ejemplo del Monasterio de San Adrián de Sasave refleja bien las consecuencias de la interacción entre actividades humanas y lluvias de alta intensidad (Martí Bono *et al.*, 1997; García Ruiz & Valero, 1998). Este monasterio fue construido a finales del siglo IX en la confluencia de dos

torrentes (Calcín y Lopán) de la cabecera del valle de Borau. La iglesia se levantó durante la segunda mitad del siglo XI. A mediados del siglo XX apareció enterrada bajo una gran masa de gravas heterométricas que cubrían hasta casi el tejado. En las últimas décadas la iglesia ha sido excavada y exhumada, lo que ha permitido un estudio del fenómeno. Los restos de un árbol hallados de pie durante la excavación han sido datados con C14 en  $950 \pm 60$  años (calibrado, UBAR 446). La muerte de este árbol coincidió con un primer gran aporte de sedimento, que dejó semienterrada la iglesia y que obligó a construir escaleras descendentes para acceder a ella. Una segunda gran colada de piedras tuvo lugar en la segunda mitad del siglo XVIII, dejando la iglesia casi totalmente enterrada.

En la actualidad, la cuenca que drena hacia la iglesia está cubierta de bosque y es inimaginable que en estas condiciones -en ausencia de fuentes de sedimentos- pudiera desencadenarse un fenómeno como el descrito. En todo caso fue necesaria la ocurrencia de dos eventos pluviométricos de alta intensidad, que explican la formación de una colada de piedras de 1 kilómetro de longitud, 200 a 300 m de anchura y una profundidad de al menos 10 m.

Las coladas de piedras de Espuëndolas (10 km al este de Jaca) responden a procesos similares (Martí Bono *et al.*, 1997), si bien la más antigua - y de mayor entidad- no ha podido ser datada hasta el momento. Una segunda colada es claramente posterior a 1957 -pues no aparece en la fotografía aérea de esa fecha-, con toda probabilidad ligada a las fuertes lluvias de noviembre de 1966.

Los ejemplos expuestos reflejan la ocurrencia de eventos pluviométricos muy intensos en los últimos siglos, al parecer muy restringidos espacialmente, pero con gran capacidad para transportar grandes volúmenes de sedimentos.

---

## 7. LAS AVENIDAS MÁS RECIENTES

En las últimas décadas han ocurrido también eventos hidrológicos de gran intensidad aunque con diferente repercusión espacial. Los dos más destacados corresponden a las lluvias de noviembre de 1982 y a la catástrofe del barranco de Arás, en Biescas, en agosto de 1996.

Valle	P calculada
Aragón	78
Gállego	117
Ara	199
Cinca	154
Cinqueta	324
Esera	160

Fuente; García Ruiz *et al.*, 1983

Tabla 4.- Precipitación calculada a 1000 m de altitud en diferentes valles pirenaicos durante la avenida de noviembre de 1993

Entre los días 6 y 7 de noviembre de 1982 cayeron fuertes precipitaciones en gran parte del Pirineo catalán y aragonés, con intensidad decreciente de este a oeste. El origen de la lluvia estuvo en una típica borrasca mediterránea, con advección en altitud de masas de aire frío sobre masas cálidas y húmedas situadas en el litoral catalán. La borrasca propició precipitaciones con una recurrencia teórica superior a los 200 años en algunos sectores de los valles del Cinca, Cinqueta, Esera y Noguera Ribagorzana, alcanzándose cifras de 195 mm en Torla, 218 mm en Fiscal y 400 mm en el fondo del valle del Cinqueta. Por encima de 2000 m s.n.m. pudieron registrarse más de 500 mm, probablemente de forma no generalizada, dada la gran irregularidad espacial con que se presentan los núcleos tormentosos más activos. El observatorio de Góriz, a 2262 m, recibió más de 600 mm en 24 horas, no pudiendo precisarse la cifra con exactitud al haber desbordado el pluviómetro.

Por el contrario, del río Ara hacia el oeste, las precipitaciones -aunque todavía importantes- decayeron hasta valores relativamente normales, con una recurrencia próxima a los 5 años (Martí Bono y Puigdefábregas, 1983). La Tabla 4 muestra las diferencias en las precipitaciones estimadas para cada valle a la altitud de 1000 m. Es importante señalar, no obstante, que la gran irregularidad orográfica del Pirineo central provocó una gran variabilidad espacial, con núcleos tormentosos más activos relacionados con el relieve circundante. En todas las cuencas la relación entre precipitación y altitud fue bastante buena, excepto en la del Aragón.

La intensidad de las precipitaciones propició hidrogramas con tramos ascendentes muy bruscos, especialmente aguas abajo de

embalses (García Ruiz *et al.*, 1983). En Santa Eulalia (río Gállego), la apertura de compuertas del embalse de La Peña produjo un paso instantáneo de 21,6 a 650 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Más al este, el río Cinca en Fraga tuvo un máximo superior a 3.500 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, rozándose la mayor crecida del siglo XX, estimada en 3.900 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> en octubre de 1907. En algunas cuencas de pequeñas dimensiones la avenida tuvo también carácter excepcional, como en la cabecera del río Veral (142 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> en Zuriza, con un caudal específico de 3021 l s<sup>-1</sup> Km<sup>-2</sup>) o en el barranco de Remáscaros, cuenca del Esera, donde Martí y Puigdefábregas (1983) estimaron un caudal de 108 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> para una cuenca de 34 km<sup>2</sup>.

Los efectos geomorfológicos de este evento fueron muy intensos, tanto en cauces como en laderas. Entre ellos destacan:

- I) Socavamiento lateral de coluviones en fondos de valle y destrucción de pequeños tramos de carretera (cuenca del Cinqueta), debido al encajamiento y a las fuertes pendientes longitudinales, superiores al 3%.
- II) Movilización generalizada de los sedimentos en conos de deyección activos, especialmente en el Remáscaros, con aportes de grandes cantidades de materiales morrénicos al fondo del valle y corte de carretera. Este cono de deyección y su cuenca se encuentran en un contexto topográfico y geomorfológico similar al de Arás, en Biescas (ver más adelante).
- III) Reactivación parcial de grandes movimientos en masa en el valle del Cinqueta. El deslizamiento de Gistaín, sobre pizarras oscuras del Paleozoico, abrió en su parte más alta grietas transversales de 100 a 150 m de longitud, con salto de hasta 50 cm de desnivel. En las áreas cóncavas del mismo deslizamiento se formaron coladas de piedras, en general en los bordes de antiguos banales abandonados.
- IV) Hacia el oeste el fenómeno geomorfológico más destacado fue el desarrollo de coladas de piedras en laderas de flysch afectadas por intensa tectonización. En el Pirineo catalán las consecuencias geomorfológicas fueron espectaculares, con el aporte de coladas de piedras hacia el cono de deyección del torrente de Jou-La Gingueta (Noguera Pallaresa) (Bru *et al.*, 1984), la reactivación del torrente de Runada en el valle del Noguera Ribagorzana y el desencadenamiento de numerosos movimientos



en masa (Clotet *et al.*, 1989; Clotet y Gallart, 1984), especialmente en áreas agrícolas.

Las lluvias de noviembre de 1982 afectaron a un área extensa, con una gran variabilidad relacionada tanto con la posición respecto a la influencia mediterránea como con la diversidad de la topografía. Una situación similar -aunque con una recurrencia en torno a 10 años- se dió en octubre de 1987, detectándose el transporte de grandes volúmenes de carga de fondo que dejaron agotados los cauces de primer y segundo orden durante varios años (Martínez Castroviejo *et al.*, 1987; García Ruiz & Alvera, 1997). Sin embargo, en otros casos las precipitaciones de alta intensidad han afectado a superficies muy reducidas, como sucedió durante la llamada catástrofe del barranco de Arás o de Biescas.

Durante el día 7 de agosto de 1996 se crearon condiciones meteorológicas óptimas para el desarrollo de tormentas muy activas en el Sistema Ibérico aragonés, el centro de la

Depresión del Ebro y el Pirineo Central. Sobre una masa de aire muy cálida y húmeda, prácticamente subtropical, de origen mediterráneo, se situaron masas de aire frío en altitud procedentes del norte, dando lugar a una situación de acentuada inestabilidad. La consecuencia fue la formación de núcleos tormentosos, distribuidos de manera muy irregular, como los que afectaron a la Sierra de Albarracín (Teruel), el eje del Ebro entre Zaragoza y Tudela, y el valle del Gállego (Pirineo Aragonés). En torno a la localidad de Biescas, sobre la cuenca del barranco de Arás, se generaron nubes de gran desarrollo vertical que por la tarde y durante menos de 90 minutos descargaron una tormenta de gran intensidad. En la localidad de Biescas se registraron 160 mm y los cálculos estimados mediante el método racional llegan a establecer una evaluación de entre 200 y 250 mm en el núcleo más activo de la tormenta (subcuenca de Betés) (García Ruiz *et al.*, 1996). La utilización de imágenes radar por el Instituto Nacional de Meteorología (1998) aporta cifras estimadas entre 250 y 300 mm. Estas cifras, aun siendo muy eleva-

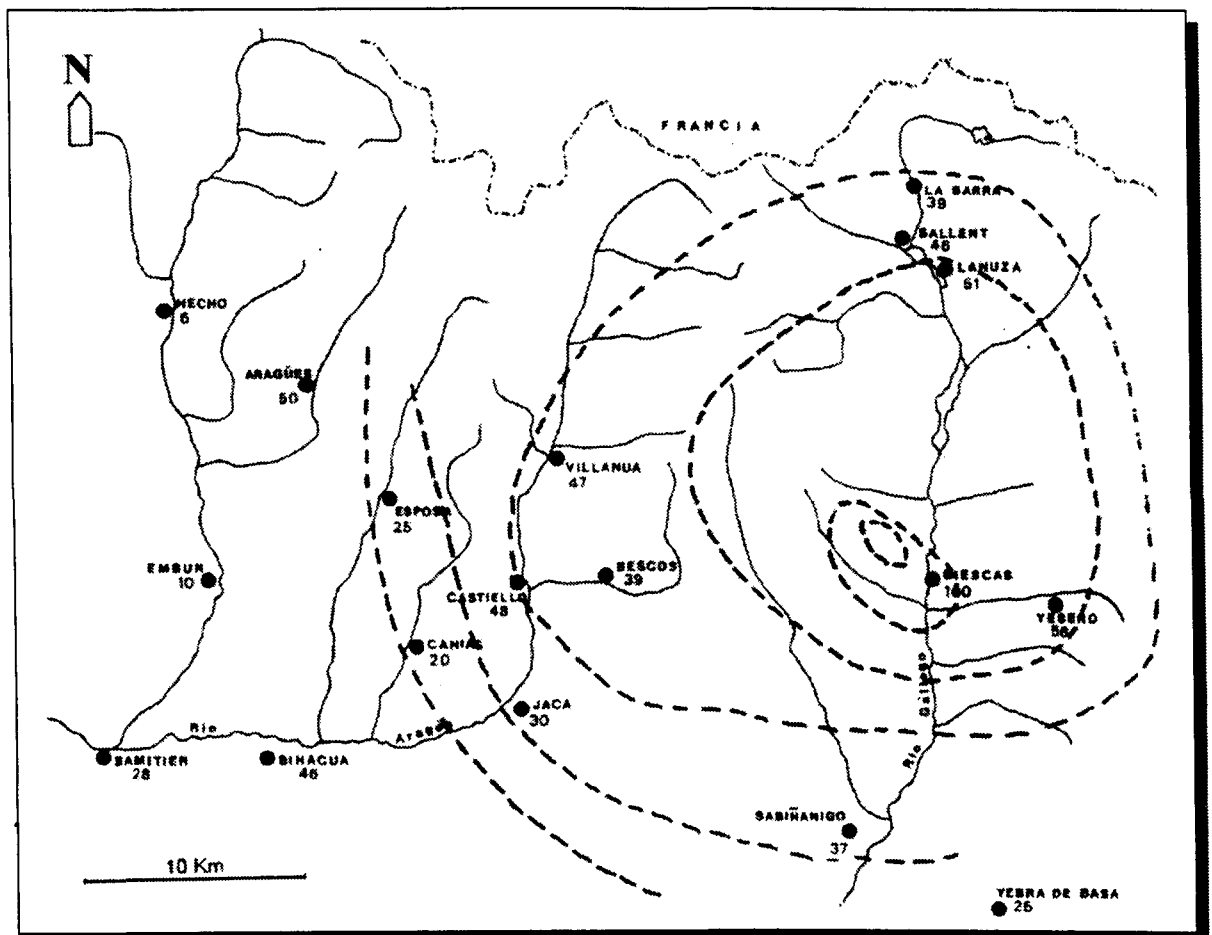


Figura 3.- Distribución de las precipitaciones en las cuencas altas del Aragón y del Gállego (Pirineo Central español) el 7 de agosto de 1996.

das, son comparables o incluso inferiores a los valores registrados en 1 hora en diversas localidades de la costa mediterránea española (López Bermúdez y Romero Díaz, 1992-93).

La Fig. 3 demuestra que, aunque la actividad tormentosa afectó a una extensa área del Pirineo Central, la mayor intensidad se registró en el valle del Gállego, sobre todo en un pequeño sector al norte del barranco de Arás. Desde allí, en cualquier dirección, la cantidad de lluvia disminuyó rápidamente: Sabiñánigo, 37 mm y Yebra de Basa, 25 mm, hacia el sur; Yesero, 56 mm, hacia el este; Lanuza, 51 mm, Sallent, 46 mm y La Sarra, 39 mm, hacia el norte; Bescós, 39 mm, Villanúa, 47 mm, y Jaca, 30 mm, hacia el oeste. Más lejos, hacia el noroeste, la localidad de Hecho sólo registró 6 mm. A una escala más detallada, dentro de la cuenca del barranco de Arás (18 Km<sup>2</sup>), algunos sectores recibieron una lluvia similar a la correspondiente a un periodo de retorno de 1 a 3 años (en torno a 60 mm) a sólo unos cientos de metros de distancia (en todo caso no más de 2 km) de donde se registraron las mayores intensidades. Debe tenerse en cuenta, por ejemplo, que en torno a la localidad de Betés la intensidad durante el llamado periodo de concentración (en torno a 30 minutos) pudo superar los 500 mm/hora (García Ruiz *et al.*, 1996).

Las características de la tormenta contribuyen a explicar los rasgos de la avenida producida en el barranco de Arás, si bien para interpretar sus efectos catastróficos es necesario recurrir al contexto geomorfológico en que tuvo lugar.

El carácter torrencial del barranco de Arás, los procesos de erosión y sedimentación que afectaron al cauce durante la avenida y las dificultades para estimar la velocidad de la corriente hacen que los cálculos del pico de avenida presenten un rango muy amplio según distintos autores. García Ruiz *et al.* (1996) y White *et al.* (1997) aportan estimaciones para distintos puntos de la cuenca, con un máximo de 500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> en su tramo final, incluyendo la gran cantidad de sedimentos desplazados con el caudal. Estos autores confirmaron que la subcuenca de Betés, con un 28.7% de la superficie total de la cuenca de Arás, aportó el 75% del caudal. Los cálculos de Benito *et al.*, cifran el pico en 430 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>; y Alcoverro *et al.* (1999) llegan hasta 400-600 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. En cualquier caso, a pesar de la disparidad de valores resultantes, el pico de crecida fue extraordinariamente elevado para una cuenca

de 18 Km<sup>2</sup>. Dos factores contribuyeron a incrementar la intensidad del pico de crecida, además de la lluvia del día 7 de agosto:

- I) La ocurrencia de frecuentes precipitaciones durante los meses de junio y julio, que registraron un total de 110 y 130 mm respectivamente, cuando los valores medios de esos meses en Biescas son 81.5 y 56.1 mm.
- II) La rápida concentración de la escorrentía en el cauce principal, debido a las fuertes pendientes dominantes en toda la cuenca. Las estimaciones de García Ruiz *et al.* (1996) proporcionan un tiempo de concentración de 30 minutos para el barranco de Betés, claramente inferior a la duración de la tormenta del 7 de agosto de 1996.

La actividad torrencial de barranco de Arás era bien conocida décadas atrás. Hay que tener en cuenta que se trata de un valle colgado sobre la artesa glaciar del Gállego y que en sus dos últimos kilómetros salva un desnivel de casi 400 metros, durante los cuales atraviesa dos cordones morrénicos laterales y depósitos glaciolacustres. La principal consecuencia de este marco geomorfológico es la gran velocidad que alcanzan las aguas y la enorme capacidad de erosión y transporte. De ahí la formación de un cono de deyección muy activo todavía a principios de siglo, similar a otros desarrollados en la Ribera de Biescas (Orós, Escuer, La Súa, Oliván), todos ellos postglaciares y alimentados en gran parte por la erosión producida en las morrenas laterales (Barrère, 1966). Los problemas derivados de esta torrencialidad aconsejaron la adopción de medidas estructurales, incluyendo la canalización del barranco por la bisectriz del cono y la construcción de unas 30 presas de retención de sedimento (*check dams*). La violencia de la avenida del 7 de agosto de 1996 fue, sin embargo, responsable de

- I) la rotura de la mayor parte de las presas,
- II) la apertura de un nuevo tramo de cauce de 150 m de longitud, 15 m de anchura y 20 m de profundidad en el sector más pendiente del barranco, aprovechando la fácil erodibilidad de los sedimentos morrénicos,
- III) el desplazamiento de al menos entre 122.000 y 136.000 toneladas de sedimento hacia el cono de deyección, en forma de flujo hiperconcentrado (Gutiérrez Santolaya

*et al.*, 1998; Alcoverro *et al.*, 1999) o de *debris flows* (García Ruiz *et al.*, 1996; Benito *et al.*, 1998),

IV) la reapertura del primitivo cauce del torrente en el cono de deyección, al quedar el canal artificial bloqueado por el excepcional aporte de sedimento.

No existen registros de similar intensidad en otros observatorios del Pirineo Central español, si bien se conocen efectos geomorfológicos muy parecidos (avenida del torrente de Jou-La Gingeta en noviembre de 1982: Bru *et al.*, 1984). Recientemente (6 de mayo de 1999) una lluvia de 70 mm en 10 minutos se registró en 2 observatorios muy próximos del valle de Aísa (Lastiesas Altas y Casa Eugenio), lo que significa una intensidad similar a la máxima estimada para la catástrofe de Biescas, sólo que afortunadamente de menor duración. El barranco afectado, de 78 hectáreas de superficie, experimentó un pico de crecida de 27 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (de acuerdo con las fórmulas de Manning y de Strickler), es decir, 35 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. Km<sup>-2</sup>, arrastrando bloques de hasta 100 cm de eje *a* y en torno a 50 cm de eje *b*. Este evento tuvo igualmente un núcleo activo muy reducido espacialmente, confirmando que las lluvias más extremas presentan una distribución errática y que ni siquiera se hallan relacionadas con el relieve (García Ruiz *et al.*, en prensa; Poesen y Hooke, 1997).

---

## 8.- CONCLUSIONES

Precipitaciones y avenidas de alta intensidad son relativamente frecuentes en todo el Pirineo, especialmente su tercio oriental, debido a la influencia que ejerce la baja presión mediterránea. En el Pirineo central, que ha sido más objeto de este estudio, la frecuencia de los llamados eventos extremos es menor, si bien se han podido constatar precipitaciones de muy elevada intensidad y efectos catastróficos. En el presente trabajo se han señalado algunos de los eventos más significativos y se han discutido sus relaciones con distintos factores.

Las lluvias de otoño, asociadas al paso de frentes desde el oeste o a la actividad de las llamadas gotas frías mediterráneas, suelen prolongarse durante varios días, a veces con suficiente intensidad como para provocar avenidas en los ríos principales. Otras veces se trata de fenómenos muy locales, de tipo tor-

mentoso, que excepcionalmente pueden ocasionar lluvias de altísima intensidad. En el primer caso la distribución de las precipitaciones presenta una notable relación con el relieve y, más aún, con la posición de cada punto respecto a la influencia dominante durante cada evento (atlántica o mediterránea). En el segundo caso la distribución de la precipitación es, al menos al nivel actual de conocimientos, errática y no muestra vinculación aparente con los rasgos del relieve. La ocurrencia de estos eventos, muy localizados en el espacio e impredecibles en el tiempo, contribuye a reducir la validez de algunos procedimientos estadísticos para estimar recurrencias temporales de distintos niveles de precipitación. Por encima de 100 años de periodo de retorno el margen de error es tan amplio que prácticamente los resultados carecen de significación.

En algún caso (San Adrián de Sasave) ha podido deducirse el papel de la actividad humana (principalmente, deforestación) en el incremento de los efectos hidrológicos y geomorfológicos de una precipitación muy intensa. Sin embargo, del ejemplo más reciente de Biescas se confirma que ante eventos extremos ni siquiera el bosque denso puede frenar la magnitud de una avenida, pues la capacidad de retención de agua por intercepción se satura en muy pocos minutos.

La ocurrencia en el Pirineo central de eventos de muy distinta magnitud en los últimos 20 años ha permitido estudiar con cierto detalle sus efectos geomorfológicos y deducir la existencia de umbrales, a partir de los cuales cambia el tipo de procesos. En el caso de lluvias correspondientes a un periodo de retorno de unos 100 años o más (como, por ejemplo, el temporal de noviembre de 1982), se produce no sólo un gran transporte de sedimento en los cauces, acompañado de erosión lateral y destrucción de carreteras, sino también la removilización general de conos de deyección (incluso a veces en los aparentemente estabilizados) y reactivación de grandes movimientos en masa, con el consiguiente riesgo para poblaciones e infraestructuras. El fondo de los valles principales tiende a concentrar la mayor parte de los riesgos, tanto por la fluencia de grandes volúmenes de agua, como por la llegada de caudales desde valles afluentes, generalmente colgados 300 o 400 m sobre la artesa principal y con una gran capacidad para erosionar y transportar sedimentos heterométricos.

---

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha elaborado con el apoyo de los siguientes proyectos de investigación: "Water resources management in a changing environment: the impact of sediment on sustainability" -WARMICE(ENV4-CT98-0789), financiado por la Comisión Europea, "Producción de sedimentos y escorrentía como consecuencia de los cambios de uso del suelo en áreas de montaña: instrumentos para valorar el impacto hidrológico de la marginalización territorial" (AMB 96-0401) y "Estaciones permanentes para el estudio de procesos hidrológicos en ambientes mediterráneos" (HID98-1056-CO2-01), ambos financiados por la CICYT.

---

## REFERENCIAS

Alcoverro, J., Corominas, J. y Gómez, M., 1999: The Barranco de Arás flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 51: 237-255.

Arnáez, J., García Ruiz, J.M., Martí, C., Bordonaba, A., Errea, M.P. y White, S., 1998: Avenidas y transporte de sedimentos en una pequeña cuenca de montaña media del Pirineo Central. In *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez Ortiz y F. Salvador, eds.), Universidad de Barcelona, pp. 161-170, Barcelona.

Barrère, P., 1966: La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo. *Bull. Ass. Franç. Et. Quat.*, 2: 83-93.

Benito, G., Grodek, T. y Enzel, Y., 1998: The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control-dams during the 1996 Biescas flood (Central Pyrenees, Sapin). *Z. Geomorph.*, 42(4): 417-437.

Bru, J., Serrat, D. y Vilaplana, J.M., 1984: La dinámica geomorfológica de la cuenca del torrente de Jou-La Guingueta (Noguera Pallaresa). In *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, ETSI de Caminos, Canales y Puertos, pp. 1.2.1.-1.2.10, Barcelona.

Clotet, N. y Gallart, F., 1984: El deslizamiento de La Coma (Solsonés, Cataluña) de noviembre, 1982. In *Inestabilidad de laderas en el Pirineo*, ETSI de Caminos, Canales y Puertos, pp. 1.6.1-1.6.14, Barcelona.

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: 69-91.

Creus, J. y Puigdefábregas, J., 1978: Influencia del relieve en la distribución de las precipitaciones máximas: un ejemplo pirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 4(1): 11-24.

Daumas, M., 1964: Les crues du 3 août dans les hautes vallées aragonaises et catalanes. *Rev. Géograph. Pyr. S.O.*, 35: 305-310.

García Ruiz, J.M. & Lasanta, T., 1997: Land-use change and sustainable development in mountain areas: A case study in the Spanish Pyrenees. *Landscape Ecology*, 11(5): 267-277.

García Ruiz, J.M. y Alvera, B. 1997: La exportación de sedimentos en la alta montaña. El ejemplo de la cuenca experimental de Izas, Valle del Gállego, Pirineo aragonés. In *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (A. Gómez Ortiz, F. Salvador, L. Schulte y A. García navarro, eds.), Universidad de Barcelona, pp. 235-244, Barcelona.

García Ruiz, J.M. y Valero, B., 1998: Historical geomorphic processes and human activities in the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development*, 18(4): 309-320.

García Ruiz, J.M., 1989: *Mapa geomorfológico. Sallent*. Geoforma Ediciones, 29 pp. + 1 mapa a escala 1:50.000, Logroño.

García Ruiz, J.M., Arnáez, J., White, S. y Bordonaba, A.P., 1998: Predicción de eventos extremos en áreas de montaña. El ejemplo del Pirineo Central. In *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez Ortiz y F. Salvador, eds.), Universidad de Barcelona, pp. 623-630, Barcelona.

García Ruiz, J.M., Arnáez, J., White, S., Lorient, A. y Beguería, s. (en prensa): Uncertainty assessment in the prediction of extreme rainfall events: an example from the Central Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes*.

García Ruiz, J.M., Lasanta, T., Ortigosa, L., Ruiz Flaño, P., Martí, C. y González, C., 1995: Sediment yield under different land uses in the Spanish Pyrenees. *Mountain Research*

*and Development*, 15 (3): 229-240.

García Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. y Creus, J., 1986: La acumulación de nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127: 27-72.

García Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. y Martín Ranz, M.C., 1983: Diferencias espaciales en la respuesta hidrológica a las precipitaciones torrenciales de noviembre de 1982 en el Pirineo Central. *Estudios Geográficos*, 170-171: 291-310.

García Ruiz, J.M., White, S., Martí, 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 pp., Zaragoza.

González, C., Ortigosa, L., Martí, C. y García Ruiz, J.M., 1995: The study of spatial organization of geomorphic processes in mountain areas using GIS. *Mountain Research and Development*, 15(3): 241-249.

Gutiérrez Santolaya, F., Gutiérrez Elorza, M. y Sancho, C., 1998: Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 22(3-4): 265-284.

Instituto Nacional de Meteorología, 1998: *Estudio meteorológico de la situación del 7 de agosto de 1996 (Biescas)*. Ministerio de Medio Ambiente, 90 pp., Madrid.

Lasanta, T., 1988: The process of desertion of cultivated areas in the Central Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 132: 15-36.

López Bermúdez, F. y Romero Díaz, A., 1992-93: Génesis y consecuencias erosivas de las lluvias de alta intensidad en la región mediterránea. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 18-19: 7-28.

Martí Bono, C. y Puigdefábregas, J., 1983: Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos. *Estudios Geográficos*, 170-171: 275-289.

Martí Bono, C., Valero, B. y García Ruiz, J.M., 1997: Large, historical debris flows in the Central Spanish Pyrenees. *Physics and Chemistry of the Earth*, 22(3-4): 381-385.

Martín Vide, J., 1985: Estacionalidad de la precipitación y mediterraneidad en el Pirineo catalán. *Notes de Geografia Física*, 13-14: 57-65.

Martínez Castroviejo, R., García Ruiz, J.M., Díez, J.C. y Alvera, B., 1991: Coarse sediment transport in an experimental high mountain catchment of Central Pyrenees, Spain. *Z. Geomorph. Suppl. Bd.*, 83: 105-114.

Mateu, J., 1983: La riada del Júcar y sus efectos en la Ribera. *Estudios Geográficos*, 170-171: 187-222.

Montserrat, J., 1992: *Evolución glacial y post-glacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, 147 pp., Zaragoza.

Moya Palomares, M.E., Garzón Heydt, G. y Ortega Becarri, J.A., 1998: Depósitos de avenida del arroyo Rivillas, Badajoz, noviembre de 1997. In *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez Ortiz y F. Salvador, eds.), Universidad de Barcelona, pp. 229-236, Barcelona.

Olcina, J., 1994: *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Penthalon, 440 pp., Madrid.

Pérez Cueva, A. y Armengot, R. 1983: El temporal de Octubre de 1982 en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca baja del Júcar. *Cuadernos de Geografía*, 32-33: 61-86.

Poesen, J.W.A. y Hooke, J.M., 1997: Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography*, 21(2): 157-199.

Rijckborst, H., 1967: Hydrology of the upper Garonne basin (Valle de Arán, Spain). *Leidse Geologische Medelingen*, 40: 1-74.

Roselló, V., 1983: La formación de la riada del Júcar de 1982, aguas arriba de Tous. *Estudios Geográficos*, 170-171: 171-186.

Thornes, J., 1976: Semi-arid erosional systems. *Occasional Paper 7*, London School of Economics, London.

Valero, B., Navas, A., Machín, J. y Walling, D., 1999: Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 28:23-41.

Vilar, F., 1995. Situaciones, riesgo y recurrencia de tormentas intensas en el Pirineo oriental. In *Situaciones de riesgo climático en España* (J. Creus, edr.), Instituto Pirenaico de Ecología, pp. 105-116, Jaca.

White, S., García Ruiz, J.M., Martí, C., Valero, V., Errea, M.P. y Gómez Villar, A., 1997: The Biescas campsite disaster and its temporal and spatial context. *Hydrological Processes*, 11: 1797-1812.