

ANA MARÍA CAMARASA BELMONTE\*

GÉNESIS DE AVENIDAS EN PEQUEÑAS  
CUENCAS SEMIÁRIDAS:  
LA RAMBLA DE POYO (VALÈNCIA) \*\*

RESUMEN

El estudio de la génesis y modelización de avenidas en ambientes semiáridos está muy condicionado por la escasez y baja calidad de los datos hidrológicos. En el ámbito valenciano, la reciente instalación de la red SAIH-JÚCAR (Sistema Automático de Información Hidrológica) abre nuevas posibilidades. Basándose en los datos aportados por esta red, el presente trabajo analiza la crecida ocurrida en la Rambla de Poyo (Valencia) durante los días 11 y 12 de noviembre de 1988. Bajo una óptica sistémica se estudia el comportamiento hidrogeomorfológico de la rambla en función de las características físicas de la cuenca, de la precipitación y de la escorrentía superficial. Asimismo se ensaya la viabilidad de un modelo conceptual simple de base geomorfológica, *Geomorphological Unitary Hydrograph* (GUH), para la predicción del hidrograma en pequeñas cuencas semiáridas.

ABSTRACT

Studies on flood genesis and forecast in semiarid environments is often conditioned by the lack of data and its poor quality. The recently installation of *Sistema Automático de Información Hidrológica*, SAIH (automatic system of hydrological information), in the Comunidad Valenciana (East of Spain) has meant new possibilities and perspectives. This paper analyses the flood happened on 11 and 12th November 1988 in the Rambla de Poyo (Valencia) by using data provided by this automatic network. From a system perspective, we have studied the hydrogeomorphological behaviour of this ephemeral stream as a function of the basin physical characteristics, rainfall and surface runoff. Then, we have tried to assess the viability of one conceptual hydrological simple model, such as the *Geomorphological Unitary Hydrograph* (GUH), for hydrograph prediction in small semiarid basins.

\* Departament de Geografia. Universitat de València.

\*\* Este trabajo se inscribe en el proyecto PB890526 de la DGICYT.

## INTRODUCCIÓN

Las crecidas fluviales constituyen el riesgo natural más extendido en el ámbito mediterráneo. Además de precipitaciones de elevada intensidad desencadenantes del fenómeno, concurren importantes factores de intensificación derivados de las características físicas del medio y de la actuación del hombre sobre el espacio inundable (MATEU, 1990).

Sin embargo, a pesar del riesgo y coste que suponen en la práctica, se conocen poco los procesos hidrológicos de formación de avenidas. Tal panorama se debe, en gran medida, a la escasez y baja calidad de los datos hidrológicos. En efecto, la mayoría de los registros foronómicos corresponden a las cuencas de mayores dimensiones. A ello se añade una discretización diaria en muchos aforos, que contribuye a enmascarar la complejidad en la génesis del fenómeno. Como consecuencia, ha habido una escasa difusión de modelos matemáticos de previsión aplicados a cuencas elementales mediterráneas.

La reciente entrada en funcionamiento de la red SAIH-JÚCAR (Sistema Automático de Información Hidrológica) en noviembre de 1988 ha supuesto un cambio importante, por cuanto ahora se registran datos de precipitación y caudal con una discretización temporal de cinco minutos. Además la red automática no se limita a las grandes arterias, sino que contempla algunas ramblas, no aforadas hasta la fecha.

A partir de datos del SAIH, el presente trabajo analiza, bajo una óptica sistémica, el funcionamiento hidrogeomorfológico de la Rambla de Poyo durante la crecida de los días 11 y 12 de noviembre de 1988. El trabajo se ha centrado sobre aquella parte de la cuenca controlada por la estación de registro foronómico. Engloba un área de 187 Km<sup>2</sup> que se extiende desde la cabecera hasta el aforo, emplazado en el puente que cruza la carretera nacional III con el cauce principal (fig. 1).

Este estudio evalúa la relación de tres factores básicos: (1) el soporte físico de la cuenca, en tanto que espacio dinámico donde tiene lugar la producción y traslación de la escorrentía; (2) el agua que entra en el sistema en forma de precipitación, y (3) las características del caudal registrado en la estación de aforos.

Posteriormente se considerará la viabilidad de un modelo conceptual simple de base morfométrica, el Hidrograma Unitario Geomorfológico (*Geomorphological Unitary Hydrograph*), para la previsión de avenidas en ambientes semiáridos.

## 1. EL SOPORTE FÍSICO DE LA CUENCA

La Rambla de Poyo se organiza a partir de las últimas estribaciones orientales del Sistema Ibérico (en las sierras de los Bosques y la Cabrera —1.023 y 916 m s.n.m. respectivamente—), en un área situada inmediatamente al sur

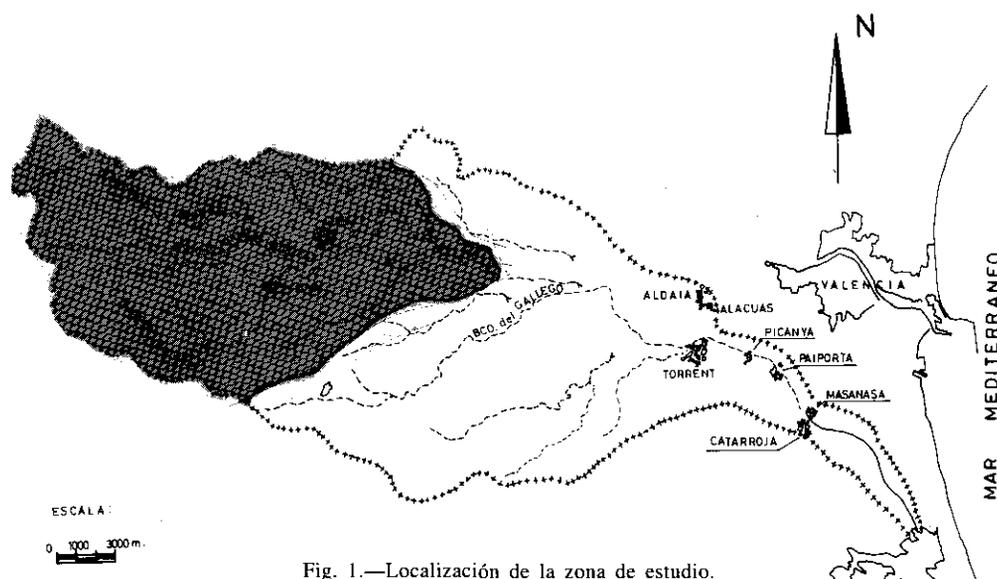


Fig. 1.—Localización de la zona de estudio.

del río Turia. Siguiendo una dirección NW-SE, tres colectores principales (el Barranco Grande, el de la Cueva Morica y la Rambla de Gallo-Chiva) confluyen en las cercanías de la población de Cheste, tomando el nombre de Rambla de Poyo y desembocando en la Albufera como Barranc de Torrent.

Las litologías de la cuenca aguas arriba de la estación de aforo muestran una zonación bien definida: depósitos secundarios calizo-dolomíticos en el sector occidental (39% de la superficie), roquedos terciarios margo-arcillosos (35%) en la parte oriental de la cuenca, y rellenos detríticos cuaternarios (26%) tapiando fondos de valle y bloques estructurales hundidos (fig. 2).

Los relieves escarpados del tercio occidental —sierras de Cabrera y los Bosques (entre los 400 y los 1.000 m)— contrastan con estructuras subtabulares y rellenos cuaternarios (entre los 100 y los 400 m). De hecho, la curva hipsométrica individualiza un amesetamiento en la cuenca media y en la baja activos procesos de incisión (fig. 3).

El tipo de relieve es germánico, con fuerte control estructural, patente tanto en la compartimentación de la cobertera, como en dislocamientos de la misma para adaptarse a un zócalo no muy profundo (BRINKMANN, 1931). A todo ello se suman los empujes diapíricos del Keuper basal y la neotectónica regional.

En síntesis, se distinguen tres unidades geomorfológicas (fig. 4):

a) La zona montañosa de cabecera, situada en el sector noroccidental de la cuenca, se desarrolla sobre litologías mesozoicas resistentes calizo-dolomíticas. Es el sector más elevado donde los materiales aparecen plegados, fracturados e incluso formando cabalgamientos. Configura un relieve germánico dispuesto en gradería que, en ocasiones, da lugar a laderas del tipo cantilalud con remoción basal.

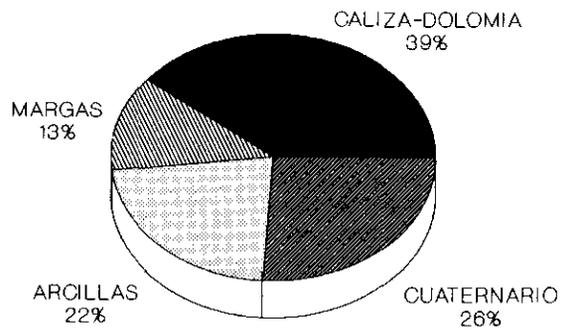
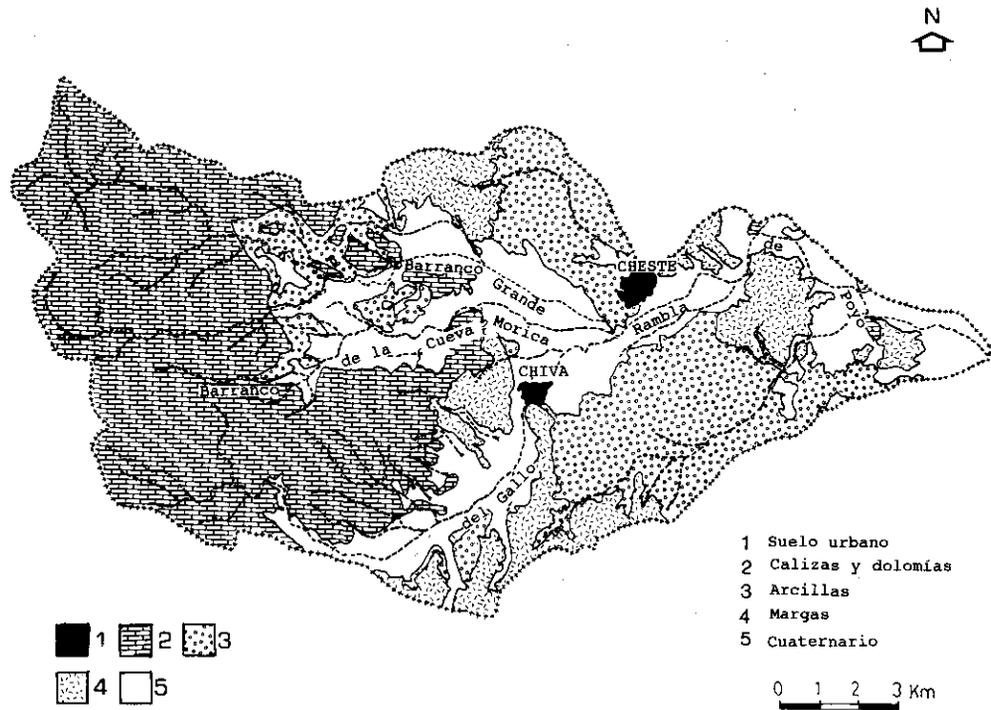


Fig. 2.—Litología de la cuenca.

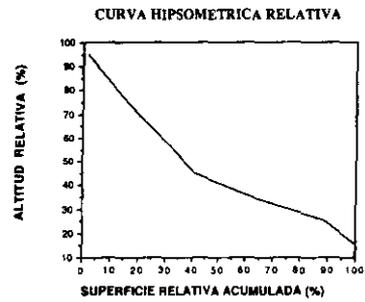
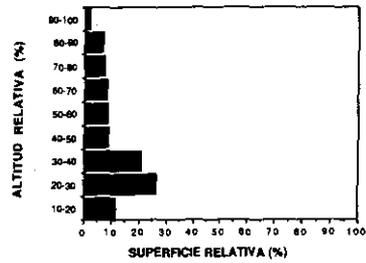
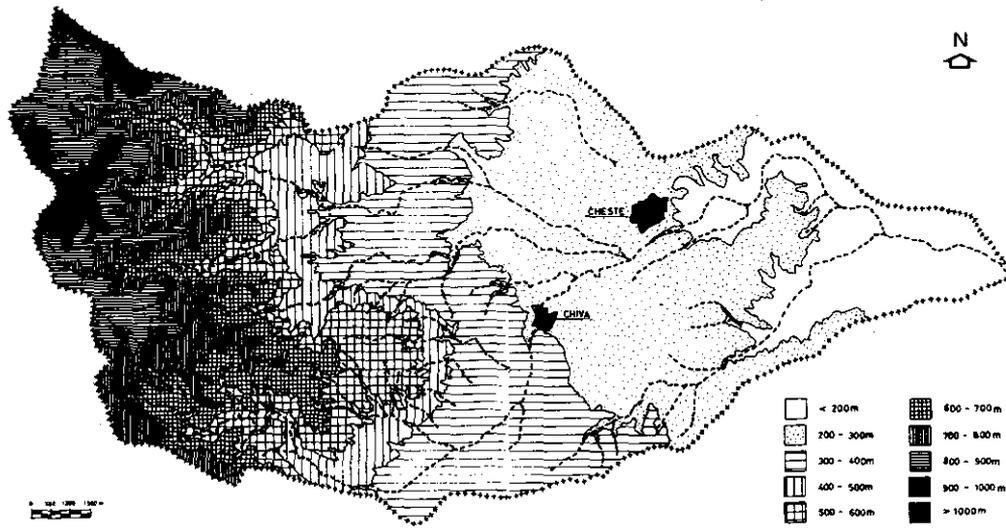


Fig. 3.—Hipsometría de la cuenca.

b) Un sector hundido intramontano, relleno de depósitos cuaternarios, sobre el que se instalan los tres colectores principales: Barranco Grande y Cueva Morica y la Rambla de Gallo-Chiva. El Barranco Grande se ha encajado en un gran cono aluvial del Pleistoceno Medio. El Barranco de la Cueva Morica discurre por un valle relativamente amplio, con distintos niveles de terraza, flanqueados por pequeños conos y glaciares de acumulación adosados a la base de los relieves. La cuenca de la Rambla de Gallo-Chiva presenta: (i) una acera de conos de gran potencia adosados al pie del frente montañoso, (ii) una plataforma colgada, desde Buñol hasta Chiva, sobre la que reposan los conos y (iii) diversos espacios de drenaje deficiente. Los conos de carácter torrencial nos indican un funcionamiento de tipo *flash-flood* (DURÁN *et al.*, 1985). La plataforma Buñol-Chiva, fracturada en sus extremos y sobre elevada en relación con el resto del valle, constituye un espacio de concentración de aportes hídricos. Su escasa pendiente dificulta la organización de un drenaje definido y favorece el encharcamiento de algunas áreas más deprimidas denominadas "almarjales". Dicha plataforma y las zonas de encharcamiento recurrente constituyen auténticos elementos de mitigación de las avenidas.

c) Por último, el sector oriental corresponde a un relieve alomado y subtabular sobre arcillas rojas y margas limolíticas terciarias muy dismanteladas. En ocasiones se observan ligeros basculamientos hacia el interior de la cuenca (particularmente en las formaciones que bordean por el sur el pasillo Buñol-Chiva-Cheste) relacionables con la actividad neotectónica y el empuje del Triásico basal.

La red de drenaje presenta un nítido contraste: barrancos encajados en las cabeceras calcáreas y de fondo plano sobre los materiales margo-arcillosos miocenos. A partir de la confluencia de los tres colectores principales, el cauce se ensancha, describe algunos meandros de amplio radio de curvatura y adquiere una morfología *braided* en razón de las fuertes pendientes, la gran carga de fondo, y el tipo de circulación (SEGURA, 1990). Todas estas características de lecho traducen el impacto morfológico de avenidas del tipo *flash-flood*.

En situaciones de crecida entran en funcionamiento los barrancos de fondo plano (SEGURA *et al.*, 1985) y el flujo laminar o *sheet-flood*, tal y como pudo comprobarse con ocasión de las lluvias extraordinarias en diciembre de 1989.

Además, en algunos sectores, la red muestra una deficiente organización de su trazado exorreico, así como una amplia influencia antrópica. De hecho parte del cauce principal de la Rambla de Gallo-Chiva ha sido excavado artificialmente y la mayoría de los barrancos de fondo plano, sino todos, se han aterrizado para el cultivo.

Morfométricamente<sup>1</sup> se trata de una red subdendrítica de orden 5

<sup>1</sup> Existe una gran variedad de índices morfométricos, cada uno de los cuales evalúa ciertas características de la red. Para esta investigación sólo se han tenido en cuenta aquellos índices que influyen, de una manera significativa, en el hidrograma resultante o en algunos de sus parámetros básicos.

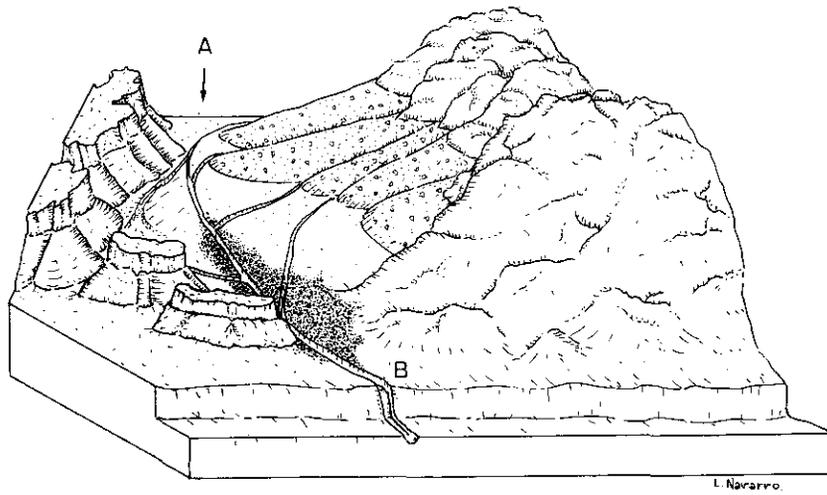
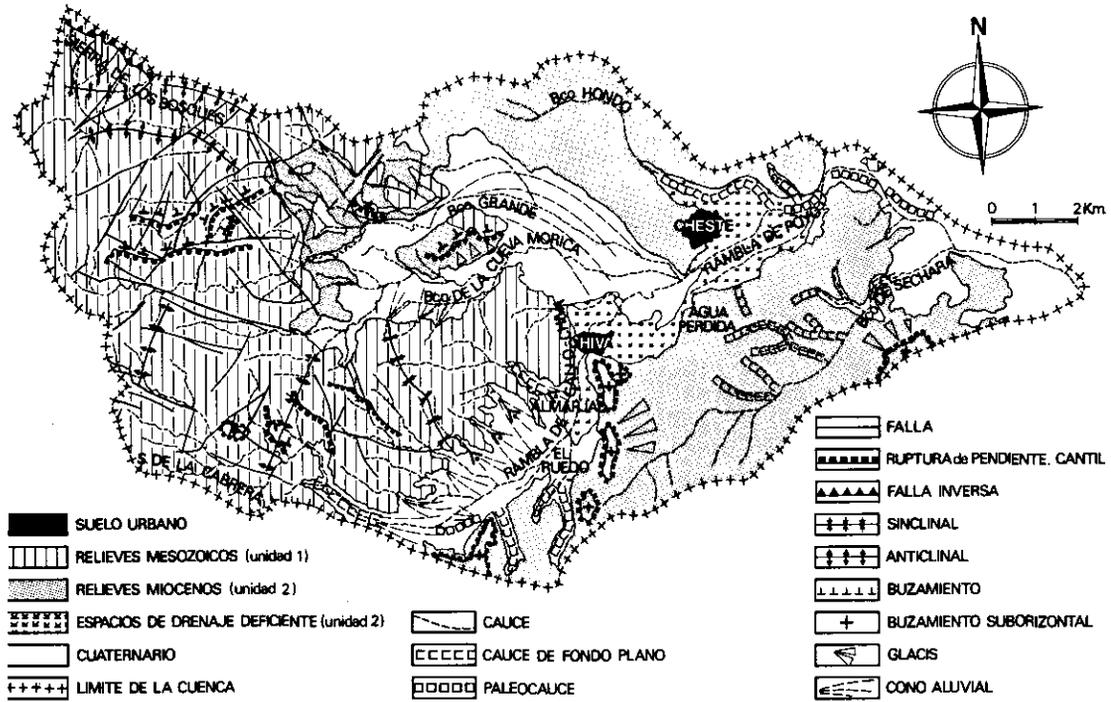


Fig. 4.—Esquema geomorfológico y plataforma Buñol-Chiva. (A: Buñol; B: Chiva)

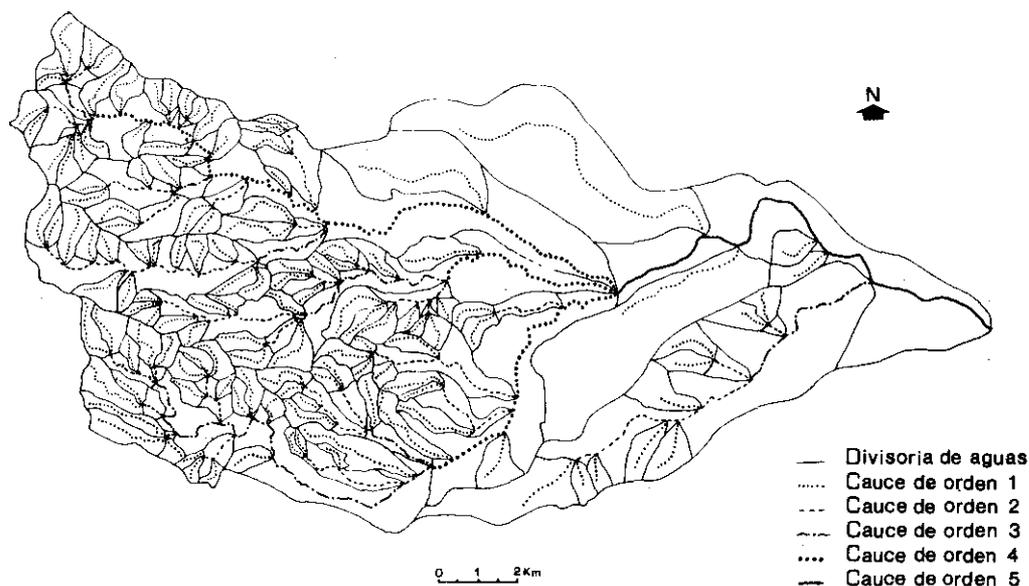


Fig. 5.—Red de drenaje.

(fig. 5), según el método de Horton-Strahler (cuadro 1). Las bajas relaciones de bifurcación ( $R_b = 3.18$ ), de longitud ( $R_l = 1.8$ ) y de elongación ( $R_e = 0.39$ ), junto a la coalescendencia de los tributarios principales (en las proximidades de Cheste), favorece la rápida concentración del caudal punta. Por otra parte, la combinación entre baja densidad de drenaje ( $D_d = 1.02 \text{ Km/Km}^2$ ) y valores altos de la constante de mantenimiento de canal y de la distancia de escorrentía en las cuencas de jerarquía superior ( $C_m = 5.26 \text{ Km}^2/\text{Km}$  y de  $= 2.6 \text{ Km}$  para el orden 4) preconiza flujos laminares retardados (MURPHEY *et al.*, 1977). Este tipo de red mixta repercute en la propagación de la onda de avenida, introduciendo una primera fase de rápida traslación de la misma a lo largo del tramo dendrítico y una fase posterior de retardo en los cauces principales.

## 2. ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN DE LOS DÍAS 11 Y 12 DE NOVIEMBRE DE 1988

En las capas altas de la atmósfera, durante estos días concurren las características de una "gota fría". En los mapas meteorológicos de altura del día anterior ya aparece un embolsamiento de aire frío sobre el Atlántico, afec-

CUADRO 1  
Índices morfométricos de la Rambla de Poyo

u	Nu	L (Km)	$\bar{L}$ (Km)	A (Km <sup>2</sup> )	$\bar{A}$ (Km <sup>2</sup> )	Rb	Rl
1	84	106.50	1.24	68.50	0.82	3.80	1.30
2	22	35.30	1.61	49.40	2.25	4.40	2.84
3	5	22.70	4.54	63.40	12.69	2.50	1.40
4	2	12.35	6.37	65.00	32.49	2.00	1.99
5	1	12.60	12.60	187.00	187.00	x = 3,18	x = 1,8

u	Ra	Dd (Km/Km <sup>2</sup> )	Cm (Km <sup>2</sup> /Km)	de (Km)
1		1.50	0.64	0.32
2	2.75	0.70	1.39	0.70
3	5.65	0.35	2.79	1.40
4	2.56	0.10	5.26	2.60
5	5.70	1.02	0.90	0.40
	x = 4			

u: Número de orden. — Nu: Número de cauces de cada orden. — L: Longitud total. —  $\bar{L}$ : Longitud media. — A: Área total. —  $\bar{A}$ : Área media. — Rb: Relación de bifurcación. — Rl: Relación de longitud. — Ra: Relación de área. — Dd: Densidad de drenaje. — Cm: Constante de mantenimiento de canal. — de: Distancia de escorrentia.

tando a las costas de Marruecos y el Sáhara. El efecto de bloqueo de un persistente anticiclón centroeuropeo infiere a la invasión de aire frío un desplazamiento de componente meridiana centrándose sobre la mitad sur de la península durante los días 11 y 12.

Por su parte, en las capas bajas de la atmósfera predomina una situación de levante. Desde el cálido Mediterráneo formaciones nubosas de gran espesor alcanzan el litoral valenciano y avanzan hasta los contrafuertes de los sistemas montañosos. Por ello, el relieve actúa como agente disparador de la inestabilidad potencial e incrementa la perturbación convectiva (GIL OLCINA, 1989).

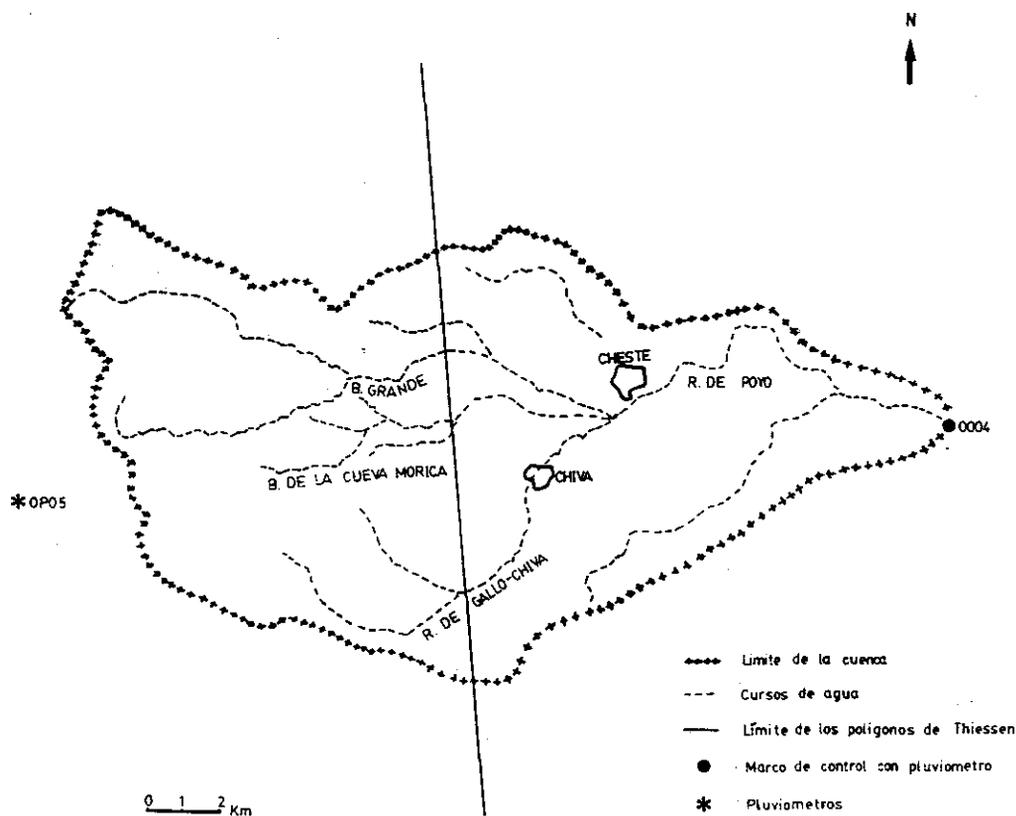


Fig. 6.—Situación de las estaciones SAIH y polígonos de Thiessen.

### 2.1. *El tratamiento de los datos*

Se ha trabajado con los datos de dos estaciones de la red SAIH, que registran las precipitaciones cada cinco minutos: el OPO5 situado en cabecera y el OO04 en la cuenca baja, coincidente con el punto del aforo de caudales. Para calibrar la influencia de cada pluviómetro se han trazado los polígonos de Thiessen: la estación OPO5 afecta al 51% de la cuenca y la OO04 al 49% restante (fig. 6).

Una vez acotado el suceso en su magnitud espacial y temporal, es indispensable un filtrado, ya que existen intervalos durante los cuales no se recibía información en el centro operativo. Debido al carácter aleatorio de la distribución temporal de las lluvias, el filtrado consiste en sustituir los valores identificados como fallos del sensor por valores interpolados entre el anterior

CUADRO 2  
*Distribución espacial de la lluvia total*

Estación	Proporción fallos (%)	Precipitación total filtrada (mm)	Precipitación total registrada (mm)	Intensidad máxima (mm/h)	Intensidad media (mm/h)
OP05	0'78	169	169	81'6	4'9
0004	0'91	80'6	80'59	96	3'2

y el posterior considerados válidos. El filtrado realiza además un recuento de errores que permite descartar aquellos ficheros estimados no representativos.

## 2.2. La estructura de las lluvias

El volumen de precipitación recogida en el punto OP05 fue de 169 mm (entre las 0 horas del día 11 y las 9.50 del día 12) y 80.6 mm en el 0004 (desde 6.05 del día 11 hasta las 4.10 del día 12). Nótese la incidencia del efecto orográfico en el incremento de las lluvias hacia la cabecera (cuadro 2).

Ahora bien, el hietograma del pluviómetro de cabecera OP05 (fig. 7) sólo registra lluvia significativa durante 18 horas 50 minutos que se agrupan en cinco núcleos cuyas características de duración, intensidad máxima y media, desviación típica, etc., figuran en el cuadro 3.

El centro de gravedad de dicho hietograma reside en el tercer núcleo que comienza a las 20.35 horas del día 11 y acaba a las 2.00 del día 12. El ini-

CUADRO 3  
*Características de la lluvia en la cabecera (OP05)*

Núcleo	Tiempo real	Duración (horas)	Total (mm)	Proporción del suceso (%)	Intensidad máxima (mm/h)	Intensidad media (mm/h)	Desviación típica
1	06.20-12.00 (Día 11)	5.40	21'4	12'6	24	3'7	5'2
2	14.20-19.25 (Día 11)	5.05	32'4	19'1	24	6'2	6'4
3	20.35-02.00 (Día 11)	5.15	59'4	35'1	81'60	10'8	20'3
4	03.05-04.55 (Día 12)	1.50	32'6	19'2	67'20	17	17'6
5	08.50-09.50 (Día 12)	1.	21	12'42	52'80	19'3	17'13
TOTAL		33.50	169	100	81'6	4'9	11'6

NOTA: Un 1'58 % del total del suceso es de carácter muy disperso y no está incluido en ningún núcleo.

## Intensidad pp (mm/h)

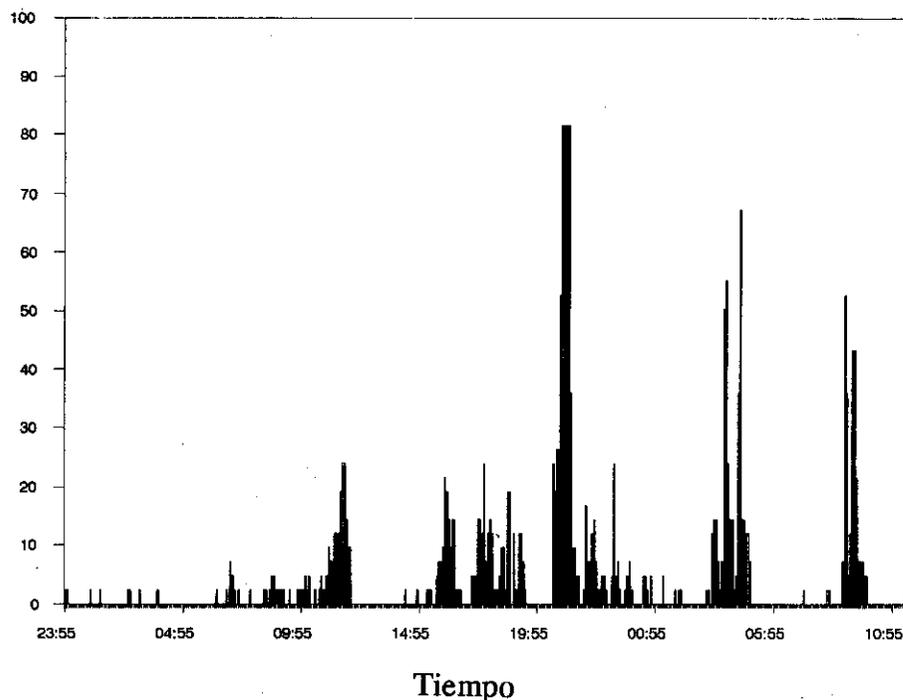


Fig. 7.—Hietograma bruto registrado por el pluviómetro 0P05.

cio de este núcleo señala un momento álgido, ya que durante los primeros 50 minutos se alcanzan intensidades que van desde los 19.20 mm/h hasta los 81.6 mm/h. El volumen recogido en estos 50 minutos es de 42.6 mm, lo que supone el 25% del total registrado en las casi 34 horas del suceso. Es más, las intensidades máximas se mantienen durante 20 minutos, desde las 21.00 horas hasta las 21.20, acumulando un total de 27.5 mm. En apenas un 1% del tiempo se totaliza el 15% de la lluvia registrada en casi 34 horas.

El pluviograma de precipitación acumulada (fig. 8) presenta bruscas rupturas de pendiente. La forma escalonada distingue cortos tramos temporales de incremento separados por rellanos de estabilización. La subida más espectacular corresponde también al citado tercer núcleo de la tormenta. En poco más de una hora (de las 20.30 a las 21.40 del día 11) la lluvia acumulada pasa de 55.2 a 100.2 mm.

Por su parte, en el hietograma de la cuenca baja (0004) (fig. 9) la estructura temporal presenta cuatro núcleos (cuadro 4) y también el tercer núcleo registra las mayores intensidades. En poco más de dos horas (de las 17.25 a las 19.40) se recoge el 44.4% del agua caída durante todo el suceso. En otras

## Precipitación acumulada (mm)

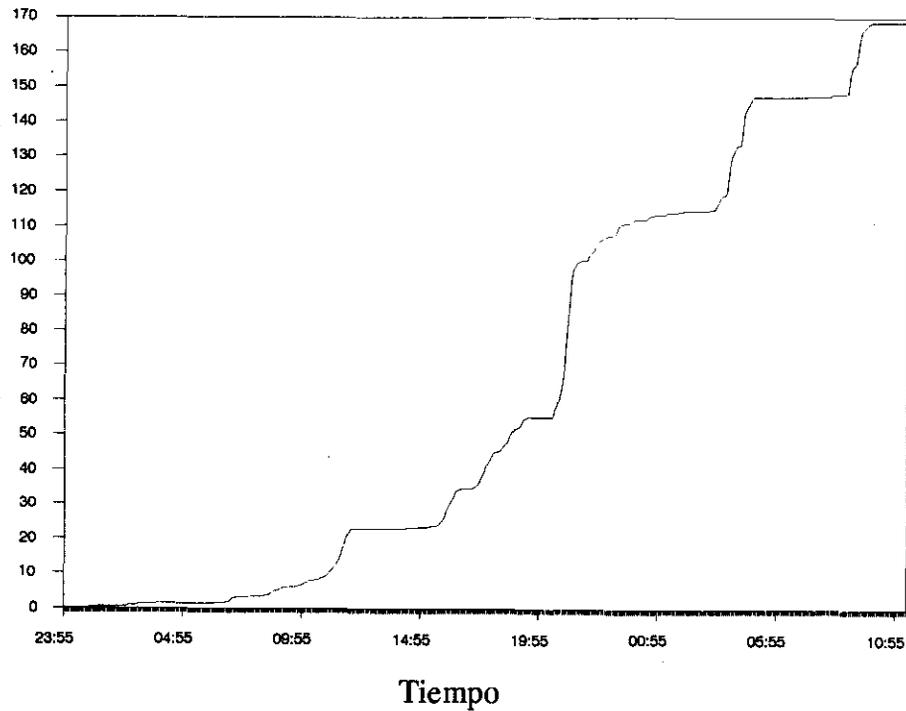


Fig. 8.—Precipitación acumulada según el pluviómetro OP05.

## CUADRO 4

*Características de la lluvia en la cuenca baja (0004)*

Núcleo	Tiempo real	Duración (horas)	Total (mm)	Proporción suceso (%)	Intensidad máxima (mm/h)	Intensidad media (mm/h)	Desviación típica
1	06.05-07.15 (Día 11)	1.10	3'8	4'7	7'20	3'04	2'08
2	08.35-12.45 (Día 11)	4.10	29'2	36'2	31'20	6'87	8'15
3	17.25-19.40 (Día 11)	2.15	35'4	44'4	96	15'17	23'7
4	03.45-04.10 (Día 12)	0.25	4'4	5'4	28'80	8'8	9'26
<b>TOTAL</b>		22.05	80'6	100	96	3'6	9'9

NOTA: Un 9'30 % del total del suceso es de carácter muy disperso y no está incluido en ningún núcleo.

## Intensidad pp (mm/h)

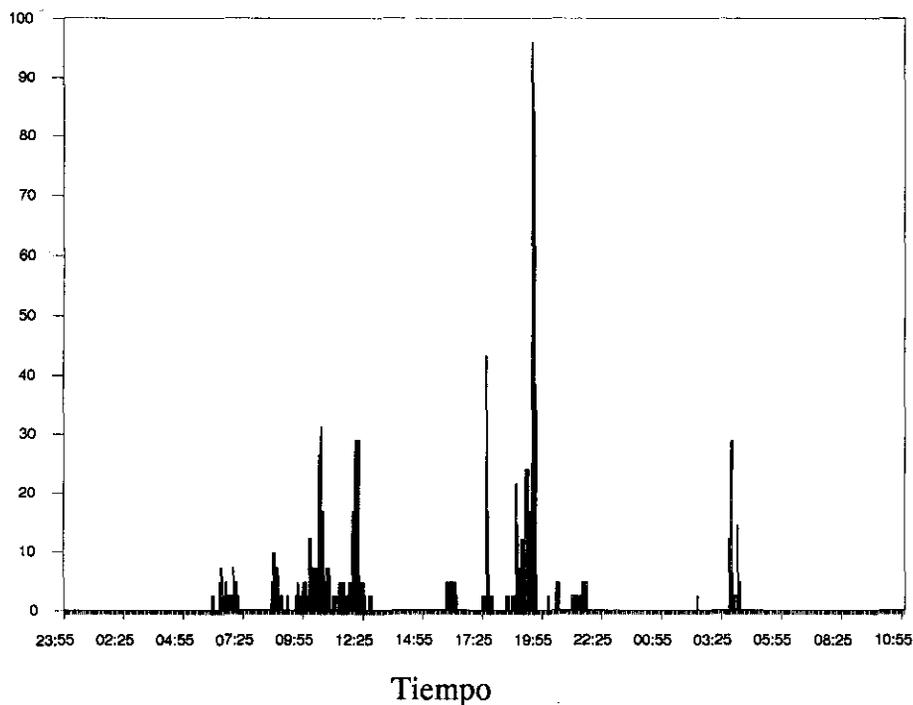


Fig. 9.—Hietograma bruto registrado por el pluviómetro 0004.

palabras, en 2 horas 15 minutos se totalizan 35.4 mm, de los cuales 25.6 mm se concentran en los últimos 35 minutos. Este tercer núcleo muestra dos máximos bien diferenciados, uno al principio que alcanza intensidades de 43.2 mm/h y el segundo, al final, con valores de hasta 96 mm/h, sobre las 19.30. Esta última magnitud representa la máxima intensidad alcanzada durante el suceso en ambos observatorios.

El pluviograma de precipitación acumulada en la cuenca baja (fig. 10) muestra también sucesivos escalones. En el tercero, esto es, en sólo dos horas se pasa de 35.8 mm a 71.6 mm.

Según se deduce de los cuadros y gráficos, las lluvias acontecen de una manera impulsiva, alcanzando fuertes intensidades en cortos períodos de tiempo. Parece observarse una relación directa entre las intensidades medias y las máximas, derivada del enorme peso de estas últimas. Por el contrario, la asociación entre la duración de cada núcleo y la intensidad media del mismo es de carácter inverso, mientras que entre duración e intensidad máxima no se define ninguna conexión.

## Precipitación Acumulada (mm)

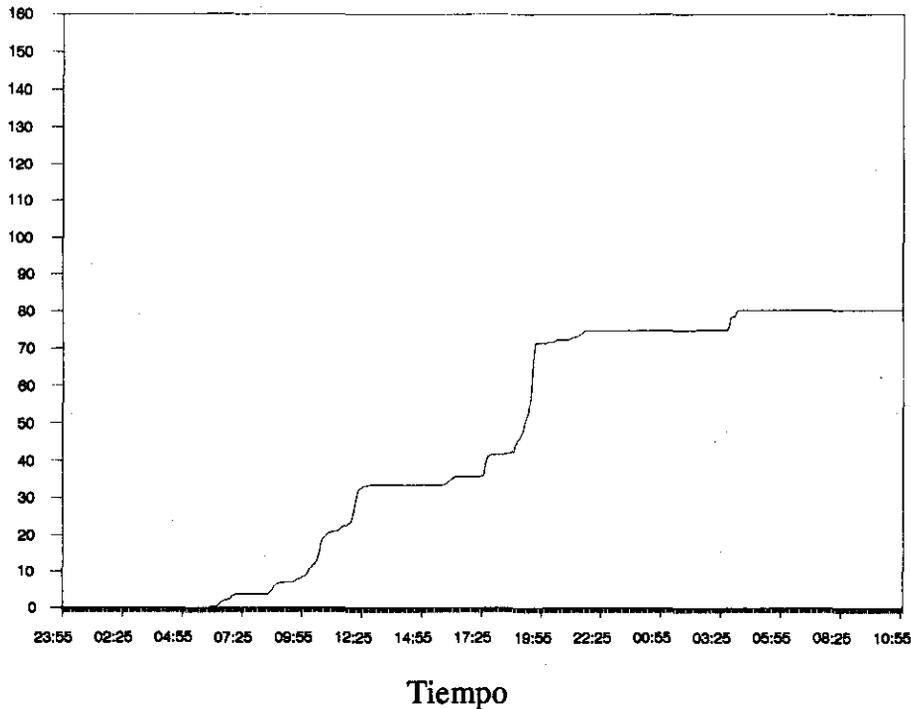


Fig. 10.—Precipitación acumulada según el pluviómetro 0004.

Destaca la notable diferencia entre máximas y medias en el seno de los respectivos núcleos individuales, pero sobre todo, esta diferencia se hace particularmente patente si consideramos el episodio en conjunto. Así, nos encontramos, por ejemplo, que en el pluviómetro de cabecera —0P05— la máxima alcanza los 81.6 mm/h, mientras que la media para este suceso es sólo de 4.2 mm/h. El hecho es más espectacular aún para la serie 0004 que alcanza los 96 mm/h frente a una media de 3.6 mm/h. Los valores de la desviación típica, junto con los altos porcentajes del volumen total precipitado en pocos minutos, corroboran la estructura impulsiva de la lluvia.

Por otra parte, los centros de gravedad de cada hietograma aparecen desplazados en el tiempo una hora y media (entre las 19.30 y las 19.40 en el punto 0004 y entre las 21.00 y las 21.20 en el 0P05). Además, en tanto se está produciendo el pico en cabecera, el pluviómetro de la cuenca baja apenas si recoge 0.4 mm. Todo ello induce a pensar que el origen de estas lluvias es una célula convectiva cuyo núcleo se va desplazando progresivamente desde levante hacia poniente. Parece tratarse de lo que algunos auto-

res han convenido en denominar *small mesoscale precipitation areas* (SMSA) (AUSTIN y HOUZE, 1972; WAYMIRE y GUPTA, 1981, WAYMIRE *et al*, 1984) que aparecen insertas en un *large mesoscale areas* (LMSA) y pueden contener en su seno una o varias celdas de carácter convectivo. Este tipo de células son móviles en el espacio y dinámicas en su desarrollo interno (SHARON, 1972, 1981; YAIR y LAVEE, 1985), pudiendo originar intensidades muy altas (POGEL, 1981). Todo ello se traduce en sustanciales variaciones temporales y espaciales en la respuesta de la cuenca.

Por otra parte, intensidades tan fuertes como las registradas en este episodio —96 mm/h— exceden con mucho la capacidad de infiltración de la mayor parte de los suelos de las regiones semiáridas (MORIN y BENYAMINI, 1977; SCOGING, 1982; YAIR y LAVEE, 1985), máxime si tenemos en cuenta que el 34.3 % de la cuenca está constituido por terrenos margo-arcillosos.

### 3. LA RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA

Los procesos de conversión lluvia-caudal en ambientes semiáridos están marcados por la variabilidad espacio-temporal de la precipitación y por las propiedades físico-químicas de la cuenca. Todo esto provoca considerables diferencias entre la forma y volumen del hietograma de la tormenta y las del hidrograma de crecida. Los hidrogramas, incluso en una misma cuenca, ofrecen diferentes configuraciones y duraciones en consonancia con los pluviogramas que los originan, pluviogramas que responden al concepto de lluvia efectiva por oposición al de lluvia bruta. Mientras la lluvia bruta designa el total caído sobre una cuenca, la precipitación efectiva sólo se refiere a aquella que genera la escorrentía.

En el caso que nos ocupa, el hidrograma corresponde a un suceso de crecida en un cauce de circulación espasmódica con carencia de flujo de base. El total del hidrograma corresponde a la escorrentía superficial.

#### 3.1. Preparación de los datos del aforo

El nivel del agua circulada por la rambla se registró (en metros) por el sensor DD05 situado en el marco de control 0004. Por nuestra parte dichos niveles fueron filtrados convirtiéndolos a caudal (expresado en metros cúbicos por segundo) mediante la aplicación de la curva de gasto correspondiente. En este caso responde a la fórmula:

$$\text{Si } 99.5 < \text{Nivel} < 102 \\ Q = -58.83 + 60.8 (N-98.6) + 61.993 (N-98.6)^2$$

siendo:

$$Q = \text{caudal en m}^3/\text{seg} \\ N = \text{nivel en m}$$

Se individualizó así un hidrograma de crecida desde las 20.35 del día 11 hasta las 00.05 del 12, momento a partir del cual las pérdidas de onda del sensor son generalizadas.

### 3.2. La lluvia efectiva

Como el episodio lluvioso duró 33 horas y los datos del aforo sólo son válidos durante 3 horas 30 minutos (esto es hasta las 00.05 del día 12), es preciso acotar aquella parte de la precipitación que da lugar a este hidrograma parcial. Contrastando los hietogramas correspondientes a las dos series registradas y a una tercera (construida a partir de promediar ambas mediante los polígonos de Thiessen) con el hidrograma en cuestión, se individualizó como válido el registro 0004. En los restantes, los máximos de precipitación tenían lugar después que el del hidrograma parcial (ello hace suponer uno o varios picos de crecida posteriores al registrado, de los que no se dispone de información por fallos técnicos de los sensores). En el hietograma considerado, los núcleos de precipitación previos al pico de escorrentía son anteriores a las 21.45 h, por lo que la parte del episodio lluvioso a considerar se extiende desde el inicio del mismo hasta dicha hora.

Para evaluar la respuesta hídrica de la cuenca es necesario calcular la lluvia efectiva que da origen al hidrograma. Con este objeto se ha seguido la metodología del *Soil Conservation Service* (SCS) de los EE. UU. (1972), por ser una de las más avaladas empíricamente. Según la fórmula del SCS (TEMEZ, 1978):

$$\begin{aligned} \Sigma E &= 0 && \text{para } \Sigma P \leq P_o \\ \Sigma E &= \frac{(\Sigma P - P_o)^2}{\Sigma P + 4P_o} && \text{para } \Sigma P > P_o \end{aligned}$$

siendo  $\Sigma P$ : Lluvia acumulada desde el comienzo del aguacero hasta el instante considerado.

$\Sigma E$ : Escorrentía provocada por  $\Sigma P$  o componente de lluvia neta de  $\Sigma P$ .

$P_o$ : Parámetro o umbral de escorrentía.

La estimación del umbral de escorrentía, único parámetro indeterminado que fija la magnitud física del proceso, se llevó a cabo: (i) en función de la litología (SEGURA, 1990); y (ii) del balance hídrico. En el primer caso se obtuvo un umbral de 46.5 mm, como resultado de una media ponderada que atribuye 65 mm para los terrenos calcáreos y 35 mm para el resto. En el segundo caso  $P_o$  es igual a 38 mm, lo que pone de manifiesto la importancia del factor intensidad de la lluvia en la proporción del agua circulada durante una crecida. Se llevó a cabo, además, un ensayo adicional a partir del balance hídrico estimado sobre un registro de lluvia promediada entre los dos obser-

vatorios, según los polígonos de Thiessen.<sup>2</sup> Para la serie promediada se obtuvo un umbral de 45.5 mm. Este resultado, muy semejante al obtenido a partir de la litología, señala que uno de los factores básicos del umbral de escorrentía es la litología. No obstante, consideramos que tanto el umbral calculado a partir del balance hídrico de la serie promediada, como el estimado según la litología constituyen parámetros de carácter general, mientras que para una crecida particular la influencia de la distribución temporal de la lluvia es fundamental. En consecuencia, todos los cálculos llevados a cabo en este trabajo consideran como válido el umbral de 38 mm.

### 3.3. Características del hidrograma de crecida

La figura 11 muestra las características del hidrograma registrado en la Rambla de Poyo. Con un tiempo base de 3 horas 30 minutos, vehicula un volumen total de 1.23 Hm<sup>3</sup> y alcanza una intensidad máxima de caudal de 193 m<sup>3</sup>/seg, entre las 20.45 y las 20.55. Los tiempos de retraso y concentración son muy bajos, de 1 hora 15 minutos y de 2 horas 20 minutos, respectivamente. Estos parámetros pueden estar subestimados porque, a pesar que llueve en toda la cuenca, el impulso de respuesta corresponde a un núcleo centrado en la cuenca baja, lo cual reduce el tiempo de viaje del agua y, con él, los tiempos de concentración y respuesta de la cuenca.

La forma del hidrograma presenta dos partes claramente diferenciadas: por un lado una rápida curva de ascenso determinada por las características de la precipitación y, por otro, un limbo de recesión escalonado, compuesto por aportes retardados, que depende de las características físicas de la cuenca. Al rápido ascenso de la curva contribuyen varios factores: (1) localización espacial del centro de gravedad del aguacero en la cuenca baja, (2) la estructura impulsiva de la lluvia, (3) características morfométricas y geomorfológicas de la cuenca que favorecen una respuesta de tipo *flash-flood* y (4) un tipo de red mixta subdendrítica, combinada con bruscas rupturas de pendiente, que favorece la aparición de frentes de ola móviles (WOOLHISER, 1971). La curva de descenso es prolongada en relación con aspectos propios de la cuenca como: (1) una red de drenaje de baja densidad y con valores altos de la constante de mantenimiento de canal y distancia de escorrentía, que hace que una parte del flujo se mueva en lámina (*sheet-flood*); (2) una estructura compartimentada de valles tectónicos y plataformas colgadas, así como espacios de drenaje deficiente, que suponen un aporte de caudal retardado; (3) el propio tipo de circulación espasmódica sobre cauces secos y de fondo plano, y (4) la traslación progresiva de la tormenta aguas arriba.

Del total del agua precipitada hasta las 21.45 horas, 13.98 Hm<sup>3</sup>, sólo desa-

<sup>2</sup> En este punto conviene aclarar que, si bien las metodologías promediadoras enmascaran la distribución temporal de la lluvia, pueden servir de referencia cuando tratamos volúmenes totales precipitados.

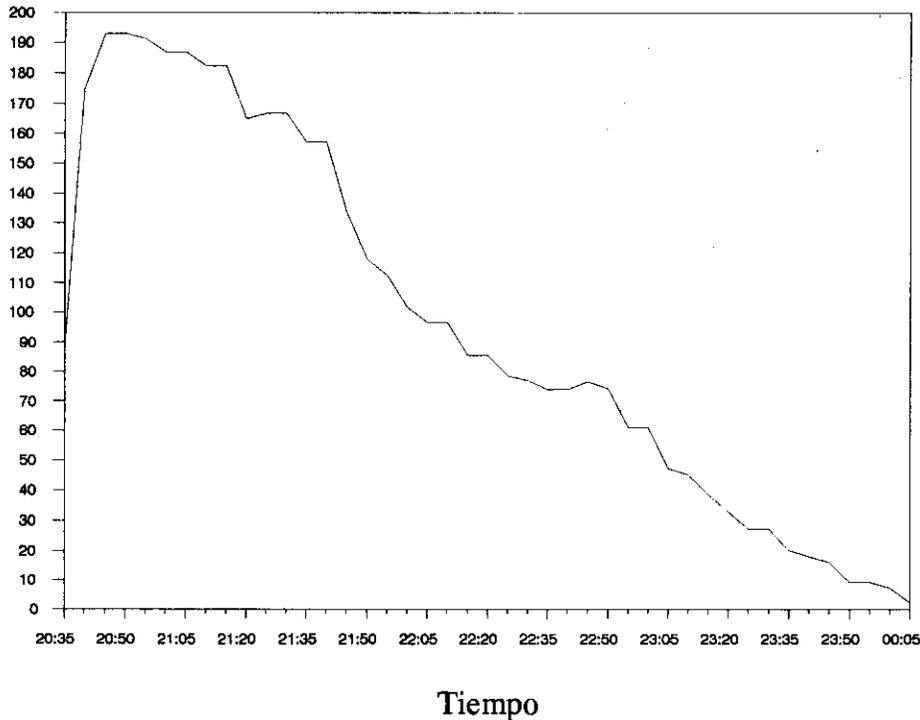
Caudal (m<sup>3</sup>/seg)

Fig. 11.—Hidrograma.

guaron 1.2 Hm<sup>3</sup>, lo que equivale a un coeficiente de escorrentía de 0.08 y un déficit cifrado en 12.78 Hm<sup>3</sup>. Obviamente este déficit de caudal incluye la infiltración de los suelos, la evapotranspiración y las pérdidas por transmisión o fugas en el canal. Estas fugas son importantes en el caso de las ramblas (SEGURA, 1990) y aumentan cuenca abajo en función del incremento de la sección del cauce y del volumen y textura de los sedimentos (KEPPEL, 1960; JORDAN, 1977; WALLACE y LANE, 1978; YAIR y LAVEE, 1985; SEGURA, 1990).

#### 4. APLICACIÓN DEL HIDROGRAMA UNITARIO GEOMORFOLÓGICO

El intento de reproducir el comportamiento de una cuenca durante el proceso de generación de escorrentía ha conducido a la elaboración de modelos de simulación. Sin embargo resumir en términos matemáticos la complejidad y heterogeneidad de la naturaleza da cabida a un número considerable de formulaciones distintas (NASH, 1967; BETSON y ARDIS, 1978). De hecho, existe una amplia gama de modelos hidrológicos, desde los que incorporan gran número de variables interrelacionadas hasta los que arbitran un débil compromiso

entre teoría y realidad. En zonas semiáridas, la irregularidad climática y el desconocimiento de los procesos de conversión lluvia-caudal multiplican los problemas a la hora de elegir un modelo determinado. A grandes rasgos, las características particulares de nuestro ámbito aconsejan un tipo de simulación que considere la cuenca en su conjunto, que se ajuste bien a los procesos de crecida y que no precise de gran cantidad de datos.

Partiendo de estas premisas, en este trabajo se ha optado por el Hidrograma Unitario Geomorfológico, GUH (*Geomorphological Unitary Hydrograph*), formulado por primera vez por RODRÍGUEZ-ITURBE Y VALDÉS en 1979 y desarrollado posteriormente por investigadores como GUPTA *et al.*, 1980; SINGH, 1983; ROSSO, 1983, 1984; CARONI *et al.*, 1986; CORRADINI *et al.*, 1986; AGNESE *et al.*, 1988. Se trata de un modelo conceptual simple que combina la teoría clásica de los sistemas hidrológicos lineales con algunos aspectos de la geomorfología cuantitativa. Estima el hidrograma unitario (IUH) de una cuenca (SHERMAN, 1932) a partir de las características morfométricas de la red.

Entre las diferentes fórmulas propuestas para representar el IUH, la función gamma de dos parámetros ( $\alpha$  y  $k$ ) o modelo de NASH (1958) es una de las más extendidas. ROSSO (1984) conjuga el hidrograma de Nash con la teoría geomorfológica parametrizando el hidrograma unitario en términos de los ratios de Horton.

En este trabajo se ha utilizado el método geomorfológico propuesto por ROSSO (1984) y se ha estimado el hidrograma instantáneo de NASH en base a las características morfométricas de la red. Una vez determinados los parámetros del hidrograma unitario se obtuvo el hidrograma total mediante la convolución del GUH con la precipitación efectiva (que como ya se ha visto se calculó a partir de la fórmula del *Soil Conservation Service*, con un umbral de escorrentía de 38 mm, estimado en función del balance hídrico). Para más información acerca del cálculo de los parámetros y de aplicación matemática del modelo en esta cuenca el lector puede consultar el trabajo de CAMARASA y GARCÍA BARTUAL (1990).

La comparación entre el hidrograma observado y el simulado (fig. 12) ofrece los siguientes resultados:

- El volumen total de escorrentía aparece subestimado en un 9% (1.23 Hm<sup>3</sup> en realidad y 1.20 Hm<sup>3</sup> en el simulado).
- El tiempo de base del hidrograma estimado es doble (7 horas) que en el observado (3 horas 30 minutos). Es una diferencia poco importante si consideramos que durante estas tres horas y media apenas circula el 5% del volumen total.
- La punta de crecida del hidrograma calculado acontece 25 minutos más tarde que en la realidad y el caudal máximo instantáneo está subestimado en un 6% (181.6 m<sup>3</sup>/seg en el hidrograma simulado y 193 m<sup>3</sup>/seg en el aforado).

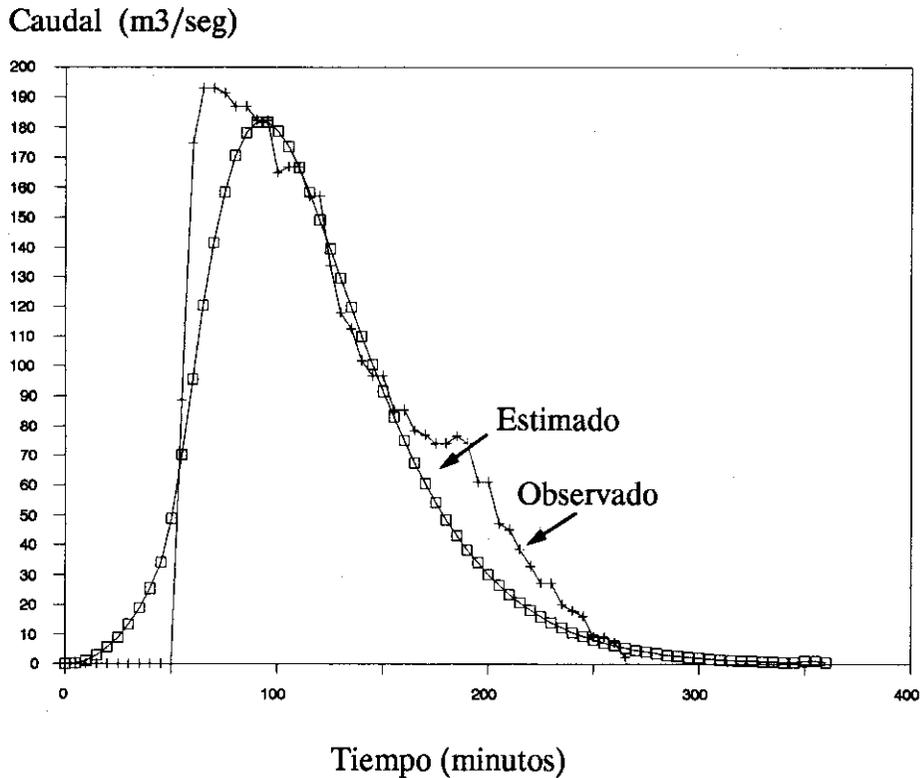


Fig. 12.—Comparación entre el hidrograma observado y el estimado según el G. U. H.

En síntesis el hidrograma teórico se adecua con bastante precisión a la realidad. Teniendo en cuenta que se trata de una subcuenca de sólo 187 Km<sup>2</sup>, el ajuste contrasta con los obtenidos hasta ahora por otros autores. GUPTA *et al.* (1980), CORRADINI *et al.* (1986) consiguen los resultados más aceptables para cuencas de más de 1000 Km<sup>2</sup>, mientras que en cuencas pequeñas los picos están muy subestimados. Las diferencias con los resultados de otros autores pudieran deberse a los siguientes factores:

i) Tipo de GUH utilizado. Parece que el GUH propuesto por ROSSO, basado en el IUH de NASH, se adecua mejor a las cuencas pequeñas que las aproximaciones geomorfológicas propuestas por RODRÍGUEZ-ITURBE y VALDÉS (1979), GUPTA *et al.* (1980), CORRADINI *et al.* (1986), etc.

ii) Escala cartográfica de la que se extraen los datos morfométricos (CORRADINI *et al.*, 1986). En nuestro estudio se ha trabajado sobre la escala 1:25.000, mientras que otros autores lo hacen sobre 1:200.000. Es evidente que a mayor detalle, la representatividad de los índices morfométricos es también mayor, por lo que existe un acercamiento superior al modelo teórico.

iii) El cálculo de la infiltración o modelo de pérdidas, para obtener la precipitación efectiva. La bibliografía consultada suele utilizar la fórmula de PHILIP (1969). Esta fórmula puede inducir a errores debidos, bien a la estimación incorrecta del parámetro de conductividad hidráulica saturada, bien a la sensibilidad del modelo al parámetro de sorptividad (CORRADINI *et al.*, 1986). En la Rambla de Poyo, la precipitación efectiva ha sido calculada según la fórmula empírica del *Soil Conservation Service*, con un umbral de escorrentía basado en el balance hídrico. De este modo se salvan estos errores, si bien se pueden cometer otros de diferente índole.

## 5. CONCLUSIONES

El estudio detallado de un suceso de crecida a partir de una concepción sistémica puede representar una interesante vía para profundizar en el conocimiento de los procesos de generación de escorrentía y formación de avenidas, así como para mejorar las bases de la estimación teórica de hidrogramas.

El soporte físico de la Rambla de Poyo posee elementos que favorecen y describen el desarrollo de ondas de crecida tipo *flash flood* (una topografía contrastada; una red subdendrítica de baja Rb, Rl y Re; coalescencia de los tributarios principales, conos torrenciales y barras de canal, etc.). Al tiempo existen otros componentes (plataformas colgadas, espacios de drenaje deficiente, baja densidad de drenaje, altos valores de "Cm" y "de") que preconizan flujos laminares retardados.

El aguacero registrado en esta cuenca durante los días 11 y 12 de noviembre de 1988 responde a una situación típica de gota fría y está originado por una célula convectiva cuyo núcleo se desplaza progresivamente desde la cuenca baja a la alta. La precipitación presenta una estructura impulsiva y comienza a producir circulación hídrica superado el umbral de 38 mm (si bien, en términos medios, el umbral oscilaría en torno a los 46 mm). Muestra un coeficiente de escorrentía bajo, de 0,08 con un déficit importante (12,78 Hm<sup>3</sup>). Los tiempos de retraso y concentración son muy pequeños. La forma del hidrograma denota la formación de un frente de ola con rápida curva de ascenso, determinada por la estructura de la precipitación, y un limbo de recesión retardado y escalonado que depende de los elementos de laminación de la cuenca.

El hidrograma simulado mediante el Geomorphological Unitary Hydrograph muestra un buen ajuste con el observado. Si bien la aplicación de este modelo durante un único suceso no constituye elemento de juicio suficiente, puede avanzar la bondad del GUH de Rosso en la predicción del hidrograma de avenida para ramblas de tamaño reducido.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la amable colaboración de la Confederación Hidrográfica del Júcar, que nos permitió el acceso al centro de cálculo del SAIH. Asimismo queremos expresar nuestro agradecimiento al doctor R. García Bartual, quien nos proporcionó el *software* base del estudio, así como a las doctoras P. Carmona, P. Fumanal y a M. J. Viñals, por su ayuda en el trabajo de campo. Quede constancia también de nuestra gratitud a la Dra. F. Segura por la revisión crítica del trabajo y a los doctores J. F. Mateu y J. Marco por la dirección de la investigación.

## BIBLIOGRAFÍA

- AGNESE, C.; d'ASSARO, F. y GIORDANO, G. (1988): "Estimation of the time scale of the geomorphologic instantaneous unit hydrograph from effective streamflow velocity", *Water Resour. Res.*, 27 (7), pp. 969-978.
- AUSTIN, P. M. y HOUZE, R. A. Jr. (1972): "Analysis of the structure of precipitations patterns in New England", *J. Appl. Meteorol.*, 11 pp. 926-934.
- BETSON, R. P. y ARDIS, Jr. C. U. (1978): "Implications for modelling surface water hydrology", en *Hillslope Hydrology*, pp. 295-323.
- BRINKMANN, R. (1931): "Betikum und Keltiberikum in Südostspanien". Trad. al castellano en 1948 por J. Gómez de Llarena con el título: "Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España", en *Publ. Extr. Geol. España*, 4, pp. 305-431.
- CAMARASA, A. M. y GARCÍA BARTUAL, R. (1990): "Estimación del hidrograma de crecida a partir de un modelo conceptual de base geomorfológica". *Tecnología del agua*. Barcelona (en prensa).
- CARONI, E.; ROSSO, R. y SICCARDI, F. (1986): "Nonlinearity and time variance of the hydrologic response of a small mountain creek", en *Scale Problems in Hydrology*, pp. 19-38.
- CORRADINI, C.; MELONE, F. UBERTINI, L. DINGH, U. P. (1986): "Geomorphologic approach to synthesis of direct runoff hydrograph from the upper Tiber basin", en *Scale Problems in Hydrology*, pp. 57-79.
- DURÁN, J. J.; ELIZAGA, E.; GARZÓN, J.; LAMAS, D. L.; LENDIDEZ, A.; PRIETO, C.; AYALA, J. F. (1985): *Geología y prevención de daños por inundación*, Madrid, Instituto Geológico y Minero, 321 pp.
- GIL OLCINA, A. (1989): "Causas climáticas de las riadas", en *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Instituto Universitario de Geografía de la Universidad de Alicante, Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp. 15-30.
- GUPTA, V. K.; WAYMIRE, E. y WANG, C. T. (1980): "A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology", *Water Resour. Res.*, 16 (5), pp.855-862.
- JORDAN, P. R. (1977): "Stream flow transmission losses in western Kansas", *J. of Hydraulic division Proc. of the ASCE*, 103, HY 8, pp 905-919.
- KEREN, R. y SHAINBERG, I. (1981): "Effect of dissolution rate on the efficiency of industrial and mined gypsum in improving infiltration of a sodic soil", *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 45 (1), pp. 103-107.
- MATEU BELLÉS, J. F. (1990): "Avenidas y riesgo de inundación en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica", *Boletín Asociación de Geógrafos Españoles*, no. 10, pp 45-86.
- MORIN, J. y BENYAMINI, Y (1977): "Rainfall infiltration into bare soils", *Water Resou. Reser.*, 13, pp. 813-817.

- MURPHEY, J. B.; WALLACE, D. E. y LANE, L. J. (1977): "Geomorphic parameters predict hydrograph characteristics in the southwest", *Water Resour. Bull.*, 13, pp. 25-38.
- NASH, J. E. (1958): "Determining runoff from rainfall" *Inst. Civ. Engin. Proc.*, 10 pp. 163-184.
- NASH, J. E. (1967): "The role of parametric hydrology", *J. Inst. Water Engrs. Proc.*, 10 pp. 163-184.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I. y VALDÉS, J. B. (1979): "The geomorphological structure of hydrologic response", *Water Resour. Res.*, 15 (6), pp. 1409-1420.
- ROSSO, R. (1983): "Sulla taratura della risposta idrologica in base ai caratteri della rete idrografica", *Idrotecnica*, 1, pp. 3-25.
- ROSSO, R. (1984): "Nash model relation to Horton order ratios", *Water Res. Res.*, pp. 914-920.
- SCOGING, H. M. (1982): "Spatial variations in infiltration, runoff and erosion on hillslopes in semiarid Spain", en Bryan, R.B. and Yair, A. (eds.), *Badland Geomorphology and Piping*, Geobooks, Norwich, pp. 89-112.
- SEGURA, F.; SANJAUME, E.; MEYER, M. J. (1985): "Repercusiones de un fenómeno extraordinario en la Rambla de Chiva", *I Coloquio sobre Procesos Actuales en Geomorfología*, Jaca, Colegio Universitario de la Rioja, pp. 137-248.
- SEGURA, F. S. (1990): *Las Ramblas Valencianas*, Dpto. de Geografía, Universidad de Valencia, 229 pp.
- SHARON, D. (1972): "The spottiness of rainfall in a desert area", *Journal Hydrol.*, 17, pp. 161-175.
- SHARON, D. (1981): "The distribution in space of local rainfall in the Namib desert", *Journal Climatol.*, 1, pp. 69-75.
- SHERMAN, L. K. (1932): "Streamflow from rainfall by unit-graph method", *Engineering New Records*, 103, pp. 501-505.
- SINGH, V. P. (1983): "A geomorphic approach to hydrograph synthesis with potential for application to ungaged watersheds", *Tech. Re. Water Resour. Res. Inst.*, Louisiana, State University, 101 pp.
- TÉMEZ, J. (1978): *Cálculo hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales*, MOPU Dirección General de Carreteras, 113 pp.
- WALLACE, D. E. y LANE, L. J. (1978): "Geomorphic features affecting transmission loss potential on semiarid watershed", *Hydrology and Water Resour. in Arizona and the Southwest*, 8, pp. 157-164.
- WAYMIRE, E. y GUPTA, V. K. (1981): "The mathematical structure of rainfall representation 1. A review of the stochastic rainfall models", *Water Resour. Reser.*, 17 (5), pp. 1261-1272.
- WAYMIRE, E.; GUPTA, V. K.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I. (1984): "A spectral theory of rainfall intensity at the meso-B scale", *Water Resour. Res.*, 20 (10), pp. 1453-1465.
- WOOLHISER, D. A. (1971): "Deterministic approach to watershed modelling", *Nordic Hydrology*, II pp. 146-166.
- YAIR, A. y LAVEE, H. (1985): "Runoff generation in arid and semiarid zones". En M. G. ANDERSON y P. T. Burt (ed.): *Hydrological Forecasting*, pp. 183-220.