

Universitat de Lleida
Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl

**Análisis y modelización de la respuesta hidrológica y
fluvial de una extensa cuenca de montaña
mediterránea (río Isábena, Pre-Pirineo)**

Joan M. Verdú Arnal

Director: Dr. Ramon J. Batalla

Co-director: Dr. José A. Martínez-Casasnovas

No es posible descender dos veces al mismo río, tocar dos veces una sustancia mortal en el mismo estado, ya que a causa del ímpetu y la velocidad de los cambios, se dispersa, vuelve a reunirse, y aflora y desaparece.

HERÁCLITO DE ÉFESO

La presente tesis se presentó en Lleida, el 29 de Abril de 2003, para optar al grado de Doctor por la Universitat de Lleida. El tribunal evaluador fue compuesto por:

- Dra. Rosa M^a Poch, Universitat de Lleida (presidente)
- Dr. Josep Carles Balasch, Universitat de Lleida (secretario)
- Dr. Teodoro Estrela, Confederación Hidrográfica del Júcar
- Dra. Marta González del Tánago, Universidad Politécnica de Madrid
- Dr. Celso Garcia, Universitat de les Illes Balears

La tesis se realizó con el apoyo de Direcció General de Recerca de la Generalitat de Catalunya, gracias a una beca del programa de Formación de Personal Investigador.

Tesis doctoral J.M.VERDÚ: ‘Análisis y modelización de la respuesta hidrológica y fluvial de una extensa cuenca de montaña mediterránea (Río Isábena, Pre-Pirineo)’

RESUMEN

La presente investigación supone una contribución al análisis de la respuesta hidrológica y fluvial de cuencas de montaña en el Pre-Pirineo, y al desarrollo de metodologías de caracterización de la precipitación integrada por subcuencas, así como la granulometría de ríos de gravas, de manera que se mejoren los resultados de modelos hidrológicos e hidráulicos.

En concreto, se analiza y modeliza la respuesta hidrológica y fluvial de la cuenca del río Isábena (420 km²) durante el periodo Abril 2000- Abril 2002, escogida como representativa de las condiciones y procesos hidrológicos del Pre-Pirineo. Se plantean dos escalas de estudio: cuenca y cauce.

Al nivel de cuenca, se ha determinado la importancia del gradiente sur-norte (1,84%/km) y se han derivado polinomios para una mejor estimación areal de la precipitación, aspecto esenciales para una correcta caracterización pluviométrica en el marco del análisis de eventos de crecida. A continuación, mediante datos de campo y modelización se ha analizado la respuesta hidrológica de la cuenca a eventos de crecida, y la influencia de los diferentes aportes de las subcuencas a la hora de formar la onda de avenida principal en el Isábena, observándose una contribución predominante de la cuencas del norte. El coeficiente medio de escorrentía por flujo rápido en la cuenca es de 0,12.

A nivel de cauce, se han estudiado dos tramos trenzados a lo largo de 11 km. En primer lugar, se ha analizado la variabilidad espacial de la granulometría del cauce, con una resolución de detalle, mediante el uso combinado de trabajo de campo y teledetección. El uso de semivariogramas ha permitido caracterizar la textura de las imágenes digitales del cauce, que se relaciona con la granulometría. Los errores medios en la estimación de parámetros característicos (D₅₀ y D₈₄) se sitúan alrededor del 20 al 30% respectivamente. Para el tramo inferior en estudio el D₅₀ medio es de 3,2 cm, mientras que para el superior, situado unos 25 km aguas arriba, el D₅₀ es de 7,5 cm. Esta información de base, junto con los hidrogramas generados anteriormente, ha permitido la posterior modelización hidráulica bidimensional del tránsito de las avenidas. Finalmente, el análisis detallado de las variables hidráulicas de las diferentes crecidas ha llevado a modelizar procesos de inicio de movimiento del material del cauce. Dichos resultados se han relacionado con procesos de incisión observados en campo. El material del tramo inferior en estudio presenta procesos de incisión especialmente intensos, y fue donde la modelización estimó un menor caudal de inicio de movimiento del material del cauce, concretamente 14 m³/s.

La presente tesis aborda, por tanto, el análisis del comportamiento del flujo en crecidas, desde su generación en la cuenca a partir de la precipitación hasta su salida de la cuenca como caudal fluvial. Este enfoque ha de servir de base para estudios similares de la dinámica del sedimento, que permitan abordar de forma integrada la gestión fluvial de ríos como el Isábena, y aplicarla a otras cuencas del Pre-Pirineo.

Palabras clave: crecidas; hidrología; hidráulica fluvial; modelización; teledetección; granulometría; precipitación; cuenca experimental; Pre-Pirineo.

Tesi doctoral J.M.VERDÚ: ‘Anàlisi i modelització de la resposta hidrològica i fluvial d’una extensa conca de muntanya mediterrània (Riu Isàbena, Pre-Pirineu)’

RESUM

La present investigació suposa una contribució a l’anàlisi de la resposta hidrològica i fluvial de conques de muntanya al Pre-Pirineu, i al desenvolupament de metodologies de caracterització de la precipitació integrada per subconques, així com la granulometria de rius de graves, de manera que es millorin els resultats de models hidrològics e hidràulics.

Concretament, s’analitza i modelitza la resposta hidrològica i fluvial de la conca del riu Isàbena (420 km²) durant el període Abril 2000- Abril 2002, escollida com a representativa de les condicions i processos hidrològics del Pre-pirineu. Es plantegen dues escales d’estudi: conca i llera fluvial.

A nivell de conca, s’ha determinat la importància del gradient sud-nord (1,84%/km) i s’han derivat polinomis per estimar arealment la precipitació, aspecte essencial per a una correcta caracterització pluviomètrica en el marc de l’anàlisi d’events de crescuda. A continuació, mitjançant dades de camp i modelització s’ha analitzat la resposta hidrològica de la conca a events de crescuda, i la influència dels diferents aportacions de les subconques a l’hora de formar l’ona d’avinguda principal a l’Isàbena, observant-se una contribució predominant de les conques del nord. El coeficient mitjà d’escolament per flux superficial a la conca és de 0,12.

A nivell de llera, s’han estudiat dos dos trams trenats de 11 km de longitud. En primer lloc, s’ha analitzat la variabilitat espacial de la granulometria de la llera, a una resolució detallada, mitjançant l’ús combinat de mesures de camp i teledetecció. L’ús de semivariogrames ha permès caracteritzar la textura de la imatge digitals de la llera, que es relaciona amb la granulometria. Els errors mitjans en l’estimació de paràmetres característics (D₅₀ i D₈₄) es situen al voltant del 20 al 30%, respectivament. Pel tram inferior en estudi el D₅₀ mig és de 3,2 cm, mentre que pel superior, 25 km aigües amunt, és de 7,5 cm. Aquesta informació de base, juntament amb els hidrogrames generats anteriorment, ha permès la posterior modelització hidràulica bidimensional del trànsit de les avingudes. Finalment, l’anàlisi detallada de les variables hidràuliques de les diferents crescudes ha portat a modelitzar processos d’inici de moviment del material de la llera. Aquests resultats s’han relacionat amb processos d’incissió observats a camp. Aquests processos són especialment intensos al tram inferior en estudi, que és on de la modelització s’ha trobat un menor cabal llindar d’inici de moviment, concretament 14 m³/s.

La present tesis afronta, per tant, l’anàlisi del comportament del flux en crescudes, des de la seva generació a partir de la precipitació fins a la seva sortida de la conca com a cabal fluvial. Aquest enfocament ha de servir de base per a estudis similars de la dinàmica del sediment, que permetin afrontar de forma integrada la gestió fluvial de rius com l’Isàbena, i aplicar-la a d’altres conques del Pre-Pirineu.

Paraules clau: crescudes; hidrologia; hidràulica fluvial; modelització; teledetecció; granulometria; precipitació; conca experimental; Pre-Pirineu.

PhD Thesis, J.M.VERDÚ: 'Analysing and modelling the hydrologic and hydraulic response of a Mediterranean mountainous large basin (Isábena River, Pre-Pyrenees)'

ABSTRACT

The aim of this research is to analyze fluvial and hydrological response of Pre-Pyrenean mountain basins, and to develop methodologies to estimate rainfall at subbasin scale, and also grain size distribution of gravel-beds at reach scale, in order to improve the results of hydrologic and hydraulic models.

In particular, fluvial and hydrological response of the Isabena river basin (420 km²) has been studied and modeled during a 2-year period (April 2000- April 2002), as a representative of conditions and processes of Pre-Pyrenean basins. Two study scales are faced: basin and riverbed.

At basin scale, a south north rainfall gradient (1,84%/km) and polynomials to average precipitation spatially have been found, and this aspects are considered as essential to understand rainfall distribution during storm events. Besides, combining field data and modeling, hydrologic response of the basin has been analyzed, together with the effect of partial contribution from subbasins to form the main flood wave. Northern subbasins contributed with 84% of surface runoff, and the average basin runoff coefficient was 0,12.

At riverbed level, 11 km of braided riverbed are studied. First, grain size spatial variability is studied, at a 1:1000 scale, through field measurements and airborne remote sensing. The texture of riverbed digital images is studied with semivariograms, and related to grain size distribution. Average error in D₅₀ and D₈₄ estimates were between 20 and 30%. An average D₅₀ of 3.2 cm was found for the lower reach, whereas a 7.5 cm D₅₀ was found for an upstream reach. This basic data, together with hydrographs previously generated, allowed a 2D hydraulic flood modeling of these events. At last, a study of initiation of motion processes was conducted from the hydraulic modeled data, and related to riverbed erosion observed through fieldwork. The minimum threshold discharge to initiate motion (14 m³/s) was found at the lower reach, where erosion processes have been more intense.

This PhD thesis is devoted to analyze the behavior of surface water during floods in the Isábena basin, from its input as rainfall to its exit as discharge at the outlet. This approach must be followed by similar ones devoted to sediment, in order to be able to face in integrated way river management problems of river like the Isábena, and extend this approach to other Pre-Pyrenean basins.

Keywords: floods; hydrology; fluvial hydraulics; modeling; remote sensing; grain size distribution; rainfall; experimental basin; Pre-Pyrenees.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco a mis tutores, Dr. Ramon Batalla y Dr. José A. Martínez, la oportunidad de desarrollar durante 4 años una carrera de investigador en temas de hidrología e hidráulica. También su atención, sus orientaciones y su implicación personal en el desarrollo de la tesis. Espero sinceramente poder seguir colaborando con ellos en el futuro.

En segundo lugar, agradezco a los compañeros del Grup de Riscos Hidrològics de la Universitat de Lleida, Albert, Damià, Laura, y Oscar, por el apoyo mutuo en el trabajo de campo. También a Núria Garcia y Jordi Valls, que colaboraron con gran interés y entusiasmo en el estudio del Isábena con sus proyectos final de carrera.

A la Dr. Christiane Schullius (IH-DLR, Alemania), al Dr. Teodoro Estrela (CEH-CEDEX, Madrid), al Dr. Marcelo García (University of Illinois, USA) y al Dr. Graeme Smart (NIWA, Nueva Zelanda), por brindarme la oportunidad de realizar estancias temporales en sus respectivos grupos de investigación.

Agradezco especialmente la colaboración de Baltasar Ballarín y Marta Danés, de Serraduy, ellos me han avisado en todo momento de las crecidas del Isábena.

Estos 4 años en el Departament de Medi Ambient Lleida no habrían sido lo mismo sin el gran compañerismo del Laboratori de Tercer Cicle. Desde aquí un reconocimiento a Laura, Martha, Efraín, Carlos, August, Albert y Mikel por los buenos ratos vividos. También al resto de compañeros del departamento, especialmente a Clara, la desfacedora de entuertos.

Esta tesis tampoco habría sido posible sin la colaboración de muchos amigos en el trabajo de campo, a todos los cuentapiedras muchas gracias.

Guardo un agradecimiento muy especial a Conchita, por compartir conmigo su alegría vital.

Finalmente, un recuerdo para la familia, especialmente padres y hermanas, que han compartido conmigo los paisajes del Isábena, y abuelos Juan José y Fermina, ya que de ellos heredamos nuestros valores y el cariño familiar.

INDICE GENERAL

Capítulo 1: Introducción general..... 1

BLOQUE I: RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA CUENCA

Capítulo 2: Análisis de la variabilidad espacial de la precipitación.....25

Capítulo 3: Análisis de la respuesta hidrológica..... 81

BLOQUE II: RESPUESTA FLUVIAL DEL CAUCE

Capítulo 4: Caracterización granulométrica del cauce 143

Capítulo 5: Caracterización hidráulica de crecidas..... 191

Capítulo 6: Síntesis de conclusiones.....237

Capítulo 1: Introducción general

INDICE CAPÍTULO 1: Introducción general

1	Introducción general y estructura de la tesis	1
2	Localización del área de estudio.....	3
3	Características físicas de la cuenca.....	5
3.1	Clima	5
3.2	Geología y geomorfología	7
3.3	Suelos	9
3.4	Vegetación y usos del suelo	10
3.5	Erosión y emisión de sedimentos	11
3.6	Régimen fluvial del Isábena	13
4	Aspectos socioeconómicos	16
5	Aspectos de interés de la dinámica hidrológica y fluvial del Isábena en el marco del Pre-Pirineo	17
6	Objetivos y estructura de la tesis	18
7	Bibliografía.....	21

INDICE DE FIGURAS (Capítulo 1)

Figura 1.1.- Localización de la cuenca del río Isábena dentro de la cuenca del Ebro.....	3
Figura 1.2.- La cuenca del Isábena y sus principales afluentes.....	4
Figura 1.3.- Isoyetas anuales en la cuenca del Isábena. (Fuente: web CHE).....	6
Figura 1.4.- Litología de la cuenca del río Isábena. (Fuente: web CHE).....	8
Figura 1.5.- La imagen de satélite Landsat-5 TM (izquierda) muestra los principales afloramientos de margas grises al sur del Turbón (Valle de Lierp, corredor de Merli, Bacamorta y arroyo de Villacarli en el río Isábena). La fotografía de la derecha muestra una zona de badlands en el arroyo de Villacarli, con un alto grado de conexión con la red de drenaje principal.....	12
Figura 1.6.- Evolución de la aportación media anual (hm^3) para la estación de aforo de Capella para la serie 1945-1990.	13
Figura 1.7.- Caudales medios, máximos y mínimos mensuales en la estación de aforo de Capella, para el periodo 1945-1990.....	14
Figura 1.8.- Ratio mensual de caudal/precipitación para la cuenca del Isábena. Fuente: elaboración propia a partir de datos de caudal de Capella (CHE) y datos de lluvia del INM.	15
Figura 1.9.- Esquema general de la tesis con la conexiones y transferencia de resultados entre capítulos.....	20

INDICE DE TABLAS (Capítulo 1)

Tabla 1.1.- Caudales máximos diarios (Q_c) estimados para diferentes periodos de retorno y crecidas históricas recogidas en la estación de aforos de Capella para el periodo 1945-1990.	15
Tabla 1.2.- Principales cultivos agrícolas en los municipios de la cuenca del Isábena.....	16
Tabla 1.3.- Censo ganadero en los municipios de la cuenca del Isábena.	17

1 Introducción general y estructura de la tesis

La dinámica fluvial y los riesgos hidrológicos y geomorfológicos que se derivan de ella constituyen un serio problema medioambiental y socioeconómico que se debe afrontar de manera permanente en un gran número de cuencas en España y en el entorno mediterráneo de Europa. Especial atención merece el desarrollo y ordenación de las llanuras aluviales, así como el control hidrológico y la gestión del agua y los sedimentos.

Las regiones mediterráneas se caracterizan por marcados contrastes estacionales. Sus cuencas fluviales se caracterizan por tener cursos de agua semipermanentes o efímeros, pero también por importantes crecidas ocasionales asociadas a lluvias torrenciales (Conacher y Sala, 1998), que resultan catastróficas sin una adecuada planificación y ordenación del territorio. La irregularidad estacional del agua como recurso ha llevado en España a la construcción de presas durante el siglo XX. Debido a la retención de sedimento y al aumento de la laminación de crecidas, se ha modificado el balance de agua y sedimento en las cuencas, produciéndose importantes cambios geomorfológicos en los cauces. Otras acciones antrópicas, como los cambios de usos de suelo en la cuenca, la extracción del material del lecho o las canalizaciones de cauces, también modifican dicho balance, generando fenómenos de incisión y estrechamiento de los cauces, siendo uno de los síntomas más evidentes el descalzamiento de pilares de puentes. Pese a ello, actualmente aún existe una carencia importante de información sobre la dinámica fluvial de crecidas de los cursos de agua y, sobre todo, una carencia de metodologías de estudio globales e integradas, lo cual dificulta la planificación y gestión del dominio público hidráulico.

El control de la dinámica de los ríos es todavía más incierta bajo un escenario de cambio climático y cambios acelerados de los usos del suelo (Burlando *et al.*, 1997), con un abandono progresivo del medio rural. En la comunidad de Aragón esto puede verse reforzado con la reforma de la Política Agraria Común, ya que se prevé el abandono de 300.000 ha de secano que dejarían de ser rentables sin subvenciones orientadas a la producción (SURCOS, 2002). Los sistemas hidrológicos en medios frágiles como la montaña mediterránea son particularmente sensibles a estos cambios (Noack y Batalla, 1997). La reciente tragedia de Biescas (Batalla y Sala, 1997; Batalla *et al.*, 1999), por ejemplo, pone de manifiesto la necesidad de un mejor conocimiento de la dinámica fluvial como base para una gestión adecuada que permita prevenir los riesgos naturales e implicaciones ambientales que conllevan.

El río Isábena, con unos 450 km² de superficie de su cuenca, localizada en la comarca de La Ribagorza (Huesca), es el principal afluente del río Ésera, y representa uno de los principales aportes de caudal y sedimentos al embalse de Joaquín Costa (Barasona). Tradicionalmente se ha considerado como una cuenca de carácter torrencial, como se puede observar en la localización de los núcleos rurales, encaramados en colinas (La Puebla de Roda, por ejemplo), a resguardo de crecidas catastróficas ocasionales. Se trata de una extensa cuenca de montaña mediterránea representativa del Pre-Pirineo, de la que el conocimiento de su comportamiento permite aproximar también el de otras cuencas con características físicas similares.

El carácter torrencial de la cuenca del Isábena, unido con las características litológicas de los materiales y las características de los suelos, el recubrimiento vegetal y los usos del

suelo, determinan la respuesta hidrológica de la cuenca y por tanto define la dinámica del transporte de sedimentos, en este caso hacia el embalse de Joaquín Costa. Estudios recientes (Martínez-Casasnovas y Poch, 1998), han permitido estimar el aporte medio anual de sedimentos de los ríos Ésera e Isábena a este embalse en más de $0,5 \text{ hm}^3$, lo cual pone de manifiesto los importantes problemas de erosión que sufren los suelos de esta cuenca, justifica el análisis y modelización hidrológica de la misma como base para un futuro balance de sedimentos y plantea la necesidad urgente de medidas de control de la erosión.

El conocimiento del comportamiento hidrológico de dicha cuenca, de forma similar a otras cuencas de montaña mediterránea, se reduce a algunos pluviómetros totalizadores instalados a lo largo del valle, así como una estación de aforos de la Confederación Hidrográfica del Ebro a la salida de la cuenca. Dicha instrumentación se aplica a la gestión de los recursos hídricos a nivel de la cuenca del Cinca, así como del embalse de Joaquín Costa. Sin embargo, resulta insuficiente para abordar un análisis más detallado de la dinámica de crecidas en la cuenca, lo cual dificulta la toma de decisiones para la gestión de la cuenca en su conjunto y de su cauce fluvial en particular.

En primer lugar, se desconoce la **variabilidad espacial de la precipitación** en la cuenca, que sin duda se ve influenciada por la escarpada orografía y la diversa orientación y altitud de sus subcuencas. La estimación en base únicamente a tres totalizadores introduce un sesgo en cualquier estudio hidrológico que se derive.

En segundo lugar, se desconoce la **contribución de agua relativa** de las diferentes subcuencas en crecida, así como sus tiempos de tránsito y su estacionalidad, lo cual sería de gran interés a la hora, por ejemplo, de discriminar la localización de medidas de lucha contra erosión o incluso de minipresas. Cualquier estudio en el tramo medio y superior del cauce necesitaría también de datos de caudal provenientes únicamente de las cuencas situadas aguas arriba, información de la cual no se dispone en la actualidad.

En tercer lugar, no existe información alguna sobre la **morfología del lecho**, tanto de topografía como de granulometría, lo cual es la base de cualquier estudio hidráulico, de transporte de sedimento e incluso de hábitat fluvial. Las metodologías tradicionales de estudio son muy costosas en cuanto a trabajo de campo, por lo que es necesario desarrollar nuevas técnicas para abordar el estudio detallados de largos tramos fluviales, que son la base de la gestión del dominio público hidráulico.

En cuarto lugar, la falta de información del cauce lleva a la inexistencia de los estudios hidráulicos y geomorfológicos mínimos para la planificación del espacio fluvial. En el cauce del Isábena se han detectado procesos de incisión, cuyo origen y evolución se desconoce. Sin embargo, las nuevas **técnicas de modelización** permiten, aun en el caso de cauces trenzados complejos como el del Isábena, analizar el comportamiento hidráulico de crecidas en detalle y poner las bases para el desarrollo posterior de un balance de sedimento del cauce. En la Universitat de Lleida se desarrolla una doble línea de investigación en temas hidrológicos en el ámbito mediterráneo, en las cuales se enmarca la presente tesis. Por una parte, en cuanto a hidrología de cuencas, con estudios de impactos en cambios de uso de suelo (Batalla y Sala, 1996), balances hidroquímicos (Batalla y Sala, 1993), y estudios de erosión (Verdú *et al.*, 2000; Martínez-Casasnovas y Sánchez-Bosch, 2000). En concreto, en la cuenca del Isábena se han llevado a cabo estudios de erosión (Martínez-Casasnovas y Poch, 1998; Serrat y Martínez-Casasnovas, 1998; Martínez-Casasnovas *et*

al., 1999) y un estudio del efecto del cambio de los usos del suelo en la respuesta hidrológica (Verdú *et al.*, 2002).

En cuanto al ámbito de geomorfología fluvial, se han llevado a cabo estudios de transporte de sedimento (Batalla, 1997; Batalla y Martín-Vide, 2001; Alisedo *et al.*, 2000; Vericat *et al.* 2002; Rovira *et al.*, 2003), flujos hiperconcentrados (Batalla y Sala, 1997; Batalla *et al.*, 1999), y caracterización granulométrica de cauces de gravas mediante fotografía (Crozzoli, 2000).

2 Localización del área de estudio

La cuenca del río Isábena es un afluente destacado del río Cinca y forma parte de la cuenca hidrográfica del Ebro (Figura 1.1). La cuenca se localiza en el extremo nororiental de la provincia de Huesca. Aun manteniendo unas características plenamente pirenaicas el río presenta un régimen pluvionival con gran irregularidad interanual y ello se traduce en grandes variaciones de caudal.

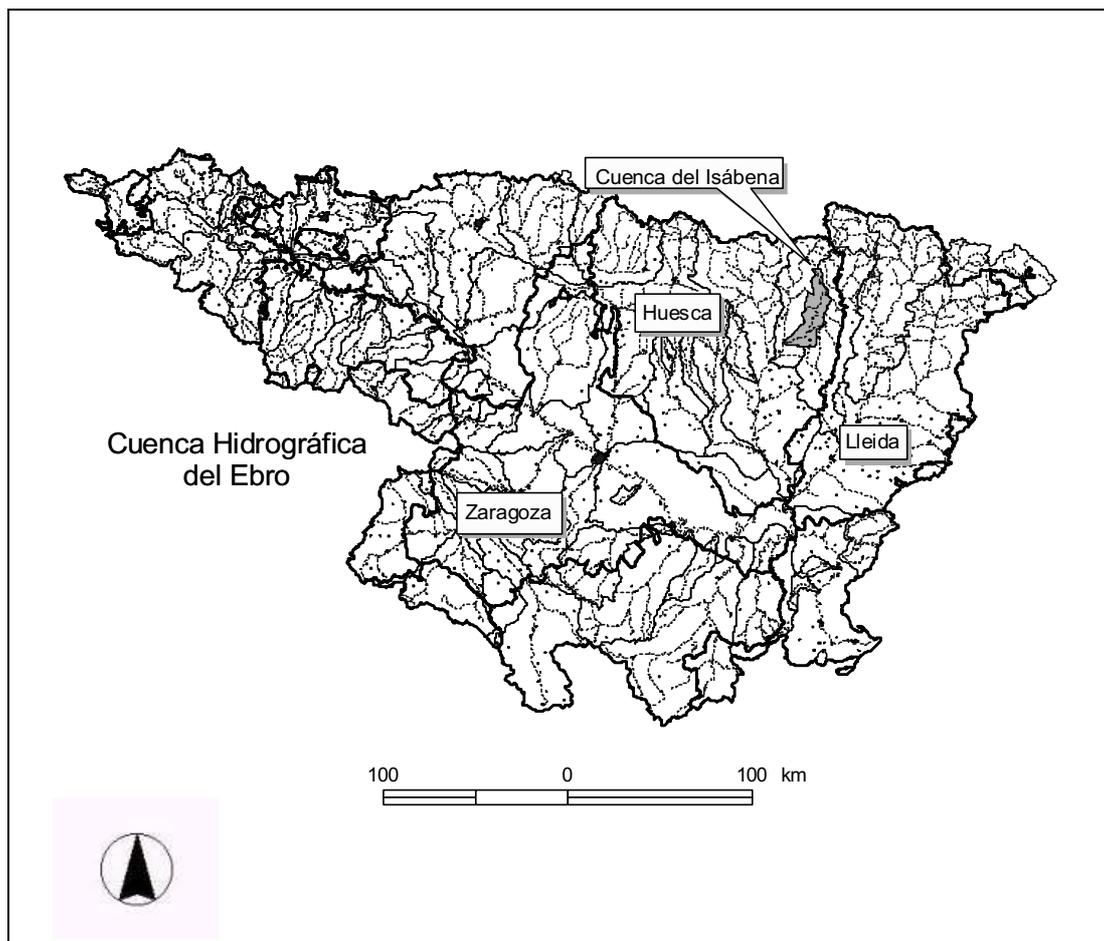


Figura 1.1.- Localización de la cuenca del río Isábena dentro de la cuenca del Ebro

La Figura 1.2 muestra las principales subcuencas del Isábena.

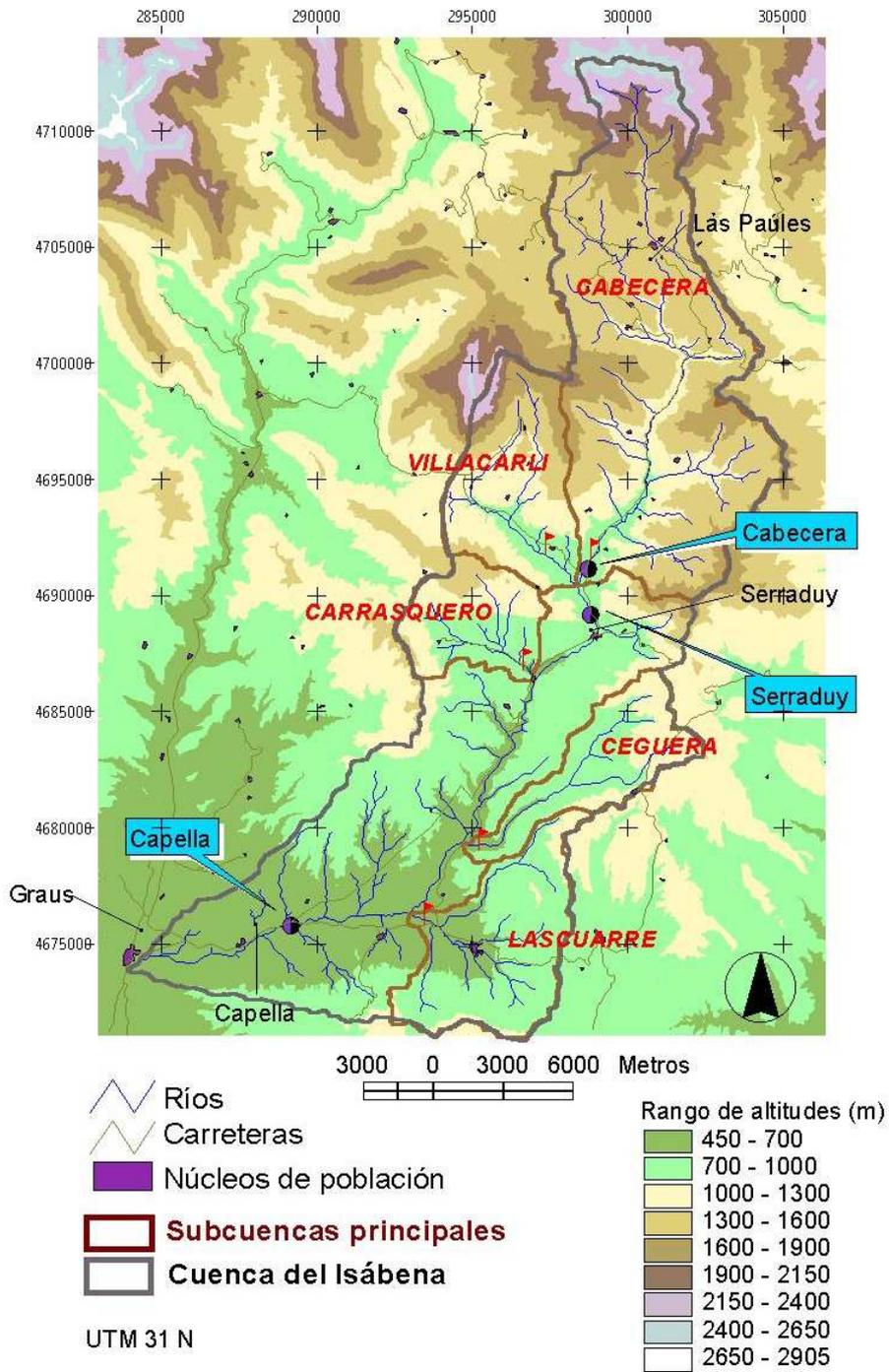


Figura 1.2.- La cuenca del Isábena y sus principales afluentes

La cuenca tiene una superficie de 445 km² (0,48 % del total de la cuenca del Ebro), mientras que el caudal medio anual es de 5,7 m³/s (1,34% del total del Ebro). El rango de altitudes oscila entre los 650 m en su desembocadura y los 2.720 m s.n.m. del Pico de Gallinero, en su extremo norte. Se trata de una cuenca no regulada hidráulicamente, es decir que su régimen hidrológico viene determinado por factores naturales, lo cual refuerza el interés de su estudio.

El Isábena transcurre desde su cabecera por las sierras calcáreas de las estribaciones de los Pirineos, labrando profundos congostos como el de Obarra. En su curso medio, al norte de la localidad de La Puebla de Roda, recibe las aguas del barranco de Villacarli, que desagua las laderas meridionales del pico del Turbón. Desde aquí, el río ensancha su cauce al discurrir por los materiales del Terciario hasta su encuentro con el Ésera en Graus. No es un río muy extenso, escasamente tiene unos cincuenta kilómetros (Gayúbar, 2001) desde el congosto de Obarra hasta su desembocadura en Graus.

3 Características físicas de la cuenca

3.1 Clima

El Altoaragón se encuentra en la confluencia de dos grandes dominios climáticos: el clima oceánico y el mediterráneo (Ninot *et al.*, 1993). El clima oceánico predomina en el Pirineo Occidental, mientras que el mediterráneo, con su variante continental, se sitúa sobre el Pirineo Central. La cuenca del Isábena se encuadra dentro de este último dominio, siendo la característica principal un gran contraste térmico, con un invierno seco y con gran insolación (entre los periodos de nevadas), y un verano más tormentoso, con gran número de lluvias de carácter torrencial.

Desde el punto de vista climático, el área de estudio puede subdividirse en dos grandes mitades, una al sur del macizo del Turbón, más cálida y seca, de clima mediterráneo seco, y otra al norte, típicamente pirenaica, con las características climáticas propias de la vertiente sur de los Pirineos. A ello hay que añadir además la influencia altitudinal fruto de la variabilidad del relieve, de manera que el clima pasa de tener carácter submediterráneo, en la parte sur, a tener rasgos subalpinos a partir de 1.600 m. s.n.m. Por otra parte, se han de considerar grandes contrastes bioclimáticos debido a la exposición y efecto pantalla de las sierras respecto a las depresiones, lo que ocasiona una gran variabilidad de temperaturas y precipitaciones en áreas bastante cercanas.

Uno de los problemas a la hora de caracterizar el clima de esta área es la escasez de estaciones meteorológicas, que, aparte de no tener una distribución homogénea en el espacio, tienen registros deficientes (periodos de tiempo cortos y/o con falta de datos). Las más cercanas con periodos más largos de tiempo son las estaciones de Campo, Seira, Serraduy, El Grado y Benasque, que pertenecen al Instituto Nacional de Meteorología.

A partir de los datos analizados de estas estaciones, se estima entre de 450 y 1.600 mm la precipitación media anual que se registra en la cuenca (Figura 1.3), dependiendo de la localización geográfica.

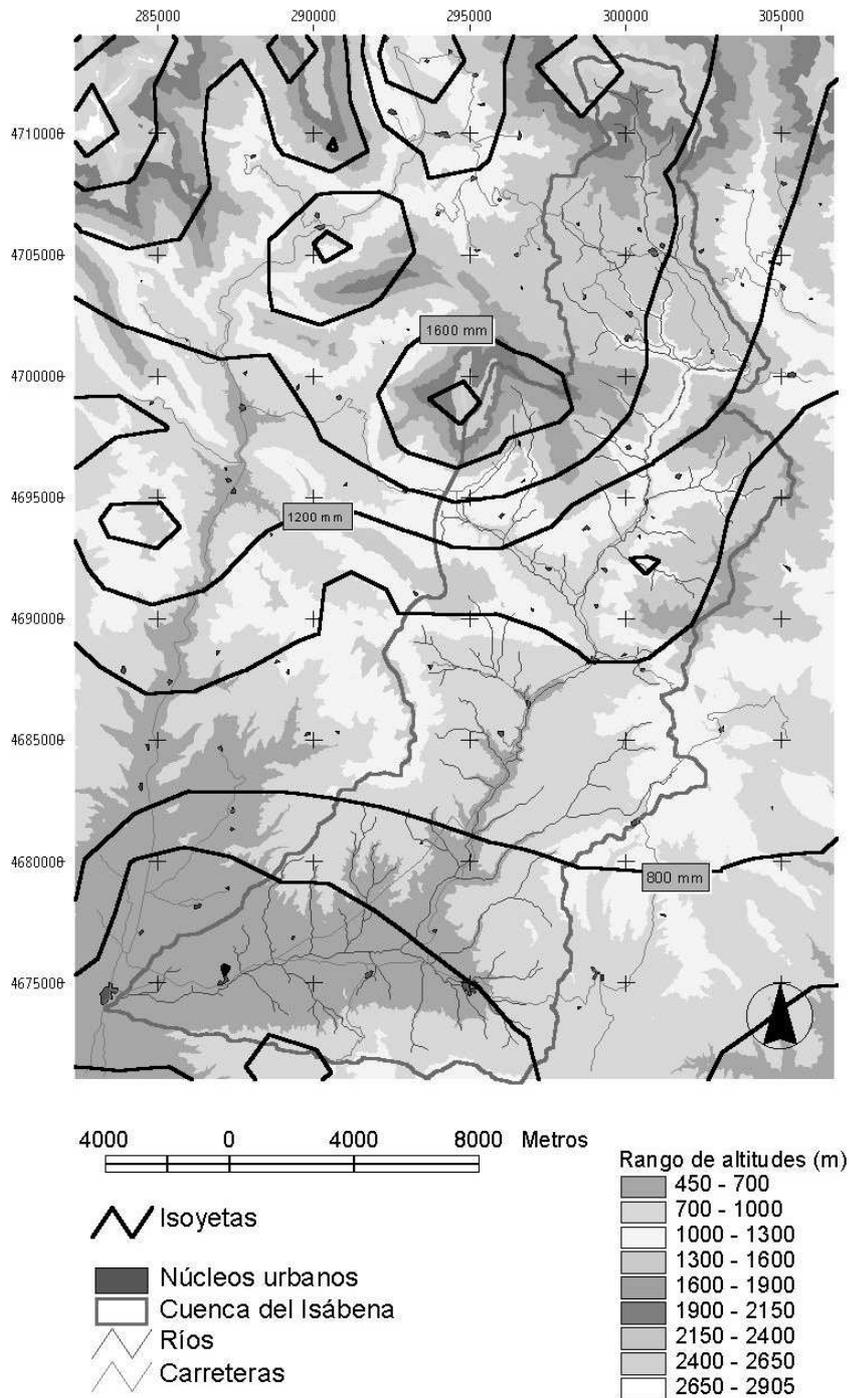


Figura 1.3.- Isoyetas anuales en la cuenca del Isábena. (Fuente: web CHE)

La lluvia media anual de la cuenca es de 767 mm, con valores máximos mensuales de 75 - 90 mm en mayo o junio. Los mínimos de precipitación se producen en el mes de julio, con unos 46 mm. Las precipitaciones de mayor intensidad ocurren en otoño y primavera, seguidas por las lluvias de verano e invierno.

En cuanto al análisis de la distribución de la precipitación, actualmente funcionan en la cuenca 3 pluviómetros dependientes del Instituto Nacional de Meteorología (INM), concretamente Las Paúles (en la parte alta), Serraduy (en la parte media) y Lascuarre (en la parte baja de la cuenca), pero únicamente se disponen de series históricas de 11, 12 y 8 años, respectivamente. También se cuenta con 4 pluviógrafos de la Confederación Hidrográfica del Ebro, situados en Capella (en la parte baja de la cuenca), Las Paúles (en la parte alta), Casallera y Castigaleu (en la parte media de la cuenca); estos tampoco tienen registros históricos suficientemente largos y la calidad de los mismos es dudosa.

La temperatura media anual del área de estudio se encuentra entre 11 °C y 14 °C en la mitad sur, y entre 9 °C y 11 °C en la zona norte. Los valores máximos se alcanzan en los meses de julio y agosto (21 °C - 22 °C). Los valores mínimos se dan en los meses de enero y diciembre (2 °C - 4 °C). Como temperaturas máxima y mínima absolutas se tienen registros de 36 °C en el mes de julio y de -8 °C en enero. Las heladas se producen durante los meses de septiembre a mayo, siendo enero el mes de mayor probabilidad de helada, seguido por diciembre y febrero.

En cuanto a la clasificación fitoclimática de la cuenca del Isábena. Según el sistema fitoclimático de Allué (Allué, 1990), que consiste en el establecimiento de correspondencias entre ciertos parámetros climáticos y las agrupaciones vegetales, podemos clasificar: 1) La parte baja y media de la cuenca se encuentra en el fitoclima VI(IV)₁, : *Bosques nemorales transicionales Nemoromediterráneos con planicaducifolia obligada marcescente subesclerofila*; 2) La parte alta de la cuenca está ocupada por el fitoclima VIII(VI) que son *bosques oroborealoides (aculiperennifolios) transicionales hacia la planicaducifolia*; 3) La parte más al norte de la cuenca, en las faldas de los Pirineos axiales, se encuentra el fitoclima X(VIII) que son *bosques oroborealoides (aculiperennifolios) típicos* (Allué, 1990).

3.2 Geología y geomorfología

La cuenca del río Isábena forma parte de la cuenca de Tremp - Graus, que es una amplia depresión intramuntana de orientación general este-oeste. Morfológicamente, la cuenca forma parte de las sierras pirenaicas y subpirenaicas. En la Figura 1.4 se muestra la distribución de las distintas litologías en la superficie de la cuenca.

El norte del área de estudio forma el curso alto del Isábena, que ha excavado valles entre macizos cretácicos (Turbón, Chordal) que dan forma al relieve de la zona. La erosión ha dejado los materiales calizos en las actuales cotas más altas de estos macizos, y las margas eocenas posteriores forman relieves deprimidos. Estas sierras Prepirenaicas son discontinuas, de relieve abrupto y fraccionado, y han sido modeladas por fenómenos kársticos. Al noreste de la zona aparecen materiales del Paleozoico, correspondientes a la denominada zona axial de los Pirineos (Enciclopedia Catalana, 1984).

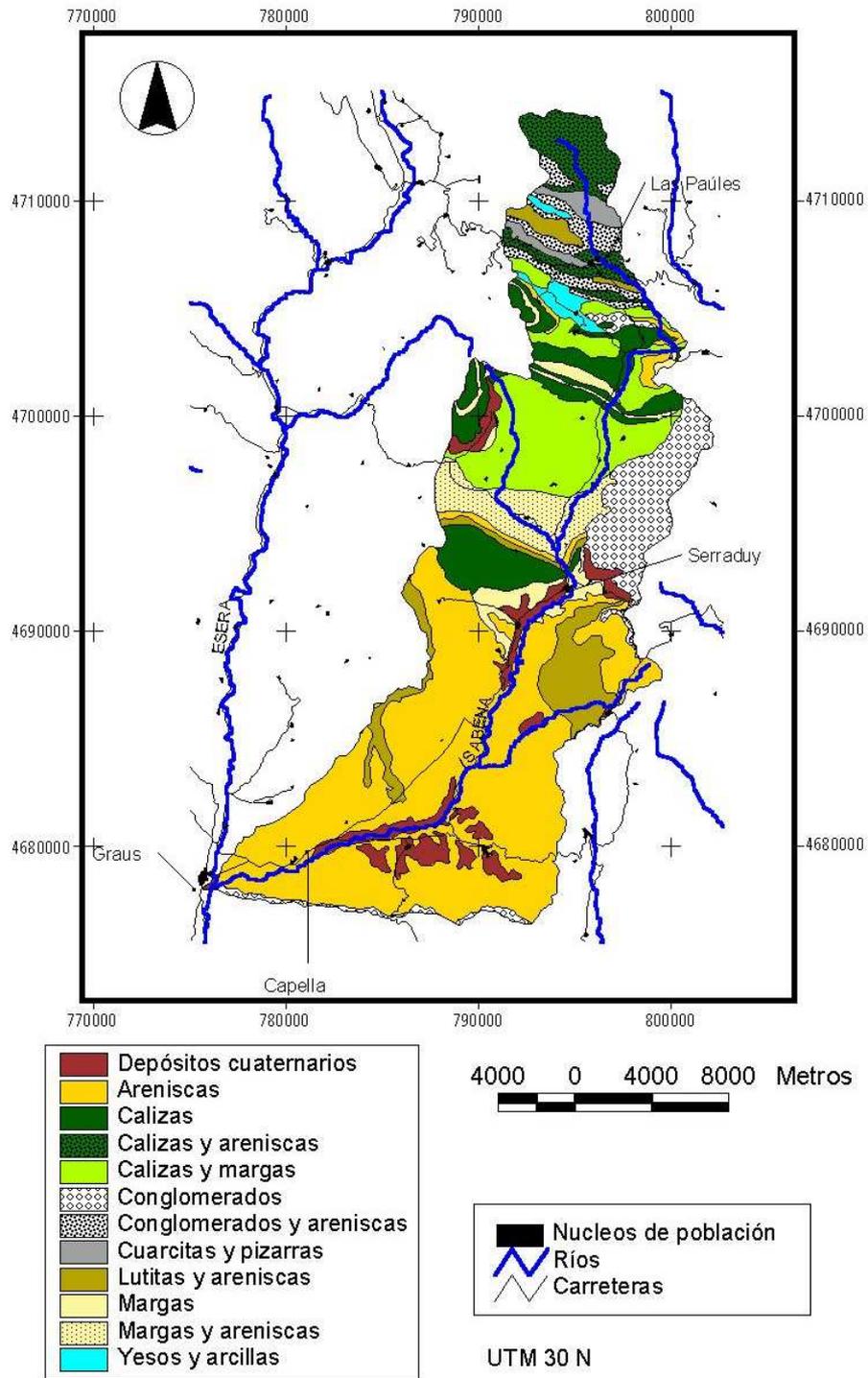


Figura 1.4.- Litología de la cuenca del río Isábena. (Fuente: web CHE)

La mitad sur de la cuenca se encuentra en la unidad estructural denominada Prepirineo Meridional, formada por materiales de la era Secundaria, principalmente calizas del Cretácico

que forman relieves escarpados. También afloran materiales del Terciario: arcillas y conglomerados. Estos materiales están presididos por mantos de corrimiento desplazados hacia el sur. Constituyen un anticlinorio complejo, perfectamente fijado por el macizo del Turbón (2.492 m s.n.m.), la sierra de Vallabriga (2.012 m s.n.m.) y la cima del Sis (1.793 m s.n.m.) (Enciclopedia Catalana, 1984).

La ribera del río Isábena une dos sectores diferenciados morfoestructuralmente. En el margen derecho está la depresión intra-prepirenaica, formada por la Vall de Lierp y el corredor de Merli mediante la sierra del Jordal (o Chordal). Al margen izquierdo está la sierra de Sis, que forma el límite oriental de la cuenca. Frecuentemente, en la parte central de la cuenca, el paisaje está dominado por la presencia de *badlands* (Porta *et al.*, 1999), que generan importantes cantidades de sedimentos durante las lluvias torrenciales.

El macizo del Turbón, sin duda, es la formación montañosa más prominente en la zona central de la cuenca del Isábena. Una característica que lo diferencia del resto de las sierras interiores es que, aparte de que se encuentra aislado del resto de las sierras prepirenaicas de su misma latitud, su anticlinal transversal sigue una dirección norte-sur. El sur del macizo se vuelca sobre las margas del Senonnense. Una falla en su núcleo forma el valle glacial de San Adrián, donde afloran materiales relativamente erosionables del Jurásico y del Triásico (Ninot *et al.*, 1993).

Geomorfológicamente se distinguen diversos niveles de glaciares de erosión, en los cuales la red hidrográfica se ha ido encajando formando barrancos que delimitan superficies colgadas de pendientes entre 10 - 20 %, que están situadas a la altura media de la cuenca. Estas zonas están actualmente ocupadas por campos de cultivo y pastos. La red hidrográfica en sí está encajada en las calcilitas, coincidiendo con las zonas de más pendiente. No se observan procesos de incisión activos importantes en los cursos principales, por lo que los procesos geomorfológicos más activos son los movimientos de masa y erosión hídrica en laderas y en los *badlands*.

3.3 Suelos

Los suelos de la cuenca del Isábena están desarrollados sobre calcilitas, rocas calizas, areniscas y conglomerados eocenos, dispuestos en estratos buzados al sur-sudoeste.

Los suelos, en términos generales, se caracterizan por su escaso desarrollo (Martínez-Casasnovas y Poch, 1998). Esto se traduce en la ausencia de horizontes de diagnóstico. En su mayoría, se clasifican como Xerorthents (Soil Survey Staff, 1996). Corresponden a Xerorthents líticos en las laderas con calizas a poca profundidad (perfiles A-R), y Xerorthents típicos cuando están desarrollados sobre calcilitas o coluvios de ladera en posiciones más estables (perfiles A-C o A-Bw-C). Suelen ser suelos básicos, de textura franco-limosa y, excepcionalmente, franco-arenosa en los desarrollados sobre coluvios de areniscas. En general, son poco profundos y con contenidos de materia orgánica bajos (< 2 %). Ambas características aumentan en las zonas de umbría, que son las que gozan de un recubrimiento

vegetal mayor. Son suelos bien drenados, con capacidades limitadas de retención de agua y con estabilidad estructural moderada y/o baja.

Los suelos más erosionados corresponden, además de los *badlands*, a los de uso agrícola situados en los glacis, donde la erosión laminar y por surcos es muy activa. A estos hay que añadir los suelos bajo matorral de las zonas de solana, con bajo recubrimiento vegetal.

3.4 Vegetación y usos del suelo

La vegetación de la cuenca del Isábena está directamente relacionada con la variabilidad climática latitudinal y altitudinal característica de la cuenca y también con los contrastes típicos entre solanas y umbrías.

El bosque natural, que como clímax cubriría la mayor parte de la zona sur y centro de la cuenca, sería el carrascar, representado principalmente por la carrasca (*Quercus ilex ssp. ballota*). Actualmente tiene una extensión reducida y dispersa, dejando paso a formas de vegetación más degradadas como matorrales y pastizales secos. Este tipo de bosque ocuparía las vertientes soleadas y los suelos más pedregosos, dejando las umbrías y los fondos de valle para los robledales secos (dominado por *Quercus faginea*). No obstante, en la zona sur existen también bosques de pinos: *Pinus halepensis* y *Pinus nigra*, fruto de repoblación en su mayoría, y a más altura, *Pinus sylvestris*. Abundan las zonas de cultivo abandonado, donde aparecen matorrales en diversos estados de transición. En áreas de mayor pendiente abunda el boj (*Buxus sempervirens*) y la coscoja (*Quercus coccifera*). También, en vertientes soleadas, crestas y suelos poco profundos, matorrales de especies aromáticas de porte bajo como el tomillo (*Thymus vulgaris*), el romero (*Rosmarinus officinalis*) o matorrales de carpín (*Echinopartum horridum*). Gran parte de estas tierras son aprovechadas para el pasto de rebaños durante la primavera y el otoño (Serrat, 1997; Serrat y Martínez-Casasnovas, 1998).

En la zona norte de la cuenca, más húmeda y fresca, domina el *Pinus sylvestris*, que aparece a partir de los 600 m de altura. Esta especie es también el árbol principal en la zona de montaña, sobre todo en las umbrías por encima de 1.000 m. A partir de 1.600 m aparece el *Pinus uncinata*, hasta los 2.300 m, donde ya se encuentra de forma dispersa. Los bosques caducifolios están representados por robles (*Quercus faginea*), abedul (*Betula pendula*) y fresno (*Fraxinus sp.*). Frecuentemente forman bosques mixtos con abetos (*Abies sp.*) o pino negro (*Pinus uncinata*). También aparece algún hayedo (*Fagus sylvatica*), aunque muy localizado. El boj tiene una gran representación también en la zona norte, como estadio de degradación de los robledales. Aparecen en los ambientes más secos y soleados.

En toda la cuenca, aparecen también diversas comunidades pratenses. Esta vegetación ha sido extendida por el hombre, a expensas de los bosques, en beneficio de actividades ganaderas. En la zona de montaña, alrededor de los 1.700 – 1.800 m, los pastos son la comunidad más extensa: praderas secas en el verano, praderas meso-xerófilas en las vertientes, y praderas mesófilas y verdes, incluso en el verano, en los mejores substratos (Ninot *et al.*, 1993; Serrat, 1997). El pastizal de alta montaña aparece, en la mayor parte de los casos, sin arbolado. Son pastos naturales y muy densos. Las especies dominantes en pastizales de alta calidad son: *Festucion supinae*, *Festuca nigrescens* y *Festuca ovina*. En

terrenos más pedregosos o de fuertes pendientes aparecen las especies *Festuca eskia* y *Cares sempervirens*.

El aprovechamiento del bosque se centra en la explotación de coníferas en la mitad norte de la cuenca. Los carrascales y las comunidades vegetales más secas de la mitad sur se aprovechan únicamente para pasto extensivo o bien tienen un aprovechamiento cinegético (Serrat, 1997).

La actividad agrícola más extensiva se localiza al sur de la cuenca, a lo largo del curso bajo del río. Los principales cultivos son los herbáceos de secano (cebada, trigo y girasol). Las laderas en sus partes más bajas son también ocupadas por cultivos permanentes: almendros y olivos. Las instalaciones de riego de apoyo se han incrementado en los últimos años (Serrat, 1997) con el fin de producir forraje para el ganado. El regadío tiene, en conjunto, poca importancia, concentrándose en la zona de huerta. Algunos jóvenes agricultores han instalado riego por goteo en pequeñas explotaciones frutícolas. Las praderas y los pastos dominan la actividad agraria en la mitad norte, particularmente a partir de Serraduy (Ninot *et al.*, 1993).

La actividad ganadera se concentra en la cría de ganado ovino y bovino. Es habitual la trashumancia, trasladando los rebaños de julio a octubre a las montañas próximas del valle de Benasque. En la década de 1990 se ha producido un incremento del sector vacuno láctico, que ha originado un cambio estructural de las explotaciones, llegando a cultivar terrenos abandonados para satisfacer la demanda de forraje (Ninot *et al.*, 1993).

3.5 Erosión y emisión de sedimentos

La cuenca del río Isábena, junto con la del Ésera, sufre graves problemas de erosión hídrica, que repercuten en la colmatación por sedimentos del embalse Joaquín Costa (Barasona). Este embalse, situado en los términos de Graus y la Puebla de Castro, fue dragado en 1994 debido a la acumulación de sedimentos que impedían la apertura de las compuertas de fondo. A este dragado siguieron tres vaciados totales del embalse (1995, 1996 y 1997) que permitieron reparar y sustituir las compuertas de fondo (Alcázar y Ferrán, 1998). De los 92 hm³ de capacidad original del vaso del embalse, hasta 28 hm³ estaban ocupados por sedimentos, lo que supone una reducción del 30% del volumen de agua almacenable.

Investigaciones de la Universitat de Lleida (Fargas, 1995; Fargas *et al.*, 1997) permitieron mostrar que una cuarta parte de la cuenca del embalse presenta un riesgo alto o muy alto de emisión de sedimentos. Estas zonas se localizan preferentemente en la zona central de la cuenca, situada en una franja justo al sur del Turbón, que ocupa los torrentes de Villacarlí y de Carrasquero en el río Isábena (Figura 1.2). Se trata de una franja con valles excavados en margas con areniscas en las divisorias de aguas. Estas margas afloran en una formación de *badlands*, con una elevada superficie de contacto, que hace que sean una fuente muy importante de sedimentos. También, alrededor de Laguarres y Lascuarre, y sobre una mancha de conglomerados, se localiza un área con alta densidad de barrancos, en una zona de uso agrícola.

Otros trabajos, basados en teledetección y modelización del riesgo de erosión (Serrat, 1997; Serrat y Martínez-Casasnovas, 1998), también corroboraron los resultados obtenidos por

Fargas *et al.* (1997) en cuanto al elevado riesgo de emisión de sedimentos en los *badlands* de la zona central de la cuenca del Isábena (Figura 1.5).

La caracterización y dinámica de los *badlands* de esta zona central, a una escala detallada, muestra que esta zona es la principal área fuente de sedimentos de la cuenca del embalse (Penella, 1997; Poch y Martínez-Casasnovas, 1997; Martínez-Casasnovas y Poch, 1998). El total de los materiales movilizados en los *badlands* fue estimado en $0,6 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$. Una gran parte de estos materiales, aproximadamente $0,5 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$, se estima que son incorporados rápidamente a la red de drenaje, a través de los afluentes directos del Ésera e Isábena, y finalmente acaban sedimentándose aguas abajo en el embalse Joaquín Costa (Martínez-Casasnovas y Poch, 1998). Estos datos son acordes con las investigaciones de Valero-Garcés *et al.* (1997), que midieron la concentración de sedimentos en suspensión de las diferentes partes de la cuenca del Isábena. Estos resultados también confirman que la zona central de la cuenca es la principal área fuente de sedimento, llegando a alcanzar concentraciones de 11 g/litro.

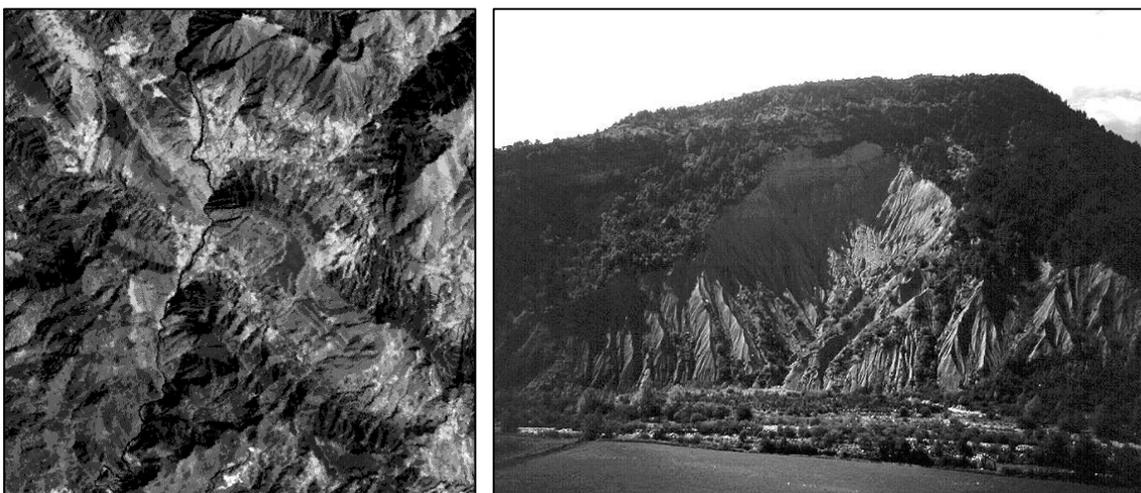


Figura 1.5.- La imagen de satélite Landsat-5 TM (izquierda) muestra los principales afloramientos de margas grises al sur del Turbón (Valle de Lierp, corredor de Merli, Bacamorta y arroyo de Villacarli en el río Isábena). La fotografía de la derecha muestra una zona de *badlands* en el arroyo de Villacarli, con un alto grado de conexión con la red de drenaje principal.

Por otra parte, el análisis de fotografías aéreas de diferentes fechas en el área de *badlands*, permitió estimar su tasa de retroceso hacia zonas no erosionadas: $4,6 \text{ ha/año}$. El avance de los *badlands* se produce por expansión de sus cabeceras a favor de los afloramientos de margas (Penella, 1997, Martínez-Casasnovas y Poch, 1998).

A nivel de parcelas agrícolas, localizadas principalmente en la zona sur y centro de la cuenca del Isábena, la aplicación del modelo USLE (Wischmeier y Smith, 1978) permitió estimar las pérdidas de suelo que se producen por las actividades agrícolas (Martínez-Casasnovas y Poch, 1998). Los resultados indican que aproximadamente un 70 % de los suelos agrícolas sufren pérdidas superiores a $20 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ por erosión laminar y por

surcos, observándose también la presencia de cárcavas y barrancos, lo cual pone de manifiesto la gravedad de los procesos erosivos en el área estudiada.

3.6 Régimen fluvial del Isábena

El conocimiento actual de la dinámica fluvial del río Isábena se reduce a los datos de su comportamiento integrado a nivel de cuenca, puesto que sólo se dispone de los datos de caudal de la estación de Capella, situada cerca de su confluencia con el río Ésera.

El régimen hidrológico del río Isábena se caracteriza por un régimen fluvial con picos primaverales, coincidentes con el deshielo de la cabecera, y mínimos estivales (agosto y septiembre), siempre algo desfasados con la época de menor lluvia (julio-agosto). Sin embargo, los máximos absolutos corresponden al otoño, destacando octubre y noviembre con medias históricas alrededor de los 40 m³/s. El caudal medio anual es de 5,7 m³/s con una desviación estándar de 2,4.

La aportación anual media del río al embalse de Joaquín Costa es de unos 181 hm³ anuales, con un coeficiente de variación de 75,7. La Figura 1.6 muestra la evolución de las aportaciones para la serie 1945-1990 de la estación de aforo de Capella (Confederación Hidrográfica del Ebro), situada en el tramo final de la cuenca.

Se observa que las décadas de los 60 y 70 fueron más húmedas y que en la década de los 80 la aportación de agua fue menos importante. El coeficiente de escorrentía promedio de la cuenca fue de 0,53.

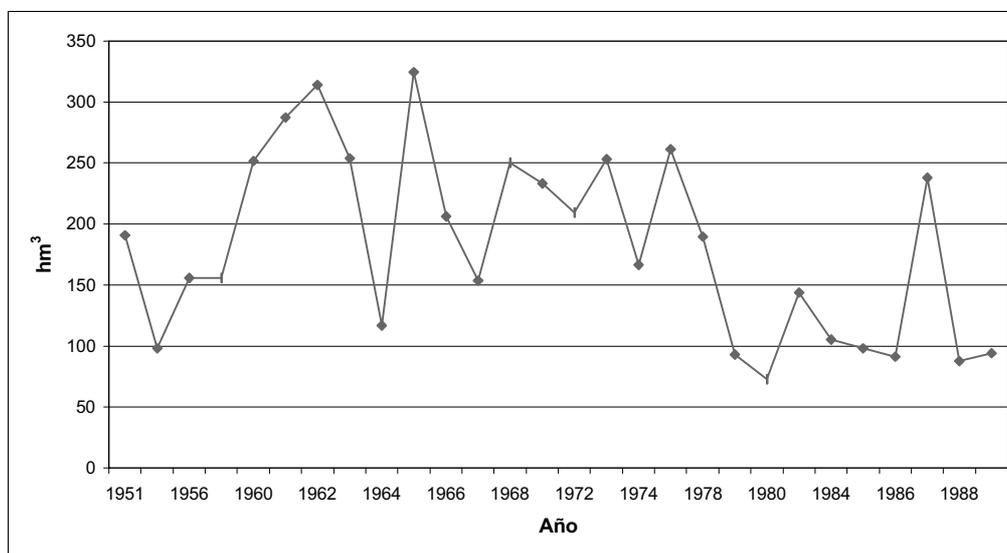


Figura 1.6.- Evolución de la aportación media anual (hm³) para la estación de aforo de Capella para la serie 1945-1990.

La Figura 1.7 recoge los valores de caudales mensuales (medios, máximos y mínimos) de la estación de aforo de Capella, situada en la desembocadura de la cuenca del Isábena.

Se ha relacionado el aporte mensual líquido de la cuenca con la precipitación mensual, a partir de las series históricas de precipitación de las estaciones disponibles en la zona. Cabe destacar que no se dispone de ninguna estación con datos históricos suficientes en el interior de la cuenca, por lo que se ha tenido que utilizar las series de estaciones cercanas, concretamente Graus, Eriste, Seira, Escales, Pont de Suert y Vilaller. De esta manera se pretende eliminar el efecto de la variabilidad interanual de precipitación en la evolución de la respuesta hidrológica de la cuenca.

En la Figura 1.8 se ve la distribución mensual de este ratio (l/s/mm) de caudal medio por milímetro de lluvia. Se observa que es mayor para los meses invernales/primaverales de deshielo, en que toda la cuenca se mantiene más húmeda y responde de manera más importante, como media, para una misma precipitación. Ello no implica que las mayores crecidas se produzcan en esta época, ya que esto suele ocurrir en octubre o noviembre, o incluso antes, que es cuando se producen las precipitaciones más torrenciales.

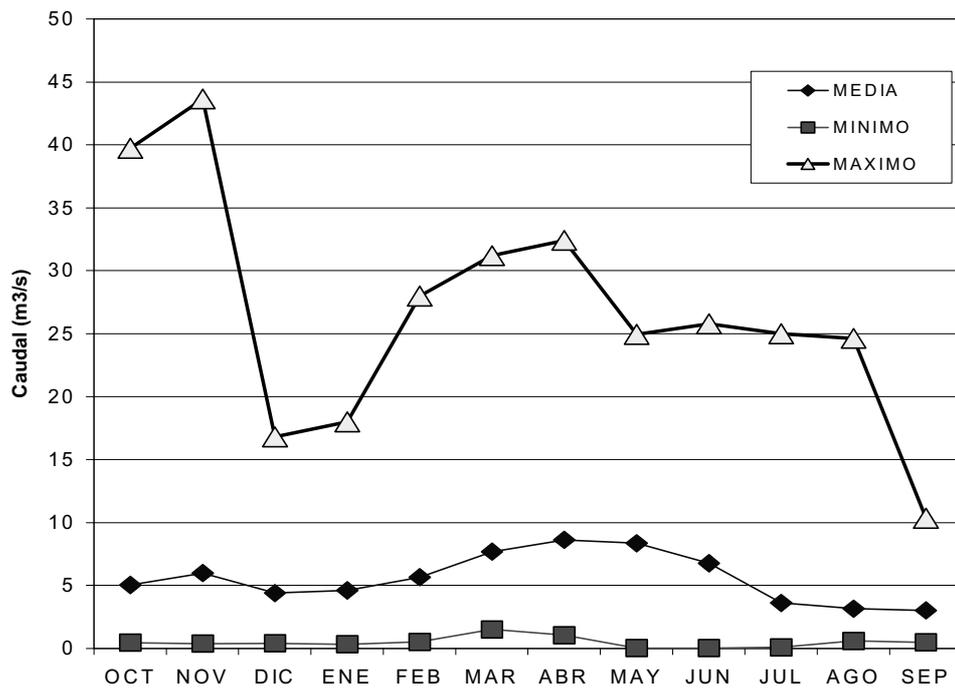


Figura 1.7.- Caudales medios, máximos y mínimos mensuales en la estación de aforo de Capella, para el periodo 1945-1990.

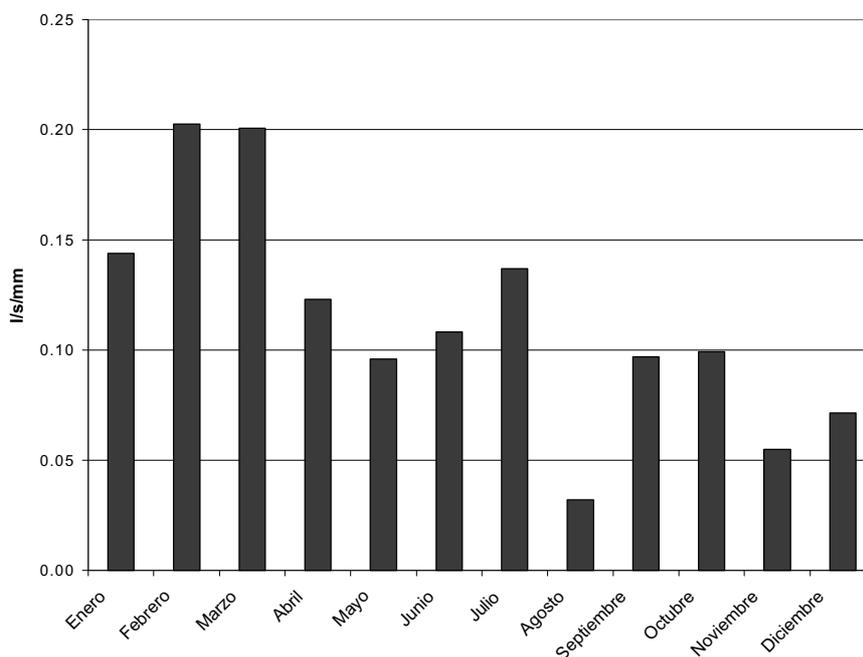


Figura 1.8.- Ratio mensual de caudal/precipitación para la cuenca del Isábena. Fuente: elaboración propia a partir de datos de caudal de Capella (CHE) y datos de lluvia del INM.

En cuanto a caudales extremos, la Tabla 1.1 recoge comparativamente los caudales diarios máximos esperables para diferentes periodos de retorno, así como los valores de las principales crecidas históricas registradas hasta 1990.

Las dos crecidas principales registradas, que rondan los 300 m³/s, son las que hacen desplazar el ajuste de Gumbel hacia ese valor para periodos de retorno relativamente bajos (20-100 años). Este ajuste estadístico hace que el caudal estimado para un periodo de retorno de sólo 3,5 años sea de 105 m³/s, cuando la tercera mayor crecida histórica en 45 años apenas supera los 90 m³/s. Esto demuestra la variabilidad de respuesta de la cuenca, que normalmente transporta un caudal no demasiado importante pero que geomorfológicamente dispone de un cauce y llanura de inundación muy amplios, de hasta 200 m de anchura, lo cual indica que históricamente han circulado por ella crecidas muy superiores a las habituales, como fue el caso de los años 1963 y 1966.

Tabla 1.1.- Caudales máximos diarios (Qc) estimados para diferentes periodos de retorno y crecidas históricas recogidas en la estación de aforos de Capella para el periodo 1945-1990.

Periodo de retorno	Qc (m ³ /s) estimado	Crecida histórica	Qc (m ³ /s) observado
100	314,0	3 Agosto 1963	318,3
50	272,4	9 Noviembre 1966	290,8
20	216,9	3 Noviembre 1977	91,6
10	174,0	21 Octubre 1977	85
3,5	104,9	19 Octubre 1965	74

4 Aspectos socioeconómicos

La cuenca del río Isábena se localiza en la comarca de la Ribagorza, de gran renombre histórico. Sin embargo, esta comarca es una de las que más pérdida de población ha sufrido en el Pre-Pirineo a lo largo del siglo XX, pasando de 13,6 hab/km² en 1900 a 5,5 hab/km² en 1998. Actualmente es la comarca altoaragonesa con una estructura demográfica más deteriorada (Alonso-García, 2000). Sólo tres municipios de la comarca superan los 1.000 habitantes, mientras que más del 60 % de los municipios no supera los 200 habitantes. Graus, en la desembocadura del Isábena en el Ésera, es el principal polo de actividad económica.

En cuanto a la actividad económica, la Ribagorza es una comarca agroganadera, con una actividad industrial de poca importancia, con bajo nivel de servicios e infraestructuras (Alonso-García, 2000). A pesar de la riqueza en agua, tiene un bajo porcentaje de tierras labradas, que se concentran en la zona sur de los valles del Ésera e Isábena. Los principales cultivos son, por orden de importancia, los cereales de invierno (cebada y trigo), los almendros y las forrajeras (alfalfa) (Tabla 1.2).

La producción agraria comarcal supone aproximadamente el 6 % del total provincial. La comarca tienen grandes posibilidades ganaderas. Actualmente, el censo de ovino supera las 136.000 cabezas, el vacuno las 22.000 y el porcino de cebo también se ha implantado con fuerza en la parte sur de la comarca (Tabla 1.3). La aportación de la ganadería respecto al valor total de la producción final agraria es del 81 % frente al 19 % de los cultivos agrícolas.

El sector industrial sólo absorbe el 12 % de la población activa, concentrándose mayoritariamente en Graus. Los servicios ocupan a más del 45 % de la población, correspondiendo la mayoría a comercios, talleres y hostelería (en clara expansión).

Tabla 1.2.- Principales cultivos agrícolas en los municipios de la cuenca del Isábena.

Municipio	Cereales	Forrajes y leguminosas	Hortícolas	Frutales y olivos	Viñedo	Cultivos industriales
Capella	1213,5	31,5	0,7	138,8	18,2	260,1
Castigaleu	600	71,9	2,5	4	0	166,7
Graus	3586,7	485,1	7,9	691,1	62,4	631,3
Isábena	378,7	165,1	3,9	9,8	1	222,3
Lascuarre	665,3	30,8	3,9	80,7	1	90,3
Laspáules	7	268,6	1	0	0	0
Cajigar	796,5	95,5	8,9	0,9	0	226,3
Torre la Ribera	84,6	201,9	5	0	0	2
Veracruz	30	167,4	2,5	0	0	6,9

Fuente: Documentos 1t de 1998. Departamento de Agricultura, Ganadería y Montes (DGA).

Tabla 1.3.- Censo ganadero en los municipios de la cuenca del Isábena.

Municipio	Ovino	Vacuno	Porcino		Aves
			Reproducción	Cebo	
Capella	746	861	884	25064	180000
Castigaleu	1391	1068	100	1658	0
Graus	14171	2371	1783	13064	1089000
Isábena	8069	277	434	2121	0
Lascuarre	745	0	695	5341	54000
Laspáules	7238	1564	0	0	0
Cajigar	5081	0	170	443	0
Torre la Ribera	2533	82	0	39	0
Veracruz	3449	35	300	2429	0

Fuente: Departamento de Agricultura, Ganadería y Montes (DGA) (1999).

5 Aspectos de interés de la dinámica hidrológica y fluvial del Isábena en el marco del Pre-Pirineo

En el apartado anterior se han presentado las características de la cuenca de Isábena que influyen en su comportamiento hidrológico, así como el conocimiento de la cuenca que se deriva de los datos hidrológicos disponibles en la actualidad. Sin embargo, existen otros aspectos, ya indicados en el primer apartado, que resultan básicos para un conocimiento más detallado del comportamiento hidrológico de la cuenca, y por extensión del Pre-Pirineo, y que, hasta el momento, no han sido estudiados :

1. En primer lugar, la **distribución espacial de la precipitación** en el Isábena es una incógnita, y cualquier estudio hidrológico se debe basar actualmente en los datos diarios de los 3 únicos pluviómetros oficiales ya citados. Es conocida la importante influencia de la orografía en la distribución espacial de la precipitación. En la vertiente norte de los Pirineos se han estimado gradientes de 1,2 mm/m entre 1000 y 1500 m; de 0,5 mm/m entre 1000 y 2000 m, y de 0,9 mm/m entre 2000 y 2500 m (Remenieras, 1974). Sin embargo, en la cuenca del Ésera y Isábena únicamente existen estudios de estimación de precipitación anual (Del Valle, 1997), basados en medias anuales a partir de series de estaciones pluviométricas exteriores a la cuenca. Esta falta de datos, que es común a la mayor parte de cuencas pirenaicas españolas, condicionan cualquier estudio del recurso hídrico, y sin embargo actualmente se desconoce el error que se comete utilizando únicamente la red oficial de pluviómetros en la estimación de precipitación a nivel de cuenca.

2. En cuanto a la **respuesta hidrológica** propiamente dicha, sólo se tienen medidas de caudal a la salida de la cuenca (Capella), por lo tanto sólo se conoce su comportamiento integrado, pero se desconoce el papel de las diferentes subcuencas en la generación de escorrentía, hecho por lo general habitual en zonas de montaña como el Pre-Pirineo. Pese a que el Isábena representa uno de los principales aportes de caudal y sedimento al embalse de Joaquín Costa, el comportamiento de la cuenca durante las crecidas es una incógnita. Un estudio reciente (Verdú *et al.*, 2002) señala la importancia de la evolución de usos de suelo en la cuenca, básicamente en cuanto a abandono de zonas agrícolas y disminución de la actividad ganadera extensiva, que han conllevado la disminución de la escorrentía con el

tiempo. Otros estudios (Valero-Garcés *et al.*, 1997; Martínez-Casasnovas y Poch, 1998) han señalado los valles medios del Isábena (Carrasquero y Villacarli) como las fuentes principales de sedimento. Sin embargo, se desconoce la dinámica estacional de crecidas y la importancia de los aportes de agua de cada subcuenca, lo cual resulta básico para la modelización hidrológica y para la gestión de la cuenca, tanto desde el punto de vista hídrico como de sedimentos. Dicho conocimiento ha de ser también la base para cualquier estudio hidráulico del cauce, por ejemplo de zonas inundables, de transporte de sedimento o de hábitat fluvial.

3. Por otra parte, la gestión del dominio público hidráulico de cauces trezados como el del Isábena resulta muy difícil sin un conocimiento adecuado de **geomorfología del cauce**. Dicho cauce se caracteriza por un curso trezado de canales principales y secundarios sobre una matriz de gravas y cantos mezcladas con sedimentos finos. La gran variabilidad granulométrica que se observa a simple vista es síntoma de la gran potencia hidráulica del Isábena, con una anchura de cauce activo que llega a los 100 m en algunos tramos, y pendientes medias de hasta 1,5%. El análisis de la granulometría del lecho, base para cualquier estudio hidráulico o de hábitat fluvial, es todavía un reto para la geomorfología fluvial (Lane, 2001), debido a la carencia de metodologías que permitan abordar eficientemente el estudio detallado de cauces de tales dimensiones y variabilidad espacial. Las características del cauce del Isábena (anchura, ausencia de vegetación arbórea y sequía estival) permitirían su estudio mediante teledetección, con sensores aerotransportados.

4. Finalmente, la **caracterización hidráulica** de crecidas en lechos trezados como el Isábena resulta compleja de abordar con metodologías tradicionales, debido a la bidimensionalidad del flujo y a la variabilidad espacial de la resistencia al flujo. Sin embargo, las técnicas de modelización disponibles actualmente permiten conseguir una información detallada de parámetros hidráulicos que pueden ser de gran utilidad para la gestión del dominio público hidráulico. Se han observado procesos de incisión en el cauce del Isábena, que pueden haberse visto potenciados por la extracción de áridos del cauce. Un análisis combinado de granulometría y hidráulica de crecidas permitirían avanzar en el conocimiento de estos procesos de incisión, así como sentar las bases para el estudio de otros problemas de gestión en el Isábena, como son el transporte de sedimento y el hábitat fluvial disponible para diferentes especies ictícolas.

6 Objetivos y estructura de la tesis

A la vista de los antecedentes generales planteados y a la necesidad de profundidad en el conocimiento del comportamiento hidrológico de una cuenca representativa del Pre-Pirineo, se abordan los siguientes **objetivos de la investigación** para la presente tesis:

1. Caracterización de la distribución y variabilidad de las precipitaciones en la cuenca del Isábena, tanto a nivel de subcuenca como de manera integrada en toda la cuenca;
2. Caracterización de la respuesta hidrológica de la cuenca y subcuencas del Isábena, mediante trabajo de campo y aplicación de modelos calibrados a tal efecto;

3. Análisis geomorfológico del cauce del Isábena, incluyendo el desarrollo de una metodología para la caracterización granulométrica del cauce;
4. Análisis del comportamiento hidráulico del cauce durante las crecidas, incluyendo el uso de modelos hidráulicos uni y bidimensionales, contrastados con medidas de campo.
5. Análisis de los procesos de inicio de movimiento en el cauce, así como de su relación con los procesos de incisión observados.

Dichos objetivos se han desarrollado mediante trabajo de campo, análisis de datos e imágenes del cauce, y modelización hidrológica e hidráulica para las crecidas acontecidas en el periodo abril de 2000 a abril de 2002.

La tesis se estructura en cinco capítulos (Figura 1.9). El primer capítulo ha consistido en la caracterización de la cuenca y en el planteamiento de los objetivos de la tesis y su estructura.

En el capítulo 2 se aborda el análisis de la variabilidad espacial de la precipitación en la cuenca, y se obtienen los hietogramas de precipitación para cada evento de crecida y cada subcuenca estudiada, necesarios para el trabajo en el capítulo 3.

En el capítulo 3 se analiza el comportamiento hidrológico de cada subcuenca y de la cuenca en general en cada evento de crecida, para conocer la dinámica hidrológica del tránsito de estas crecidas hacia la salida de la cuenca. Para ello se combina la modelización hidrológica con medidas de campo. Además, los hidrogramas obtenidos para el tramo medio se utilizan para el análisis hidráulico de dicho tramo, en el capítulo 5.

En el capítulo 4, se ha desarrollado una metodología remota para la caracterización granulométrica del cauce, mediante el uso del patrón textural propio de diferentes granulometrías, validado con medidas de campo. Se deriva información detallada de las granulometrías características D_{50} y D_{84} para dos tramos del cauce, que suman 11 km de longitud. Dicha información es necesaria para el análisis hidráulico del capítulo 5.

En el capítulo 5 se analiza la estimación de la resistencia al flujo y el tipo de modelización hidráulica más adecuados a las características del cauce del Isábena. A continuación se aplica dicho análisis a las crecidas registradas en el periodo de estudio. Finalmente, con la información hidráulica y granulométrica disponible, se hace un análisis de los procesos de inicio de movimiento del material del cauce en relación a los procesos de incisión observados.

En el capítulo 6 se sintetizan las principales conclusiones que se derivan de la presente tesis en cuanto al comportamiento hidrológico global de la cuenca del Isábena.

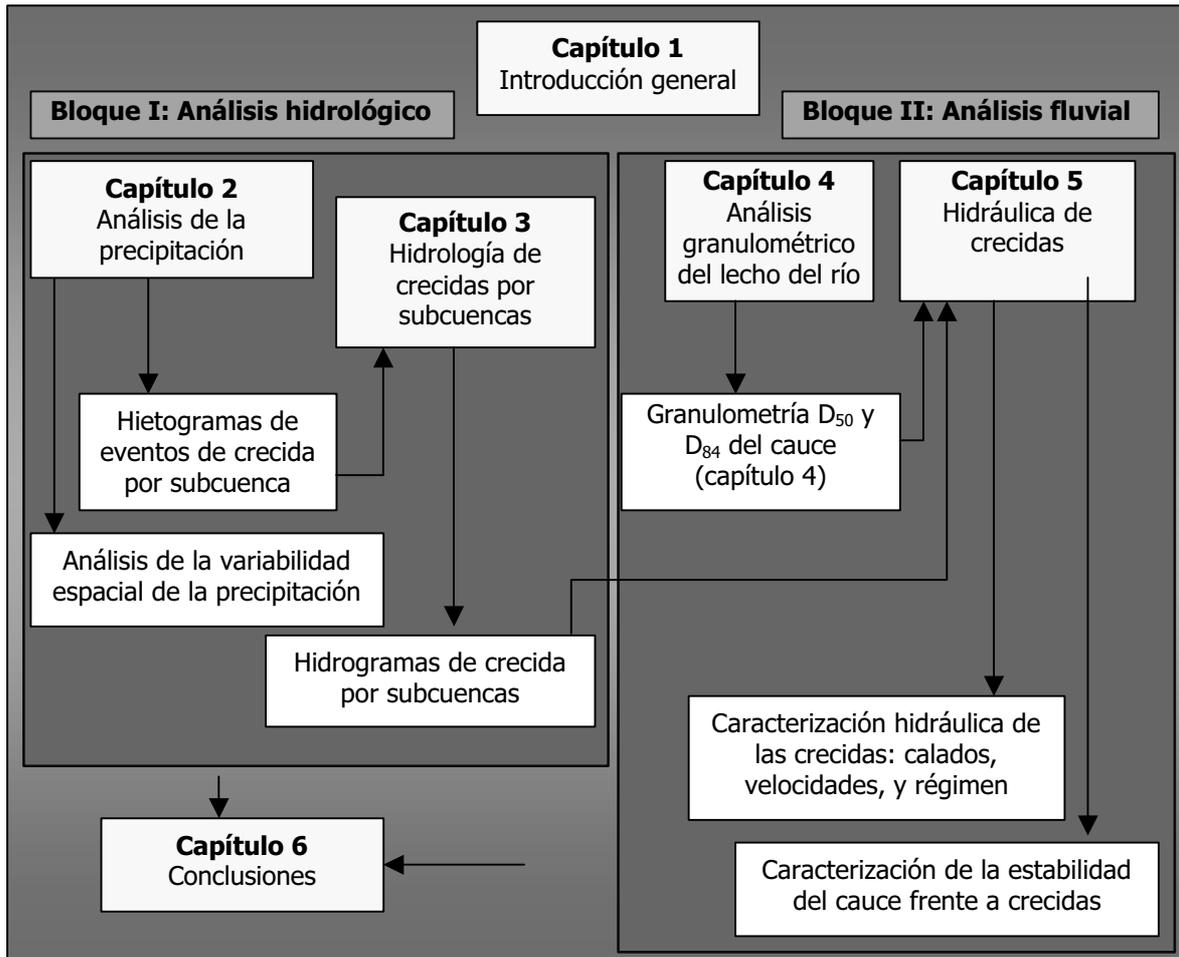


Figura 1.9.- Esquema general de la tesis con la conexiones y transferencia de resultados entre capítulos

7 Bibliografía

- ALCÁZAR, J., FERRÁN, I., 1998. La vegetación de ribera de los ríos Ésera y Cinca en el tramo afectado por el vaciado del embalse de Joaquín Costa. *Limnética*, 14: 73 - 82.
- ALISEDÓ, O., BATALLA, R.J. & GARCÍA, C., 2000. Dinámica y distribución de la carga de fondo en un río de gravas del prepirineo: diseño experimental y primeros resultados. *VI Reunión Nacional de Geomorfología*, Madrid.
- ALONSO-GARCÍA, V.M. (coordinador), 2000. *Gran Enciclopedia Aragonesa 2000*. Tomo 15. Prensa Diaria Aragonesa, S.A., Zaragoza.
- BATALLA, R.J., 1997. Evaluating bed-material transport equations from field measurements in a sandy gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 121-130.
- BATALLA, R.J., DE JONG, C., ERGENZINGER, P., SALA, M., 1999. Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 247-253.
- BATALLA, R.J., MARTÍN-VIDE J.P., 2001. Thresholds of particle entrainment in a sandy gravel-bed river. *Catena*, 44, 3, 223-243.
- BATALLA, R.J., SALA, M., 1993. Balance hidroquímico de una cuenca mediterránea en estado seminatural: el caso de la riera de Arbúcies. *Acta Geológica Hispánica*, 28(1): 79-84.
- BATALLA, R.J., SALA, M., 1996. Impact of land use practices on the sediment yield of a partially disturbed Mediterranean catchment. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 107: 79-93.
- BATALLA, R.J., SALA, M., 1997. Estimaciones hidrológicas y de movimiento de sedimento en la crecida del 7 de agosto de 1996 en la cuenca del Barranco de Arás (Pirineo aragonés). *Acta Geológica Hispánica*, 30(4): 51-59.
- BURLANDO, P., MANCINI, M., ROSSO, R., 1997. Impact of climate change on Hydrological modelling and flood risk assessment. En: Casale, R., Havnø, K., Samuels, P. (eds), *RIBAMOD, River basin modelling management and flood mitigation*. EU Commission, IV EU Programme on Environment and Climate, Proceedings of the First Expert Meeting, Brussels.
- CONACHER, A., SALA, M., 1998. *Land degradation in mediterranean environments of the world*. Ed. John Wiley & Sons.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R., MAYS, L.W., 1988. *Applied hydrology*. Ed. McGraw Hill.
- CROZZOLI, L., 2000. *Desarrollo y calibración de una metodología con base fotográfica para el estudio granulométrico de lechos de ríos de gravas (Ribera Salada, Solsonés)*. Proyecto Final de Carrera, Ingeniería Agrónoma. Universitat de Lleida.
- DEL VALLE, J., 1997. La precipitación media anual en el sector alto de la cuenca del Cinca. *Revista Pirineos*, 149-150: 121- 144.

- ENCICLOPEDIA CATALANA, 1984. *Gran Geografia Comarcal de Catalunya, volum XII: La Baixa Ribagorça*. Fundació Enciclopèdia Catalana.
- FARGAS, D., 1995. *Identificació de les àrees crítiques d'emissió de sediments a l'embassament Joaquín Costa (Barasona, Huesca)*. Proyecto Final de Carrera, ETSEA – UdL, Lleida.
- FARGAS, D., MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., POCH, R.M., 1997. Identification of critical sediment source areas at regional level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 22: 355-359.
- GAYÚBAR, A., 2001. *El valle del Isábena*. <http://www.ribagorza.com>. [Accedido en septiembre de 2001].
- LANE, S., 2001. The measurement of gravel-bed river morphology. En: MOSLEY, P. (ed.): *Gravel-bed rivers V*. New Zealand Hydrological Society: 291- 337.
- MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., POCH, R., TARRADAS, J., 1999. *Identificación de zonas prioritarias de actuación de lucha contra la erosión en la cuenca del río Rialbo (Huesca)*. Informe Técnico, Ingeniería Civil del Medio Ambiente, S.L. y Universitat de Lleida. 1999. 47 pp + 3 mapas.
- MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., POCH, R.M., 1998. Estado de conservación de los suelos de la cuenca del embalse de Joaquín Costa. *Limnética*, 14: 83 - 91.
- MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., SÁNCHEZ-BOSCH, I., 2000. Impact assessment of changes in land use / conservation practices on soil erosion in the Penedès – Anoia vineyard region (NE Spain). *Soil & Tillage Research*, 57 (1-2): 101 - 106.
- MORGAN, R.P.C.; QUINTON, J.N.; RICKSON, R.J., 1992. *EUROSEM: Documentation manual*. Silsoe College. Cranfield University (UK).
- NINOT, J.M., ROMO, A.M., SESÉ, J.A., 1993. *Macizo del Turbón y Sierra de Sis: Flora, paisaje vegetal e itinerarios*. Naturaleza en Aragón 6, Diputación General de Aragón, Zaragoza.
- NOACK, W., BATALLA, R.J., 1997. *Remote sensing techniques supporting the management of flood risks in the Mediterranean*. EURISY Colloquium on Application of Space Techniques for Hazard Management in the Mediterranean Rabat, Marruecos, Septiembre 1997.
- PENELLA, M.E., 1997. *Caracterización de badlands y análisis de su dinámica mediante estudio multitemporal de fotografías aéreas y SIG en Campo (Huesca)*. Proyecto Final de Carrera, ETSEA – UdL, Lleida.
- POCH, R.M., MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., 1997. Prevention of reservoir siltation in large watersheds: from sediment source identification to the design of soil conservation measures. *Journal of Soil and Water Conservation*, 52: 285-286.
- PORTA, J., LÓPEZ-ACEVEDO, M., ROQUERO DE LABURU, C., 1999. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Ediciones Mundi-Prensa.
- REMENIERAS, G., 1974. *Tratado de hidrología aplicada*. Editores Técnicos Asociados SA. Barcelona.

ROVIRA, A., BATALLA, R.J. & SALA, M. (2003): Sediment budget of the Mediterranean Lower Tordera River (NE Iberian Peninsula). Proceedings of the Symposium Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions, IAHS Pub. 278, 1-5, Montpellier.

SERRAT, N., 1997. *Cartografia del risc d'erosió hídrica a la conca de l'embassament de Joaquín Costa*. Proyecto. Final de Carrera. Ingeniería de Montes, Univesitat de Lleida, Lleida.
SERRAT, N., MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., 1998. Cartografía del riesgo de erosión hídrica en grandes cuencas hidrográficas mediante técnicas de teledetección y SIG. *Montes*, 54: 27-35.

SURCOS, 2002. Rechazo frontal a la reforma de la PAC. *Revista Surcos*, 80 : 6- 11.

VALERO-GARCÉS, B., NAVAS, A., MACHÍN, J., 1997. Sediment deposition in the Barasona reservoir (central Pyrenees, Spain): temporal and spatial variability of sediment yield and land use impacts. *Human Impact on Erosion and Sedimentation*, IAHS Publ. no. 245, 241 - 249.

VERDÚ, J.M., BATALLA, R.J., POCH, R.M^a, 2000. Dinámica erosiva y aplicabilidad de modelos físicos de erosión en una cuenca de montaña mediterránea (Ribera Salada, cuenca del Segre). *Revista Pirineos*, 155: 37-57.

VERDÚ, J.M., MARTÍNEZ, J.A., GARCÍA, N., 2002. Respuesta hidrológica de la cuenca del río Isábena (Huesca) a los cambios en la vegetación y los usos del suelo en la década de 1990. *Revista del Instituto de Estudios Altoaragoneses* (pendiente de publicación).

VERICAT, D., BATALLA, R.J., KONDOLF, G.M. & GARCIA, C., 2002. Downstream changes on the sediment budget of the Lower River Ebro. Research design and first results. *International Seminar on Sediment Management in River Systems: Basin-Scale Approaches*. Crest, France, 16-18 September 2002.

WISCHMEIER, W.H., SMITH, D.D., 1978. *Predicting rainfall erosion losses - A guide to conservation planning*. USDA Agriculture Handbook num. 537. US Government Printing Office. Washington, DC.

Páginas web:

Diputación General de Aragón: www.aragob.es

Confederación Hidrográfica del Ebro: www.oph.chebro.es

Comarca de la Ribagorza: www.ribagorza.com

***BLOQUE I: RESPUESTA HIDROLÓGICA DE LA
CUENCA***

Capítulo 2: Análisis de la variabilidad espacial de la precipitación

RESUMEN

La variabilidad espacial de la precipitación en cuencas de montaña debido a la orografía contrasta con la escasez de pluviómetros oficiales, con lo cual se introduce un error de base en cualquier estudio del recurso hídrico.

Se presenta un estudio de la variabilidad espacial de la precipitación en la cuenca del Isábena durante los años 2000 y 2001, en que se tomaron datos de precipitación en 26 totalizadores y 3 pluviógrafos ubicados en diferentes lugares y altitudes. Mediante un análisis de *clusters*, se encontraron 3 patrones de precipitación, correspondientes a las partes alta, media y baja de la cuenca, con un gradiente de precipitación positivo en el sentido sur-norte (1,84% cada km). En la cabecera de la cuenca la precipitación anual es mayor (1200 mm), pero es en la parte media la cuenca donde los eventos tormentosos son más importantes, y se producen con un desfase temporal medio de 50 minutos. Además, se han ajustado polinomios que estiman el valor ajustado de precipitación para cada subcuenca a partir de un solo valor de un pluviómetro, con coeficientes de ajuste de entre el 70 y el 90%. Dichos polinomios podrían ser una herramienta para corregir los datos de la red oficial de pluviómetros.

Por otra parte, se ha detectado un error medio del -13% en la medida local de la precipitación, en los datos de los pluviómetros de la red oficial. A ello se ha de sumar un error medio del -15% al estimar la precipitación por subcuencas mediante el método de polígonos de Thiessen.

En definitiva, de cara a estudios hidrológicos, se han detectado dos tipos de error al usar datos de la red oficial de estaciones: la estimación de precipitación, en que comete un error medio por defecto cercano al 30%; y el desfase temporal de la precipitación entre subcuencas. La primera puede subsanarse con el uso de polinomios de ajuste; la segunda, con la instalación estratégica de pluviógrafos.

RESUM

La variabilitat espacial de la precipitació en conques de muntanya degut a l'efecte orogràfic contrasta amb l'escassetat de pluviòmetres oficials, introduïnt doncs un error de base per qualsevol estudi del recurs hídic.

Es presenta un estudi de la variabilitat espacial de la precipitació a la conca de l'Isábena durant els anys 2000 i 2001, en què es va mantenir una xarxa de 26 totalitzadors i 3 pluviògrafs distribuïts en diferents llocs i altituds. Mitjançant una anàlisi de *clusters*, es van trobar 3 patrons de precipitació, corresponents a les parts alta, mitja i baixa de la conca, amb un gradient positiu de precipitació sud-nord de +1,84% cada km. A la capçalera de la conca la precipitació anual és major (1200 mm), però les tempestes són més intenses a la part mitjana, i es produeixen amb un desfase temporal mitjà de 50 min respecte la capçalera. A més a més, s'han ajustat polinomis que estimen el valor ajustat de precipitació per cada subconca a partir d'un pluviòmetre només, amb coeficients d'ajust d'entre el 70 i el 90%.

D'altra banda, s'ha mesurat un error mitjà de -13% en la mesura local de la precipitació, a partir de les dades de la xarxa pluviomètrica oficial. S'hi ha d'afegir a més a més un error mitjà del -15% en estimar la precipitació per subconques pel mètode dels polígons de Thiessen.

En definitiva, de cara a estudis hidrològics, s'han detectat dos tipus d'error en l'ús de la xarxa oficial d'estacions: l'estimació de precipitació, que suposa assumir un error mitjà per defecte proper al 30%; i el desfase temporal de la precipitació entre subconques. El primer es pot solventar amb l'ús de polinomis d'ajust; el segon, amb la instal·lació estratègica de pluviògrafs.

ABSTRACT

Rainfall spatial variability in mountainous basins due to topography is not properly assessed by the sparse official raingauges. This introduces a base error for water resources studies.

A rainfall spatial variability study in the Isábena basin is conducted during the period 2000-2001, using a network of 26 manual and 3 automated raingauges, located at diverse sites and altitudes. Through cluster analysis, 3 rainfall patterns were found, corresponding to the higher, medium, and lower part of the basin. An average rainfall increase of 1.84% per kilometre northwise was obtained. Total rainfall is higher at the head of the basin (1200 mm per year), but storms are more intense at the medium part, and there's an average temporal lag of 50 minutes in the starting time of the events. Polynomials were derived to fit subbasin rainfall from one single raingauge data, with percent of variance explained from 70 to 90%.

On the other hand, an average error of -13% of rainfall local measure has been measured at the official raingauges, with an extra -15% error when estimating subbasin error using Thiessen polygons.

To conclude, for hydrological purposes, there are two main sources of error using official raingauge network data: rainfall estimation, with an error up to -30%; and rainfall temporal lag between subbasins. The first one can be solved using fitting polynomials, and the later using a proper raingauge network..

INDICE CAPITULO 2: Análisis de la variabilidad espacial de la precipitación en la cuenca del Isábena

1	Introducción y objetivos	25
2	Metodología.....	29
2.1	Registro de datos de precipitación.....	30
2.1.1	Diseño de campo	30
2.1.2	Estimación del periodo de retorno de los eventos registrados	34
2.1.3	Estimación del error de medida	35
2.2	Análisis de intensidad y duración de los eventos de precipitación.....	35
2.3	Análisis de la distribución espacial de la precipitación.....	36
2.3.1	Gradientes espaciales de precipitación.....	36
2.3.2	Análisis de conglomerados (<i>clusters</i>).....	37
2.3.3	Análisis predictivo de la precipitación en cualquier punto de la cuenca.....	37
2.4	Análisis de la precipitación integrada a nivel de subcuencas.....	38
2.4.1	Estimación de la precipitación a nivel de subcuencas.....	38
2.4.2	Obtención de polinomios predictivos a nivel de subcuenca.....	40
2.4.3	Comparación entre metodologías de estimación areal de precipitación.....	40
3	Resultados.....	41
3.1	Precipitación registrada durante el periodo de estudio.....	41
3.1.1	Datos del I.N.M.	41
3.1.2	Datos de los totalizadores	46
3.1.3	Datos de los pluviógrafos	48
3.1.4	Comparación de registros de precipitación	50
3.2	Análisis de intensidad y duración de los eventos de precipitación.....	53
3.2.1	Comparación de los pluviógrafos de Corva, Las Paúles y Serraduy.....	53
3.2.2	Comparación entre los pluviógrafos de Las Paúles y Serraduy	56
3.2.3	Eventos tormentosos registrados en el pluviógrafo de Serraduy, Mayo 2000- Abril 2002.....	59

3.3	Análisis de la distribución espacial de la precipitación.....	60
3.3.1	Gradientes espaciales de precipitación.....	60
3.3.2	Análisis de conglomerados.....	61
3.3.3	Análisis predictivo de la precipitación en cualquier punto de la cuenca.....	64
3.4	Análisis de la precipitación integrada a nivel de subcuencas.....	67
3.4.1	Estimación de la precipitación a nivel de subcuencas.....	67
3.4.2	Obtención de polinomios predictivos a nivel de subcuenca.....	69
3.4.3	Comparación entre metodologías de estimación areal de precipitación.....	72
4	Conclusiones.....	74
5	BIBLIOGRAFIA.....	76

INDICE DE FIGURAS (Capítulo 2)

Figura 2.1. Esquema metodológico para el estudio de precipitación en la cuenca del río Isábena.....	29
Figura 2.2.- Mapa de localización de las subcuencas del Isábena, así como de los pluviómetros del I.N.M., de los pluviógrafos propios, y de los pluviómetros totalizadores propios (lista en la Tabla 2.1).....	31
Figura 2.3.- Totalizador de Congustro (nº22).....	32
Figura 2.4.- Pluviógrafo automático Campbell en Corva, con placa solar en su base.....	32
Figura 3.5.- Regresión lineal entre la lluvia en Lascuarre y la lluvia en Capella.....	39
Figura 2.6.- Comparación de precipitaciones trimestrales (años 2000-2001) con la medias de las series históricas, para las estaciones del I.N.M.de Lascuarre, Serraduy y Las Paúles.....	42
Figura 2.7.- Precipitación diaria (mm) en la estación del I.N.M. de Serraduy (2000-2001).	44
Figura 2.8.- Precipitaciones máximas diarias por trimestres en las estaciones de Lascuarre, Serraduy y Las Paúles, para los años 2000 y 2001.....	45
Figura 2.9.- Precipitación media de los totalizadores de la subcuenca del la Cabecera del Isábena para los eventos durante el periodo de estudio.....	47
Figura 2.10.- Pluviometría en la cuenca del Isábena, datos de los totalizadores en el evento del 16/12/2000.....	48
Figura 2.11.- Precipitación durante el periodo junio-noviembre de 2000 en los pluviógrafos de Corva, Las Paúles y Serraduy, distinguiendo la cantidad recogida en tormentas de magnitud > 10 mm.....	49
Figura 2.12.-Precipitación quinceminutal del episodio de 10/6/2000 para los pluviógrafos de Serraduy, Las Paúles y Corva.....	50
Figura 2.13.- Precipitación mensual en Serraduy (septiembre a noviembre 2001) según la medida de totalizador, de pluviógrafo y del I.N.M.	51
Figura 2.14.- Precipitación acumulada (mm) comparativa del pluviógrafo y la estación del I.N.M. de Serraduy, año 2000.....	52
Figura 2.15.- Precipitación acumulada (mm) comparada entre del pluviógrafo y la estación del I.N.M. de Serraduy, año 2001.....	53
Figura 2.16.- Hietograma acumulado medio para los tres pluviógrafos y para los eventos comunes en el periodo junio-noviembre 2000.....	55
Figura 2.17.- Hietograma acumulado medio para los pluviógrafos de Serraduy y Las Paúles, para los eventos comunes en el periodo junio 2000 a abril de 2002.....	58

Figura 2.18.- Dendograma resultante de la clasificación por conglomerados jerárquicos de los datos de los totalizadores de precipitación (para la localización, ver Figura 2.2 y Tabla 2.1).....	62
Figura 2.19.- Precipitación total (mm) durante el periodo de funcionamiento de los totalizadores, y agrupación de los totalizadores en tres clusters (coordenadas UTM 31N).....	63
Figura 2.20.- Gráfico de residuos de la Ecuación 2.2 según la precipitación observada.	66
Figura 2.21.- Residuos de la validación de la Ecuación 2.2.....	67
Figura 2.22.- Hietograma para el evento de 21 Octubre 2000 en la subcuenca de Cabecera.	69
Figura 2.23.- Residuos (mm) de la aplicación de los polinomios de ajuste a la precipitación por subcuencas.....	71
Figura 2.24.- Diferencia (mm) en la estimación de la precipitación por subcuenca comparando la metodología tradicional de interpolación por polígonos Thiessen de datos I.N.M., con la estimación en base a los datos de los totalizadores.	73

INDICE DE TABLAS (Capítulo 2)

Tabla 2.1. Localización de los pluviómetros (coordenadas UTM 31N).	33
Tabla 2.2.- Periodos de operatividad, y número de tormentas >10 mm en los pluviógrafos automáticos de Serraduy, Las Paúles y Corva.....	34
Tabla 2.3.- Periodos de retorno de los eventos de precipitación más importantes.....	46
Tabla 2.4.- Valores medios de diferentes parámetros de intensidad y duración para las tormentas registradas simultáneamente en los pluviógrafos de Corva, Las Paúles y Serraduy.	54
Tabla 2.5.- Intensidad y precipitación total por pluviógrafos de todas las tormentas durante el periodo junio-noviembre 2000.	56
Tabla 2.6.- Valores medios de diferentes parámetros de intensidad y duración para las tormentas registradas simultáneamente en los pluviógrafos de Las Paúles y Serraduy.	57
Tabla 2.7.- Resumen de características de las tormentas >10 mm registradas en los pluviógrafos de Las Paúles y Serraduy durante el periodo de funcionamiento simultáneo.....	58
Tabla 2.8.- Principales características de los eventos de lluvia superior a 10 mm en el pluviógrafo de Serraduy durante el periodo mayo 2000- abril 2002.....	59

Tabla 2.9. Resultados de la regresión lineal por el procedimiento <i>stepwise</i> para las variables X,Y,Z, en relación a la variabilidad de la precipitación.	60
Tabla 2.10. Comparación del análisis multivariante tomando como referencia las estaciones de Espés (propia) y Las Paúles (INM).....	64
Tabla 2.11. Resultados de la regresión lineal por el procedimiento <i>stepwise</i> para las variables X,Y,Z, P _(Espés) , P _(Congustro) , P _(Casa Calvet)	65
Tabla 2.12. Precipitación (mm) registrada para cada episodio de lluvia y cada subcuenca, así como la media de todas las estaciones de la cuenca del Isábena.	68
Tabla 2.13. Regresiones lineales para la mejor estimación la precipitación en las subcuencas del Isábena.	70
Tabla 2.14.- Errores porcentuales medios de los polinomios de ajuste para las diferentes subcuencas, y errores de los dos episodios de validación.	71
Tabla 2.15.- Errores porcentuales de estimación de precipitación por subcuenca comparando la metodología tradicional (Thiessen) con las estimaciones interpolando datos de los totalizadores.....	72

1 Introducción y objetivos

El conocimiento de la precipitación y su distribución espacial y temporal es fundamental para una correcta caracterización de la respuesta hidrológica de la cuenca y la evaluación de sus riesgos, así como para la cuantificación de los recursos hídricos, especialmente en zonas de cabecera con importante variabilidad climática.

El comportamiento de las precipitaciones en regiones de montaña no es muy conocido debido a la falta de información detallada. Abundan estudios sobre el patrón de precipitación de cuencas en concreto (por ejemplo, Della Lucia *et al.*, 1975; Llemmit y Suan, 1976; Florido y Baconguis, 1976), pero es más difícil encontrar estudios que generalicen gradientes de precipitación.

Se acepta, sin embargo, que en general las precipitaciones aumentan con la altura en lo que se conoce como gradiente hipsométrico de precipitaciones. Además, este gradiente se supone positivo sólo hasta cierta altura, llamada punto crítico de inversión, a partir de la cual el gradiente disminuye. Este punto (altitud óptima pluvial) depende de diferentes factores como la altura orográfica, la orientación, la distancia al mar u océano, etc. El efecto orográfico es más o menos intenso según las características de la corriente de aire incidente. Cuanto más húmeda sea esta, menor elevación orográfica necesitará para condensar y precipitar. Llasat y Puigcerver (1992), mediante regresiones lineales con las estaciones meteorológicas, dedujeron que la altitud explica un 64% de la variabilidad de la precipitación. También encontraron un gradiente altitudinal de 11 mm cada 100m para el evento del 6 Noviembre de 1982 que sumó hasta 600mm de precipitación en los Pirineos Orientales, deduciendo una regresión lineal en que la altitud del pico más cercano explicaba un 80% de la variabilidad de la precipitación. La distancia al mar y la orientación de las cadenas montañosas también se consideraron importantes. En Francia, (Remenieras, 1974) se ha determinado una altitud óptima pluvial de 2.000 m en los PreAlpes, con un gradiente medio de 1,5mm/m para altitudes inferiores. En la vertiente norte de los Pirineos se reporta un gradiente de 1,2 mm/m entre 1.000 y 1.500 m; de 0,5 mm/m entre 1.000 y 2.000 m, y de 0,9 mm/m entre 2.000 y 2.500 m. En la cuenca de Reynolds Creek, de 234 km², en Idaho, Johnson y Hanson (1995) calcularon un gradiente de 0,6mm/m entre 1.200 y 2000 m de altitud.

Sin embargo, diferentes estudios (Kieffer Weisse y Bois, 2001) han mostrado que la altitud no es la única variable explicativa de la variabilidad de la precipitación, ya que en muchos casos también influyen la pendiente, la exposición, la orientación e incluso la distancia al mar. Spreen (1947) mostró que todos estos factores explicaban el 88% de variabilidad de precipitación en Colorado, y de entre ellos, la altitud explicaba únicamente el 30%. En Japón, donde por la cercanía al mar el efecto Foehn es importante, se ha visto como a mayor exposición a los vientos dominantes, la precipitación registrada es también mayor (Oki *et al.*, 1991; Tang-Chang *et al.*, 1998). En Nueva Zelanda, Henderson y Thompson (1999) registraron un gradiente espacial de precipitación de +5,3% por km en los 20 km que separan la franja costera de la cordillera de los Alpes del Sur. Un estudio sobre el Himalaya también pone de manifiesto un gradiente altitudinal y de orientación (Dhar y Battacharya, 1976).

La heterogeneidad espacial de la precipitación aumenta en el caso de precipitaciones de tipo convectivo. En una pequeña cuenca semiárida de 5 ha en Estados Unidos, y para

precipitaciones convectivas, Goodrich *et al.* (1995) encontraron variaciones de 0,28 a 2,48 mm por cada 100m en horizontal, siendo la media de la variabilidad de 1,2 mm/100m, lo cual supone una variación del 4 al 14% cada 100m respecto de la precipitación media en esa minicuenca.

Existen métodos como el de Spreen (Dugo *et al.*, 1994) para el cálculo de una precipitación en una zona de montaña, a partir de los parámetros elevación, orientación y exposición, que en definitiva se basan en un ajuste estadístico de datos empíricos para una región determinada. Por otro lado, Desurosne *et al.* (1991) encuentran en Francia correlaciones entre la precipitación en el fondo de los valles y la precipitación en la sierra. Andrieu *et al.* (1996) desarrollaron una metodología para tener en cuenta el efecto orográfico en la previsión de precipitación en la región mediterránea de Cévennes.

Una buena estimación de la precipitación es un primer paso crucial para una buena estimación de la respuesta hidrológica de una cuenca mediante el uso de modelos. Comparando cuencas de diferentes tamaños y diferentes modelos hidrológicos, Andreassian *et al.* (2001) señalan, que es en cuencas pequeñas (en su caso 70 km²) cuando resulta más determinante el efecto de una buena estimación de la precipitación, y que, por tanto, justifica la instalación de una densa red de pluviógrafos a tal efecto. Faures *et al.* (1995) también coinciden al indicar que para incorporar la variabilidad espacial de la precipitación de cara a una modelización hidrológica fiable, en una minicuenca 5 ha, es básica la instalación de una red de varios pluviógrafos con una densidad adecuada a la escala de estudio.

Existen diferentes métodos para integrar estos datos puntuales a nivel de una región o una cuenca, como pueden ser el método de la media aritmética, la media ponderada según la curva hipsométrica, el de las isoyetas, el método de los polígonos de Thiessen, la ponderación por el inverso de la distancia, o por inverso del cuadrado de la distancia (Remenieras, 1974; Singh, 1976; Bras y Rodríguez-Iturbe, 1976; Dugo *et al.*, 1994). Otros métodos más recientes utilizan curvas de intensidad-duración-frecuencia a nivel de cuenca (Sivapalan y Blöschl, 1998), procedimientos geoestadísticos (Pardo-Iguzquiza, 1998), o bien el uso conjunto de redes de pluviógrafos junto con imágenes de radar meteorológico (López *et al.*, 1989) o de satélite (Grimes *et al.*, 1999).

En las últimas dos décadas, la proliferación para uso civil de satélites de observación con fines medioambientales, así como la instalación de radares meteorológicos, ha hecho que se desarrollen multitud de estudios y programas para obtener datos remotos sobre precipitación.

En cuanto a estudios basados en **imágenes de satélite**, en general se ha buscado el uso de imágenes en el rango del infrarrojo (Moore *et al.*, 1983), que se ha demostrado sensible a la temperatura de nubes y a la humedad atmosférica en general, por ejemplo mediante el satélite NOAA (Scofield y Oliver, 1977; Kakane y Imbernon, 1992); el GOES (Shih, 1989; Shih, 1990); el METEOSAT en el Sáhara (Dugdale *et al.*, 1991) y en el Nilo (Tsintikidis *et al.*, 1999; Georgakakos *et al.*, 2001); e incluso combinando imágenes infrarrojas con modelos de precipitación (Grassotti y Garand, 1994). En cualquier caso, actualmente su uso se restringe a zonas en que no se disponga de radares meteorológicos, ya que estos ofrecen en general una mejor resolución espacial y temporal.

El uso de la **señal radar** para estimar precipitación se remonta a los años 70 (Riggio y Carr, 1974), pero la generalización de su uso se ha producido en los 90, en paralelo al aumento de cobertura de radares meteorológicos disponibles. Se desarrollaron metodologías para la transformación del eco radar a intensidad de lluvia (Dalezios, 1990; Rosenfeld *et al.*, 1994; Cassiraga y Gómez-Hernández, 1997) Dicho uso aún presenta múltiples problemas técnicos para una cuantificación fiable, entre ellos la subestimación que aumenta con la distancia al radar y la presencia de obstáculos orográficos. Sin embargo, el hecho de disponer de información de precipitación distribuida espacialmente ha permitido su aplicación para la mejora de la modelización hidrológica de cuencas (Schell *et al.*, 1992; Pessoa *et al.*, 1993; Mimikou y Baltas, 1996; Sun *et al.*, 2000) , tendiendo hacia modelos distribuidos capaces incluso de predicciones en tiempo real.

Uno de los problemas añadidos en áreas de montaña, en este caso la cuenca del Isábena, es la escasez de estaciones meteorológicas que, aparte de no tener una distribución homogénea en el espacio, tienen registros deficientes (periodos de tiempo cortos y/o con falta de datos). Además, la intensidad máxima no suele coincidir en el tiempo ni en cantidad en las diferentes partes de la cuenca, con lo que los datos de estaciones pluviométricas (situadas en los valles) suelen originar errores por defecto en este sentido (García *et al.*, 2000).

En el caso de la cuenca del río Isábena, los datos de precipitación disponibles *a priori* se limitan a una serie de estaciones situadas en valles adyacentes a la cuenca, como son las estaciones de Campo, Seira, El Grado y Benasque, en las cuales sí se dispone de series históricas cercanas a los 30 años.

En cuanto al análisis específico de la distribución de la precipitación, cabe destacar que, pese a su importante superficie, la cuenca del Isábena no cuenta con series pluviométricas suficientemente largas. Tampoco se ha hecho un esfuerzo de evaluación de los diferentes aportes dentro de la cuenca, de cara a efectuar un balance hídrico. Existen, no obstante, estudios de estimación de precipitación anual en la zona (Del Valle, 1997), pero siempre se trata de medias anuales, basadas en series de estaciones pluviométricas exteriores a la zona. Actualmente funcionan en la cuenca, de manera más o menos regular, 3 pluviómetros del Instituto Nacional de Meteorología (INM), concretamente en Las Paúles (en la parte alta), en Serraduy (en la parte media) y en Lascuarre (en la parte baja de la cuenca), pero únicamente se disponen de series históricas de 11, 12 y 8 años, respectivamente. La Figura 2.2 muestra la localización de dichas estaciones en la cuenca del Isábena.

La estimación de la precipitación en base a estaciones exteriores a la cuenca, con frecuencia situadas en fondos de los valle, conlleva un error de importancia, teniendo en cuenta las diferencias debidas a la escarpada orografía, orientación y a las acusadas diferencias norte-sur. Estas últimas se intuyen a primera vista viendo las variaciones de la vegetación, que pasa de encinares y carrascales de las solanas de la parte baja a bosques de pino silvestre y pastos subalpinos en la cabecera.

En vista de la problemática anterior y la importancia de la información pluviométrica detallada en el estudio de la respuesta hidrológica de la cuenca del río Isábena, se plantean los siguientes objetivos:

- El estudio de la distribución espacial de la precipitación asociada a episodios de lluvia en la cuenca y subcuencas del Isábena, así como los parámetros que más determinantes de su variabilidad.
- El desarrollo de modelos que permitan la estimación de la precipitación en las subcuencas a partir de los datos de las estaciones meteorológicas que funcionan actualmente en la cuenca.
- La cuantificación de las diferencias en la estimación de la precipitación a partir de datos de diferente grado de detalle.
- La generación de información pluviométrica para el análisis de la respuesta hidrológica de la cuenca (precipitación y hietogramas por subcuencas).

2 Metodología

El esquema metodológico seguido para el análisis de las características de las lluvias y su variabilidad espacial en la cuenca del río Isábena se presenta en el diagrama de la Figura 2.1.

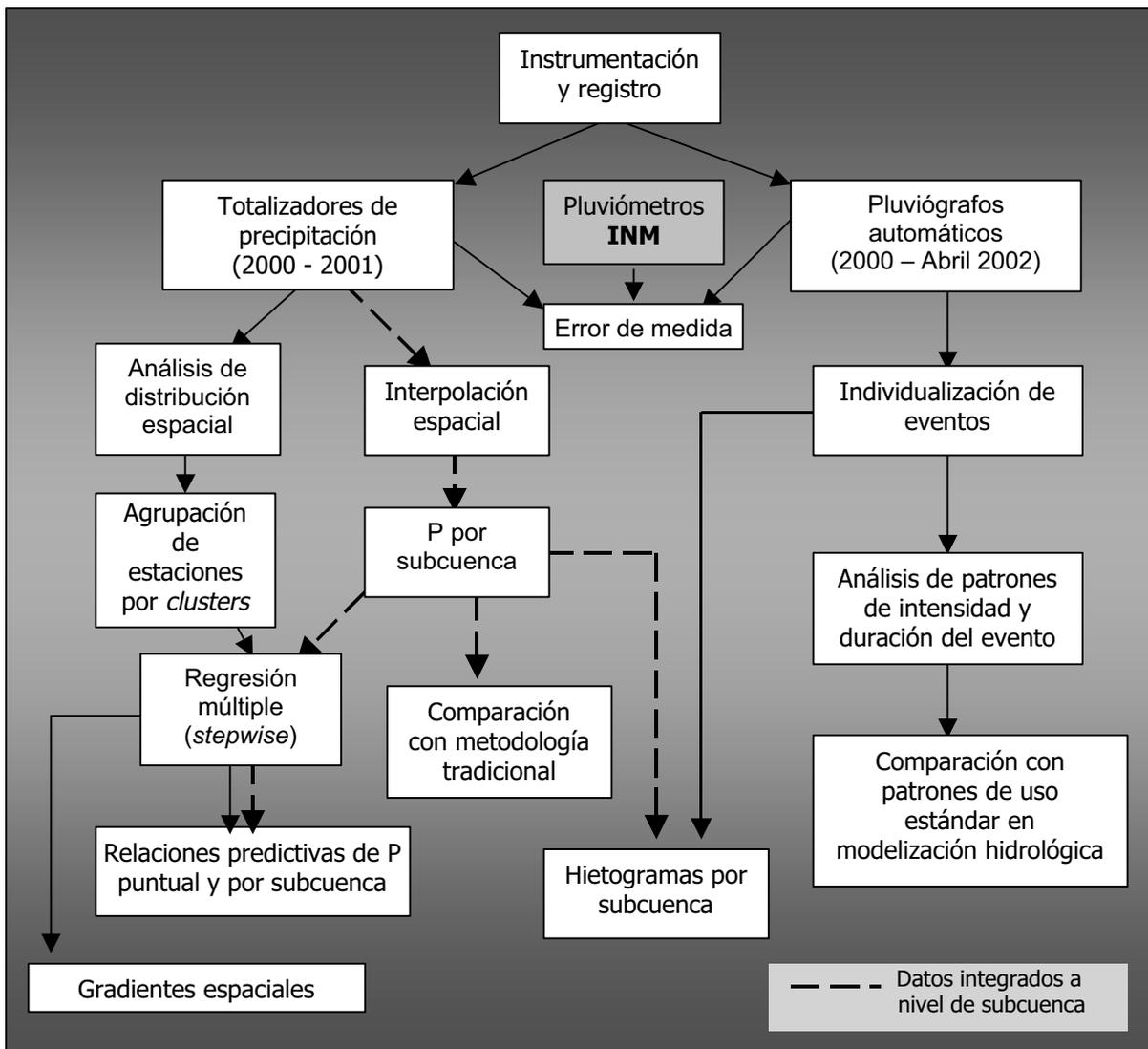


Figura 2.1.- Esquema metodológico para el estudio de precipitación en la cuenca del río Isábena.

2.1 Registro de datos de precipitación

2.1.1 Diseño de campo

Puesto que el objetivo es caracterizar la distribución y variabilidad de la precipitación en la cuenca del río Isábena de cara a su aplicación al posterior estudio de la dinámica hidrológica de la cuenca, el trabajo para obtener datos de campo de precipitación se centró en las cinco subcuencas principales del Isábena (de norte a sur): la Cabecera de la cuenca, el arroyo de Villacarli, la subcuenca de Carrasquero, la subcuenca de Ceguera y la de Lascuarre (Figura 2.2).

La zona norte es más escarpada y lluviosa, por tanto ha de tener más influencia en la generación de caudal de salida de la cuenca. Esto justifica la instalación una red de pluviómetros más densa en esta parte norte, para caracterizar mejor esta variabilidad.

Se instalaron dos tipos de equipos de medición: pluviómetros totalizadores y pluviógrafos registradores automáticos. Por una parte, se instalaron 3 pluviógrafos totalizadores en la parte media-alta de la cuenca, concretamente en las subcuencas de Cabecera y Villacarli. Por otra parte, se instalaron 26 pluviómetros totalizadores a diferentes altitudes y orientaciones, y siempre en lugares accesibles por pista forestal. Se distribuyeron de la siguiente manera: 16 en la cuenca de Cabecera; 5 en la del arroyo de Villacarli; 2 en la de Ceguera; 1 en la de Carrasquero; y 4 en la de Lascuarre.

Los pluviómetros que se instalaron son totalizadores (Figura 2.3), según modelo de la *Association Scientifique de France* (Remenieras, 1974), y constan de una entrada en cilindro más embudo de un diámetro de 20 cm, a una altura de 1,5 m, y con un ángulo de visión mínimo de 45°. Una manguera conduce el agua del embudo a un bidón de 5 litros (enterrado bajo tierra para evitar la evaporación). En cuanto a los pluviógrafos registradores, son Campbell Scientific de balancín (Figura 2.4), con una precisión de 0,2 mm/balanceo, junto con un registrador de datos Campbell CR510. Cabe destacar que el pluviógrafo de Corva, instalado a más de 2.200 m en un lugar de difícil acceso, con alimentación mediante placa solar, únicamente fue operativo durante 6 meses en el año 2000.

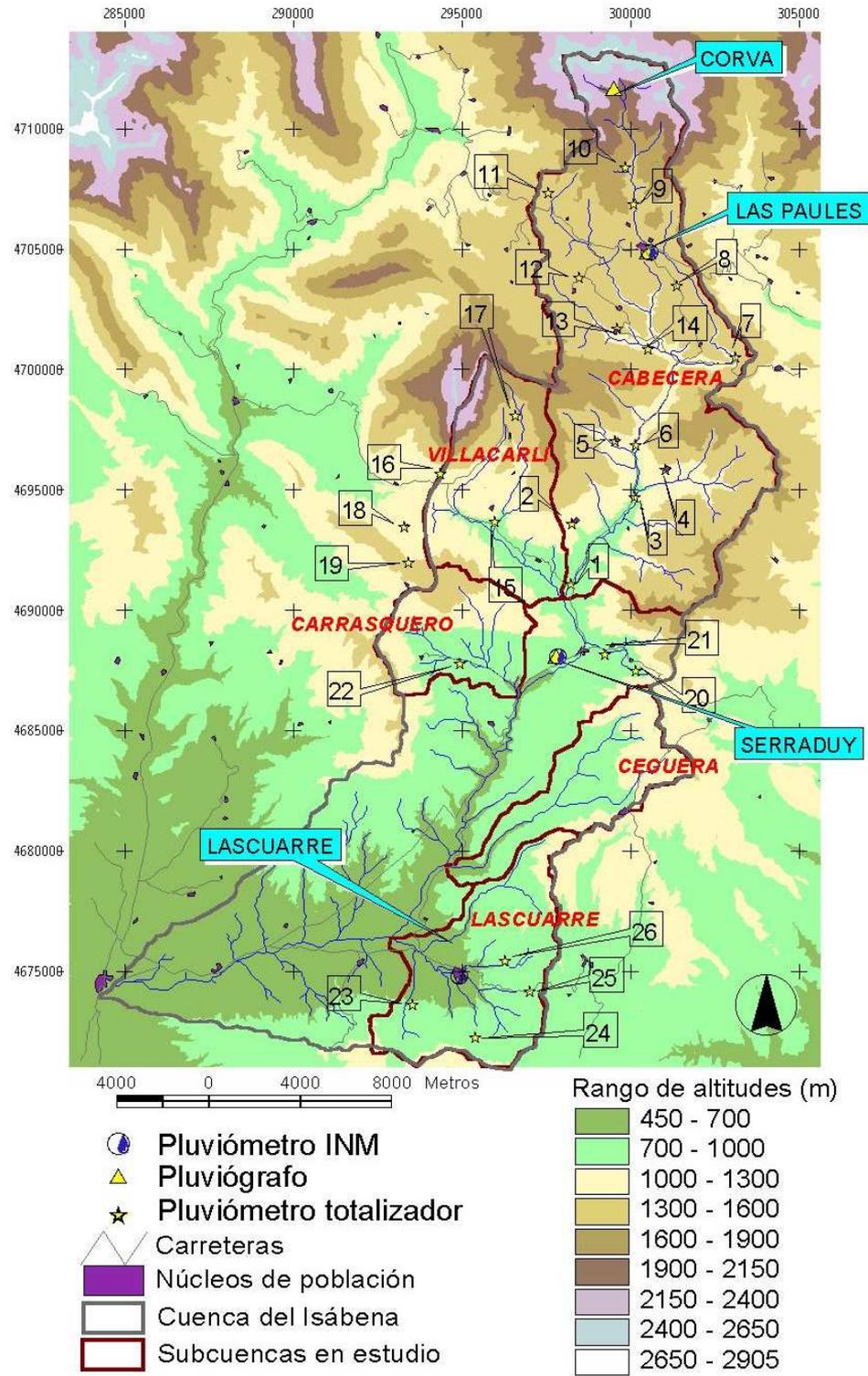


Figura 2.2.- Mapa de localización de las subcuencas del Isábena, así como de los pluviómetros del I.N.M., de los pluviógrafos propios, y de los pluviómetros totalizadores propios (lista en la Tabla 2.1).



Figura 2.3.- Totalizador de Congustro (nº22).



Figura 2.4.- Pluviógrafo automático Campbell en Corva, con placa solar en su base.

En la Tabla 2.1, y la Figura 2.2 se recoge la nomenclatura, la localización y la altitud de los pluviómetros y pluviógrafos instalados. La difícil accesibilidad de algunas zonas de la cuenca no permitió ubicar pluviómetros en zonas más altas, aunque se procuró repartirlos por los valles principales.

Tabla 2.1. Localización de los pluviómetros (coordenadas UTM 31N).

Nº de orden	Nombre	X (m)	Y(m)	Altitud (m)	Subcuenca	Tipo
1	Casiasas	299688	4691134	850	Cabecera	Totalizador
2	Visalibons	299741	4693606	1069	Cabecera	Totalizador
3	Herrerias	302306	4694731	945	Cabecera	Totalizador
4	Calvera	303615	4695874	1225	Cabecera	Totalizador
5	Ballabriga	301533	4697051	1183	Cabecera	Totalizador
6	Obarra	302366	4696879	1020	Cabecera	Totalizador
7	Pedreira	306485	4700542	1302	Cabecera	Totalizador
8	Pallera	304072	4703517	1492	Cabecera	Totalizador
9	C. de Arcas	302289	4706889	1495	Cabecera	Totalizador
10	El Ginestar	301944	4708436	1648	Cabecera	Totalizador
11	C. de Fadas	298793	4707365	1492	Cabecera	Totalizador
12	Abella	300046	4703841	1467	Cabecera	Totalizador
13	Espés	301593	4701728	1363	Cabecera	Totalizador
14	Rio Blanco	302880	4700884	1213	Cabecera	Totalizador
15	Tor. la Ribera	296559	4693684	990	Villacarli	Totalizador
16	Pueyo	294285	4695721	1210	Villacarli	Totalizador
17	El Turbón	297395	4698252	1514	Villacarli	Totalizador
18	Sala	292810	4693513	1139	Villacarli	Totalizador
19	Chordal	293015	4692001	1352	Villacarli	Totalizador
20	Riguala	302361	4687518	1008	Ceguera	Totalizador
21	La Vileta	301117	4688154	888	Ceguera	Totalizador
22	Congustro	295117	4687790	840	Carrasquero	Totalizador
23	Castesillo	293184	4673622	731	Lascuarre	Totalizador
24	Llavanera	295761	4672282	854	Lascuarre	Totalizador
25	C. Trucator	298022	4674193	863	Lascuarre	Totalizador
26	Casa Calvet	296973	4675467	777	Lascuarre	Totalizador
27	Serraduy	299160	4688040	763	Carrasquero	Registrador
					-Ceguera	
28	Las Paúles	302900	4704912	1440	Cabecera	Registrador
29	Corva	301430	4711700	2160	Cabecera	Registrador

La toma de datos en los 26 pluviómetros y 3 pluviógrafos (Abril 2000 - Abril 2002) se llevó a cabo en cinco periodos diferenciados, impuestos por pausas invernales obligadas, debido a la inaccesibilidad de los pluviómetros; y pausas estivales debido a la ausencia de lluvias y al gran componente local de los fenómenos tormentosos.

Los periodos de estudio y el número de eventos de precipitación registrados en cada uno fueron los siguientes:

- Del 1 de abril al 15 de junio de 2000: 5 eventos
- Del 1 de septiembre al 16 de diciembre de 2000: 5 eventos
- Del 1 de marzo al 29 de junio de 2001: 5 eventos
- Del 1 de septiembre al 3 de diciembre de 2001: 3 eventos
- Del 1 de marzo al 30 abril de 2002: 7 eventos (sólo pluviógrafos).

En total se registraron 18 eventos en la cuenca (y 7 más sólo con pluviógrafos). Esto no significa que solamente lloviera esos días, sino que hubo 18 eventos importantes y con precipitación generalizada.

En la Tabla 2.2 se representan los meses en que los pluviógrafos instalados en la cuenca del Isábena fueron operativos, así como el número de eventos registrados.

Tabla 2.2.- Periodos de operatividad, y número de tormentas >10 mm en los pluviógrafos automáticos de Serraduy, Las Paúles y Corva.

	Año 2000												Año 2001												2002			
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A
Serraduy					4	2	1	1	3	3	4				0	1	2	0	3	0	4	1	1	0	0	0	2	5
Las Paúles						1	0	0	4	3	1					2	5					1	0			0	2	5
Corva						2	1	0	2	2	1																	

A diferencia de los totalizadores, el control de los pluviógrafos de Serraduy y Las Paúles se prolongó hasta abril de 2002, lo cual permitió registrar 7 episodios de precipitación superiores a los 10 mm durante los meses de marzo y abril de 2002.

Los datos se registran en el momento hay movimiento del balancín, es decir cada 0,2 mm de precipitación, aunque se integran en intervalos de 1 min. Sin embargo, para su comparación y representación se han agrupado también en intervalos de 15 min.

En la Tabla 2.2 se refleja el número de tormentas de precipitación superior a los 10 mm que se registraron en los tres pluviógrafos durante el periodo en que estuvieron operativos. En total, para la estación de Serraduy, se diferenciaron 37 hietogramas de precipitación total superior a los 10 mm. El pluviógrafo de Las Paúles registró 24 eventos > 10 mm, y la de Corva 8, durante el periodo en que estuvieron operativas. De esos episodios, 16 de ellos fueron registrados simultáneamente por los pluviógrafos de Las Paúles y Serraduy, y 5 de ellos fueron registrados por los tres pluviógrafos (Serraduy, Las Paúles y Corva).

Se planteó la toma de datos (es decir, el vaciado de los bidones) cada vez que hubiese un episodio de lluvia generalizado en la cuenca del Isábena. Para ello se estuvo en contacto con el Sr. Baltasar Ballarín, responsable de la estación del Instituto Nacional de Meteorología (INM) en Serraduy, en la parte media de la cuenca.

El vaciado del registrador de datos de los pluviógrafos se hizo periódicamente, como máximo cada tres meses, que es la duración aproximada de la batería.

2.1.2 Estimación del periodo de retorno de los eventos registrados

Para estimar el periodo de retorno de los eventos registrados, se procedió de dos maneras, en primer lugar (T₁) considerando la exigua serie histórica de cada estación, que tiene una

duración de 9 años para Serraduy, 4 para Lascuarre y 2 (incompletos) para LasPaúles. En segundo lugar, en base a estaciones del I.N.M. exteriores a la cuenca (Eriste, Seira, Graus, en la cuenca del Ésera, al oeste; Vilaller, El Pont de Suert y Escalles, en la cuenca del Noguera-Ribagorzana, al este), y mediante una ponderación por el inverso de la distancia y un ajuste por Gumbel, se obtuvo una segunda estimación del periodo de retorno (T_2).

2.1.3 Estimación del error de medida

A fin de comparar la precisión de la medida de precipitación de las tres fuentes de información que se manejan (pluviógrafos, pluviómetros totalizadores, y pluviómetros del Instituto Nacional de Meteorología o I.N.M.), se instaló un totalizador y un pluviógrafo junto al pluviómetro oficial del I.N.M. en Serraduy, en la parte media de la cuenca.

En primer lugar se contrastaron las tres fuentes (totalizador, pluviógrafo y INM) integrando temporalmente los datos según los periodos de control del totalizador, a fin de hacer comparables los datos. Se compararon los eventos del periodo Septiembre a Diciembre de 2001.

En segundo lugar, con una resolución temporal diaria, se contrastaron los datos del pluviómetro del INM en Serraduy con los datos del pluviógrafo automático, integrados en periodos diarios, de 8:00 a.m. a 8:00 a.m. Se compararon casi dos años de datos en dos periodos, de Mayo a Noviembre de 2000 y de Marzo a Noviembre de 2001.

2.2 Análisis de intensidad y duración de los eventos de precipitación

A partir de los datos disponibles en los tres pluviógrafos registradores en la cuenca (Serraduy, Las Paúles y Corva), se individualizaron los diferentes eventos de precipitación. A continuación, para eventos de magnitud superior a los 10 mm, se hizo un estudio de los hietogramas correspondientes. Las variables a estudiar comparativamente entre los pluviógrafos y para cada episodio fueron:

- Precipitación total;
- Duración total;
- Intensidad máxima, para 1 minuto y para 15 minutos;
- Intensidad media;
- Desfase temporal del inicio de la precipitación;
- Desfase temporal del momento de intensidad máxima;
- Curva porcentual acumulada de precipitación *versus* tiempo;

Todas estas variables son de gran importancia de cara a una posterior modelización hidrológica de la cuenca, por cuanto pueden afectar en igual o mayor medida al hidrograma de salida que se puede derivar a partir de cálculos hidrometeorológicos.

Así, en estudios hidrometeorológicos de avenidas, para la elaboración de hietogramas de diseño a partir únicamente de un dato de precipitación diaria, se suele tomar en general una precipitación de 6 horas o bien de 12 horas, y de distribución temporal simétrica siguiendo la curva de Intensidad-Duración-Frecuencia generada para la estación pluviométrica (Dalré y Ayuga, 1996), con la intensidad máxima situada en el centro del hietograma. Estas asunciones condicionan de gran manera el resultado, especialmente la localización del pico de intensidad máxima en el caso de estudios de avenidas.

2.3 Análisis de la distribución espacial de la precipitación

Para el análisis de la distribución espacial de la precipitación se usó la fuente de datos con mayor densidad de puntos de muestreo, o sea la red de 26 totalizadores. Ello implica que se trata de datos integrados en el tiempo (lluvia de un periodo de varios días) y corresponden a los 18 eventos citados anteriormente.

2.3.1 Gradientes espaciales de precipitación

El objetivo era la búsqueda de patrones espaciales de variabilidad, es decir gradientes nort-sur, este-oeste, o altitudinales, de la lluvia.

Se planteó un análisis multivariante mediante regresión lineal por el procedimiento 'paso a paso' o *stepwise* (Esbensen *et al.*, 1996) para relacionar los datos de lluvia con la longitud (coordenada X), la latitud (coordenada Y), y la altitud (coordenada Z). El criterio de entrada y salida de variables en la regresión fue el de un nivel de significación de 0,05. El software estadístico utilizado fue el SAS 8.0©.

Se usó la *F de Snedecor* para determinar si la regresión es explicativa, y la *t de Student* para determinar si las variables incluidas eran significativas en cuanto a la explicación de la variabilidad de la precipitación.

Para incluir los datos de todos los eventos de lluvia en un mismo polinomio de ajuste, se transformaron los mm de lluvia en porcentaje de lluvia respecto de la media para cada episodio. Así, se ajustó un polinomio en el que la variable explicativa era el porcentaje de variación de la precipitación en un punto respecto de la precipitación media de la cuenca. De esta manera se consiguió individualizar los gradientes pluviométricos para las diferentes variables analizadas: longitud, latitud y altitud.

2.3.2 Análisis de conglomerados (*clusters*)

Se clasificaron las estaciones totalizadoras en grupos mediante un análisis de conglomerados (*clusters*). Un *cluster* será un grupo de totalizadores en que la lluvia ha presentado un comportamiento similar.

Para el análisis *cluster*, se empleó el programa estadístico SPSS 9.0®, mediante el método jerarquizado (Hartigan, 1975; Álvarez, 2000). Dicho método calcula la distancia euclídea entre vectores que representan cada totalizador, siendo las coordenadas de cada vector los datos de lluvia de los diferentes episodios. Mediante un proceso iterativo va agrupando de dos en dos los totalizadores separados por una menor distancia euclídea. A continuación va incorporando otros totalizadores, siempre clasificando en el conglomerado situado a una distancia euclídea menor. El clasificador jerarquizando sigue agrupando progresivamente los grupos iniciales calculados, aunque jerarquiza estas agrupaciones según la distancia euclídea que los separa.

Así, los resultados se representan en un dendrograma final, que además de mostrar el proceso de agrupamiento, indica la distancia euclídea entre grupos. Al final, si no se establece un número de grupos a priori, el proceso acaba por agrupar todos los totalizadores en un solo grupo.

El número de conglomerados final con el que se decida diferenciar el comportamiento de la cuenca dependerá por lo tanto de la interpretación de este dendrograma resultante, tanto la composición de los grupos como la distancia euclídea que los separa, que es una representación de cuán diferente son los datos de lluvia recogidos durante el periodo de estudio en el conjunto de totalizadores de cada grupo o conglomerado.

2.3.3 Análisis predictivo de la precipitación en cualquier punto de la cuenca

El objetivo era predecir la precipitación en cualquier punto de la cuenca teniendo como variables explicativas disponibles las coordenadas (X,Y,Z) así como los datos en una serie de estaciones pluviométricas de referencia. En este caso se optó por tomar un pluviómetro de cada uno de los grupos de estaciones que se determinaron por análisis *cluster*, pero a su vez cercanas a las estaciones del INM.

En definitiva, se introdujeron seis variables explicativas en un análisis de regresión lineal por el procedimiento *stepwise*: X, Y, Z, junto con los datos de las 3 estaciones de referencia. El procedimiento (usando SAS 8.0 ©) determinó cuáles de ellas explicaban significativamente la variación espacial de la precipitación en la cuenca, cuál era el polinomio de ajuste y cuál era el grado de ajuste (r^2).

Un polinomio de estas características permite inferir cantidades de lluvia en puntos de interés de los que no se tenga datos.

Este polinomio se validó con los datos de los dos últimos eventos registrados en el periodo de estudio, no utilizados durante el proceso *stepwise* de obtención del polinomio. Sería deseable disponer de un mayor número de eventos para la validación, pero dado que

únicamente se disponía de 18 eventos en total, se prefirió reservar únicamente dos para la validación, dejando la mayor parte de datos disponibles para el proceso de modelización del polinomio predictivo. Sin embargo, dichos eventos de validación (3/11/2001 y 3/12/2002) se consideraron suficientemente representativos, al ser de magnitud media-alta y media-baja, respectivamente, respecto de la media de los eventos registrados.

2.4 Análisis de la precipitación integrada a nivel de subcuencas

El dato de precipitación integrado a nivel de subcuenca resulta básico para cualquier estudio hidrológico, especialmente si se aplican modelos hidrometeorológicos agregados. Por ello, representa una fuente de error potencial para dichos estudios.

2.4.1 Estimación de la precipitación a nivel de subcuencas

En primer lugar se integró arealmente la precipitación, para obtener un dato total a nivel de subcuencas. Se optó por el método de interpolación por el inverso de la distancia, que en un estudio previo (Valls, 2002) demostró ser de mejor ajuste para los datos disponibles en la presente investigación.

En definitiva, para cada evento, mediante el software ArcView GIS 3.2 (©ESRI), se generó una cobertura *raster* distribuida (pixel de 30 x 30 m) con el dato de precipitación interpolado ponderando para cada punto las 10 estaciones vecinas por el inverso de la distancia. Posteriormente, se superpuso una máscara de cada subcuenca con la cobertura interpolada de precipitación, y se obtuvo el resumen estadístico. La media aritmética resultante es el dato de precipitación medio integrado para cada subcuenca y cada evento.

En segundo lugar, se obtuvieron los hietogramas individualizados para cada subcuenca y cada evento, que sirven de entrada para la modelización hidrológica del capítulo 3, y son por tanto la base para el análisis de la respuesta hidrológica de las subcuencas. Los datos de precipitación, procedieron de distintas fuentes: el Instituto Nacional de Meteorología, Confederación Hidrográfica del Ebro, y pluviógrafos y pluviómetros totalizadores propios.

El Instituto Nacional de Meteorología (INM) tiene en la cuenca 3 estaciones que disponen de pluviómetros: una en Serraduy, otra en Las Paules y una tercera en Lascuarre. Los datos obtenidos fueron de precipitación diaria. Se usaron para validar el total de lluvia producido en cada evento.

Se usaron también datos de dos pluviógrafos de la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) en la parte baja de la cuenca, concretamente en Capella y en Castigaleu. Los datos que dieron estas estaciones son hietogramas con un lapso de tiempo de 15 minutos.

Finalmente, en el marco de la presente investigación, se instalaron en la cuenca un total de 26 pluviómetros, a diferentes altitudes y orientaciones, y siempre en lugares accesibles por pista forestal. Se distribuyeron de la siguiente manera: 16 en la cuenca de Cabecera; 5 en el

arroyo de Villacarli; 2 en la de Ceguera; 1 en la de Carrasquero y 4 en la de Lascuarre (figura 2.2, capítulo 2). De ellos se obtuvo la lluvia total en cada subcuenca para cada evento (10 eventos en que se ha medido caudal punta). Además, se instalaron 2 pluviógrafos (pluviógrafos automáticos de balancín CAMPBELL de 0.2 mm de precisión), uno en Serraduy y otro en Las Paules. Los hietogramas obtenidos con estos pluviógrafos se registraron con un intervalo de tiempo de 15 minutos.

El objetivo era derivar el hietograma generador de cada una de las 10 crecidas de las que se tenía el caudal punta y/o el hidrograma (3 crecidas de las 10), en cada una de las 5 subcuencas. Se asignó para ello a cada subcuenca un pluviógrafo en razón de su localización (proximidad y altitud). Para la Cabecera del Isábena se utilizó el pluviógrafo de Las Paules. Para las subcuencas de Villacarli y Carrasquero se usó el pluviógrafo de Serraduy. Finalmente, para las subcuencas de Ceguera y Lascuarre se utilizó el pluviógrafo de la Confederación Hidrográfica del Ebro situado en Castigaleu, localizado al norte de la subcuenca de Lascuarre, justo en la intersección con la subcuenca de Ceguera. En paralelo, se comprobó que el total de la lluvia caída en una tormenta fuera aproximadamente igual al medido por los pluviómetros del INM.

Para los dos primeros eventos registrados (Marzo y Abril de 2000) no se disponía de la información de los pluviómetros totalizadores, puesto que aún no estaban instalados. Tampoco se tenían datos del pluviógrafo Castigaleu, puesto que la estación no estaba operativa. Se optó por asignar a las subcuencas de Ceguera y Lascuarre los datos del pluviógrafo de CHE de Capella. Se realizó una regresión entre el total de datos de la estación de Capella (CHE) y los datos de los totalizadores de la subcuenca de Lascuarre (propios). En la Figura 3.5 se muestra la regresión establecida, siendo el resultado una ecuación un coeficiente de determinación de 0,86.

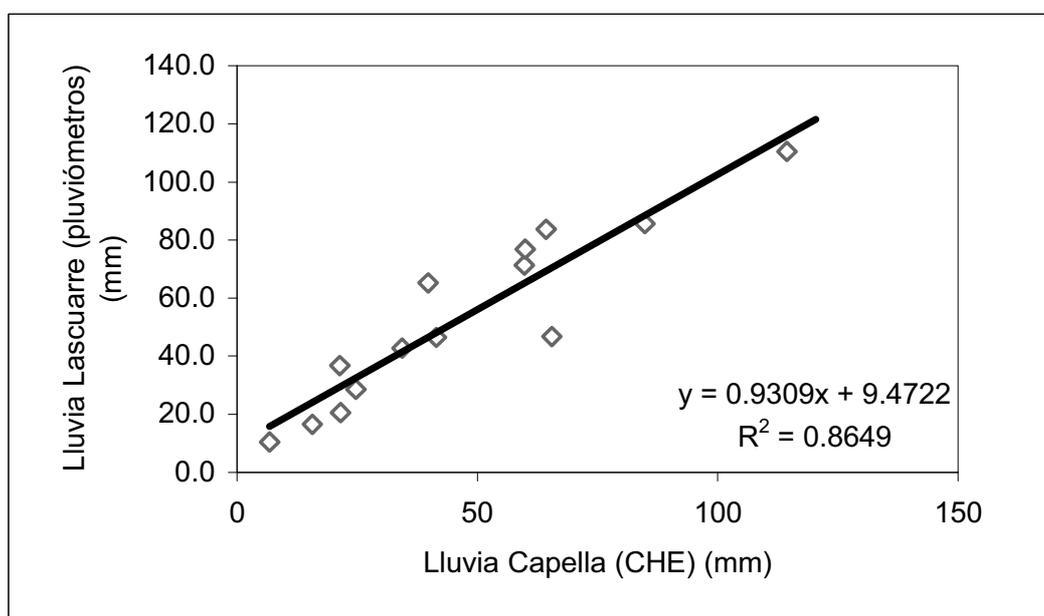


Figura 3.5.- Regresión lineal entre la lluvia en Lascuarre y la lluvia en Capella

Substituyendo en la ecuación de regresión el total llovido en Capella se obtuvo el total llovido en la subcuenca de Lascuarre, y aplicando el cociente [Total Lascuarre / Total Capella] al hietograma de Capella se obtuvo el hietograma para la subcuenca de Lascuarre y de Ceguera. Para el resto de eventos se disponía de todos los datos de pluviómetros y pluviógrafos.

A continuación se determinaron hietogramas de precipitación integrados a nivel de subcuenca. Se dispuso de los datos de milímetros de lluvia totales para cada una de las subcuencas (capítulo 2) y para períodos de tiempo largos (mm totales de cada mes aproximadamente), tomados con los 26 pluviómetros totalizadores. Integrando el dato de los pluviógrafos para el mismo lapso de tiempo que los totalizadores, se estableció la siguiente relación para la precipitación acumulada en cada evento para cada subcuenca:

$$P_{\text{Tormenta subcuenca}} = P_{\text{Tormenta pluviógrafo}} \cdot [(P_{\text{Total subcuenca/mes}}) / (P_{\text{Total pluviógrafo/mes}})]$$

De la aplicación de este ratio a cada uno de los hietogramas obtenidos con los pluviógrafos, se obtuvieron los hietogramas para cada subcuenca y evento.

Finalmente, para las crecidas de abril de 2002, no se disponía de datos de totalizadores debido a que ya se había procedido a su retirada. Por ello se utilizaron los datos del pluviógrafo automático de Serraduy para la subcuenca de Villacarli, y del pluviógrafo automático de Las Paúles para la subcuenca de Cabecera.

2.4.2 Obtención de polinomios predictivos a nivel de subcuenca

El objetivo en este caso era determinar estaciones totalizadoras que permitieran estimar mediante regresión lineal el valor integrado de precipitación para cada subcuenca. El polinomio resultante, para cada subcuenca, había de permitir a partir de un único dato de precipitación de un totalizador, estimar la precipitación media integrada de la subcuenca.

Así pues, se empleó el mismo procedimiento de regresión lineal *stepwise* que en el apartado 2.3.3, pero en este caso las variables explicativas al inicio del proceso fueron: X, Y, Z y todas las estaciones pluviométricas. La variable independiente en este caso era la precipitación integrada por subcuenca, que se derivó en el apartado anterior.

La validación de los polinomios obtenidos se hizo en base a los dos últimos episodios de precipitación registrados, tal y como se justificó en el apartado 3.3.3.

2.4.3 Comparación entre metodologías de estimación areal de precipitación

El apartado 2.4.1. permitió generar un dato de precipitación medio por evento y subcuenca, que se supuso el más cercano a la realidad, puesto que se basa en interpolación de datos de una densa red de totalizadores.

En el apartado 2.4.2. se dedujeron polinomios ajustados para encontrar un dato medio integrado por subcuencas, a partir únicamente de un solo dato puntual de un pluviómetro totalizador que demostró una buena correlación con la precipitación media de cada cuenca.

En este apartado se pretendía comparar estas dos maneras de estimar la precipitación integrada a nivel de cuenca con la metodología tradicional que hubiera utilizado en esta cuenca de no existir el presente estudio pluviométrico. Concretamente, se dedujo la precipitación media de cada subcuenca a partir de las estaciones del I.N.M. disponibles (en este caso, Serraduy, Las Paúles y Lascuarre) ponderando su valor por el área del polígono Thiessen correspondiente. Los polígonos Thiessen se generaron a partir de una cobertura de puntos de las estaciones del I.N.M., más una cobertura de polígonos de las subcuencas, gracias a una extensión del software ArcView GIS 3.2.

Si se asume que la metodología propuesta en la presente investigación determina con mayor exactitud la precipitación integrada a nivel de cuenca o subcuenca, la comparación de ambos métodos puede indicar el error cometido en la estimación por el método tradicional, cuya aplicación está condicionada por la falta de pluviómetros en la zona. Este es un error de partida que repercute en cualquier estudio hidrológico que se derive de dicho dato. Dicho error se comparó con el error que se cometió en la aplicación de los polinomios ajustados que se propone en el apartado 2.4.2.

3 Resultados

3.1 Precipitación registrada durante el periodo de estudio

3.1.1 Datos del I.N.M.

La precipitación registrada en las estaciones del I.N.M. en los dos años de estudio debe enmarcarse dentro de las series históricas disponibles hasta la fecha. La Figura 2.6 recoge comparativamente la precipitación trimestral acumulada y la media de la serie histórica disponible, para las tres estaciones citadas. Cabe decir que las series disponibles son inferiores a los 10 años en todos los casos.

La precipitación que se recoge en la cuenca del Isábena es fundamentalmente causada por circulación de frentes provenientes del oeste, salvo fenómenos tormentosos convectivos típicos de estación cálida con cierto aire frío en altura. Las situaciones de levante que causan lluvias torrenciales en la costa mediterránea sólo producen precipitaciones débiles en la cuenca debido a la distancia que la separa de la costa.

El año 2000 se puede considerar lluvioso, con 650 mm en Lascuarre, en la parte baja de la cuenca, cuando la media es de 510 mm. En el resto de estaciones, el año 2000 resultó ligeramente más lluvioso que la media, con valores de 790 y 976 mm correspondientes a Serraduy y Las Paúles, respectivamente.

Por trimestres, es destacable la sequedad del invierno, con precipitaciones inferiores a 40 mm en la parte media y baja de la cuenca. En Las Paúles en cambio se superaron los 100 mm, un valor algo superior a la media. En cualquier caso, enero y febrero fueron prácticamente secos (ver Figura 2.7), la precipitación se concentró casi en su totalidad en el mes de marzo.

La primavera (abril-mayo-junio) tuvo una pluviometría claramente superior a la media en las tres estaciones, con valores alrededor de 240, 330 y 400 mm en Lascuarre, Serraduy y Las Paúles, respectivamente, mientras la media es de 150, 250 y 270 mm.

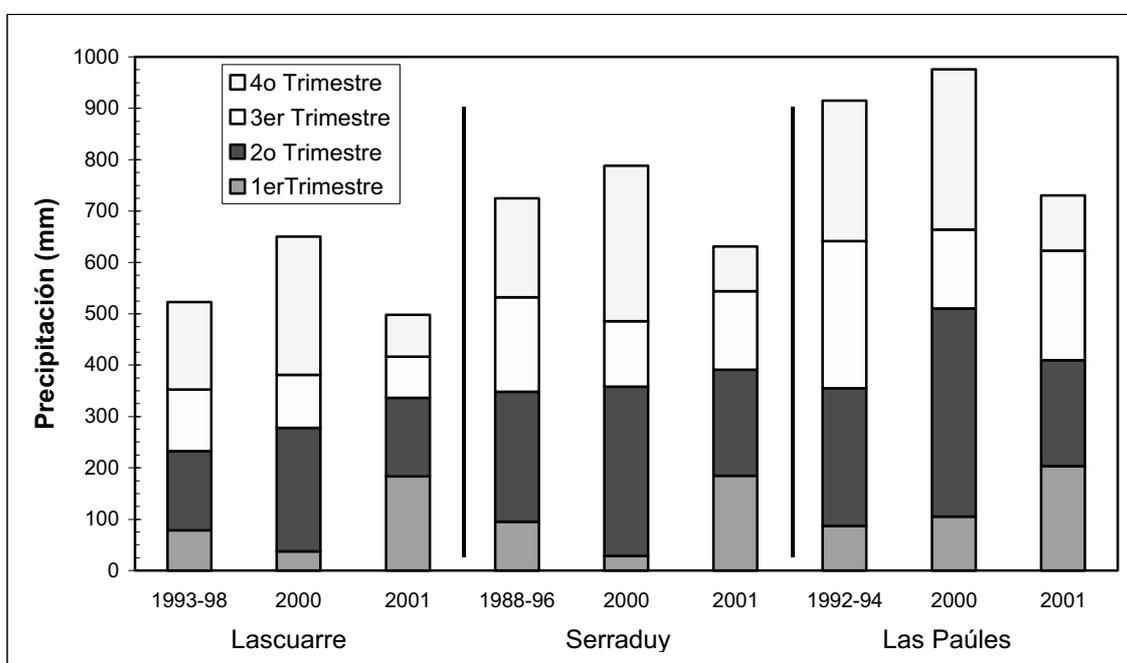


Figura 2.6.- Comparación de precipitaciones trimestrales (años 2000-2001) con la medias de las series históricas, para las estaciones del I.N.M.de Lascuarre, Serraduy y Las Paúles.

El verano de 2000 se puede considerar algo seco, especialmente en la parte media-alta de la cuenca (Serraduy y Las Paúles), y aunque se superaron los 100 mm en todos los observatorios, la lluvia se concentró sobre todo en el mes de septiembre.

El otoño volvió a ser más lluvioso de lo habitual, en las tres estaciones, con valores hasta un 50% superiores a la media, siendo de unos 270, 300 y 310 mm en la parte baja, media y alta de la cuenca. Cabe observar la homogeneidad de las cantidades recogidas, de lo cual se concluye que fue un periodo muy lluvioso en toda la cuenca por igual.

En cuanto al año 2001, las cantidades totales de precipitación están por debajo de la media, con 500 mm en Lascuarre (cerca de la media), 630 mm en Serraduy y 710 mm en Las Paúles.

El primer trimestre, sin embargo, fue muy lluvioso, y además en toda la cuenca por igual, con valores de entre 180 y 200 mm en los tres observatorios.

La primavera fue seca en la parte media y alta de la cuenca, con un mismo registro alrededor de 205 mm, cuando la media es de 330 y 405 mm en Serraduy y Las Paúles, respectivamente. En la parte baja de la cuenca, el valor de 150 mm recogido en Lascuarre es muy cercano a la media.

El verano de 2001 registró aproximadamente un 30% menos de precipitación respecto de la media de las tres estaciones, con valores de 80, 150 y 210 mm en las partes baja, media y alta de la cuenca, respectivamente, siendo nuevamente Septiembre el mes más lluvioso.

El último trimestre fue aún menos lluvioso que el trimestre de verano, con valores de 80, 90 y 110 mm en Lascuarre, Serraduy y Las Paúles, respectivamente. Ello implica que fue más seco que la media, que oscila entre los 170 mm de Lascuarre y los 270 mm de Las Paúles.

En la Figura 2.7 se observa la precipitación diaria recogida en la estación del I.N.M. de Serraduy durante los años 2000 y 2001. Se comprueba el periodo de sequía comentado de los meses de enero y febrero de 2000, así como la elevada pluviometría de la primavera de 2000, con un importante número de días de lluvia. En los dos periodos veraniegos la lluvia se concentra en contados días de tormenta.

El otoño de 2000 es también muy lluvioso. Posteriormente la lluvia se concentra en cuatro periodos, primeros días de enero de 2001, primeros días de marzo, y mes de mayo de 2001. En julio de 2001 se concentra la lluvia veraniega, mientras que la otoñal se concentra en octubre de 2001.

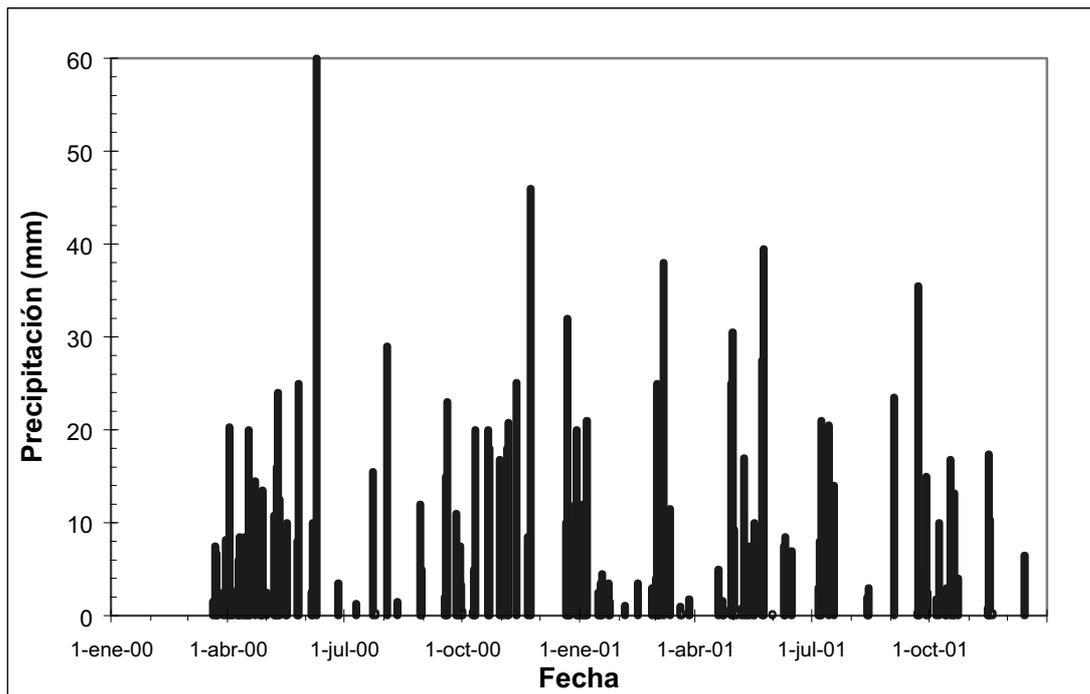


Figura 2.7.- Precipitación diaria (mm) en la estación del I.N.M. de Serraduy (2000-2001).

En cuanto a la magnitud de los eventos registrados, la Figura 2.8 recoge los días de máxima precipitación por trimestre. Se observa como el patrón temporal de Las Paúles, en la parte alta del Isábena, fue bastante homogéneo, con valores máximos diarios de entre 40 y 50 mm en la mayoría de trimestres, siendo primavera y otoño más torrenciales. Únicamente destacó el mes de Septiembre de 2001, con un valor de 60 mm, y en el rango inferior destacó el otoño de 2001, que se puede calificar de poco torrencial, con un valor máximo en Octubre de 32 mm.

Por lo que respecta a Serraduy y Lascuarre, sus máximos resultaron similares, y con un patrón temporal similar en el periodo de estudio, con máximos de unos 60 mm/día en la primavera de 2000 y 2001 y de unos 45 mm/día en otoño de 2000. Sin embargo, el otoño de 2001, al igual que en Las Paúles, además de ser seco como hemos visto antes, no fue excesivamente torrencial con valores máximos diarios alrededor de 15 mm en Lascuarre y Serraduy.

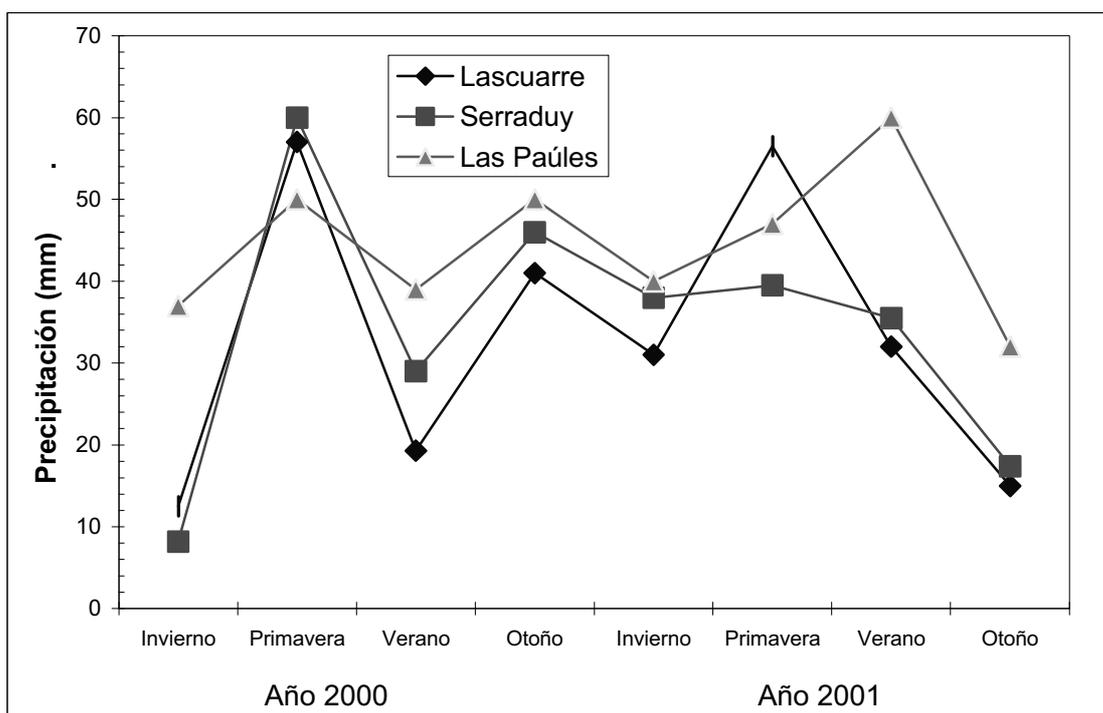


Figura 2.8.- Precipitaciones máximas diarias por trimestres en las estaciones de Lascurarre, Serraduy y Las Paúles, para los años 2000 y 2001.

En la Tabla 2.3 se adjunta una estimación del periodo de retorno de los principales eventos de precipitación, tal y como se explicó en el apartado de metodología.

Se observa que el episodio más excepcional fue el del 10 de Junio de 2000, con un periodo de retorno aproximado de 6 años, según estaciones y métodos de cálculo, excepto en la parte alta de la cuenca (en Las Paúles sólo se registraron 36 mm ese día, lo cual supone un periodo de retorno de alrededor de 1 año). También hubo un evento en septiembre de 2001 con una recurrencia de 5 años en Las Paúles, y otro en octubre de 2000 con una recurrencia de 2,4 años en Lascurarre.

El resto de eventos registrados en las tres estaciones se evaluaron como de periodo de retorno inferior a los 2 años.

Tabla 2.3.- Periodos de retorno de los eventos de precipitación más importantes.

Nota: T_1 = a partir de la serie histórica de la estación. T_2 = a partir de estaciones exteriores.

Estación	Evento	Precipitación (mm)	T_1 (años)	T_2 (años)
Lascuarre	10/6/2000	57	5	12
Lascuarre	30/4/2001	56.5	4	12
Lascuarre	21/10/2000	41	3	2.4
Serraduy	10/6/2000	60	6	4.9
Serraduy	23/11/2000	46	2	2
Las Paúles	22/9/2001	60	-	5.15
Las Paúles	3/4/2000 y 7/12/2000	50	-	2

3.1.2 Datos de los totalizadores

La precipitación total en el periodo de estudio ascendió a 1.342 mm como media de todas las estaciones pluviométricas. Las cuencas más húmedas fueron la de la Cabecera del Isábena y la del arroyo de Villacarli (Turbón), con más de 1.400 mm en ambas (ver Tabla 2.12). La menos lluviosa fue la de Lascuarre, con poco más de 800 mm. En la Figura 2.19 se representa la cantidad total de precipitación recogida por cada totalizador, interpolada para toda la cuenca. Se observó pues un gradiente norte-sur bastante claro en los datos globales, con una precipitación en el norte de la cuenca que prácticamente dobló la de la parte sur de la cuenca.

En la Figura 2.9 se muestra la precipitación media recogida en los diferentes eventos en la parte alta de la cuenca.

También se aprecian los periodos en que no se controlaron los totalizadores, por pausa invernal o estival. En el gráfico se observa que la frecuencia de recogida de datos es variable de un evento a otro, oscilando entre unos 10 y unos 30 días. Ello implica que el valor más alto, por ejemplo, que se dió el 16/12/2000, con 165 mm, correspondió a precipitación caída entre el 12/11 (el evento anterior) y el 16/12, un mes especialmente lluvioso, como puede verse en la Figura 2.7.

Sin embargo, se procuró que cada vaciado de los totalizadores correspondiera únicamente a un evento importante de lluvia. En todo caso, si se quiere averiguar valores de precipitación diarios u horarios, hay que recurrir a los datos de los tres pluviógrafos, o bien de las tres estaciones del I.N.M.

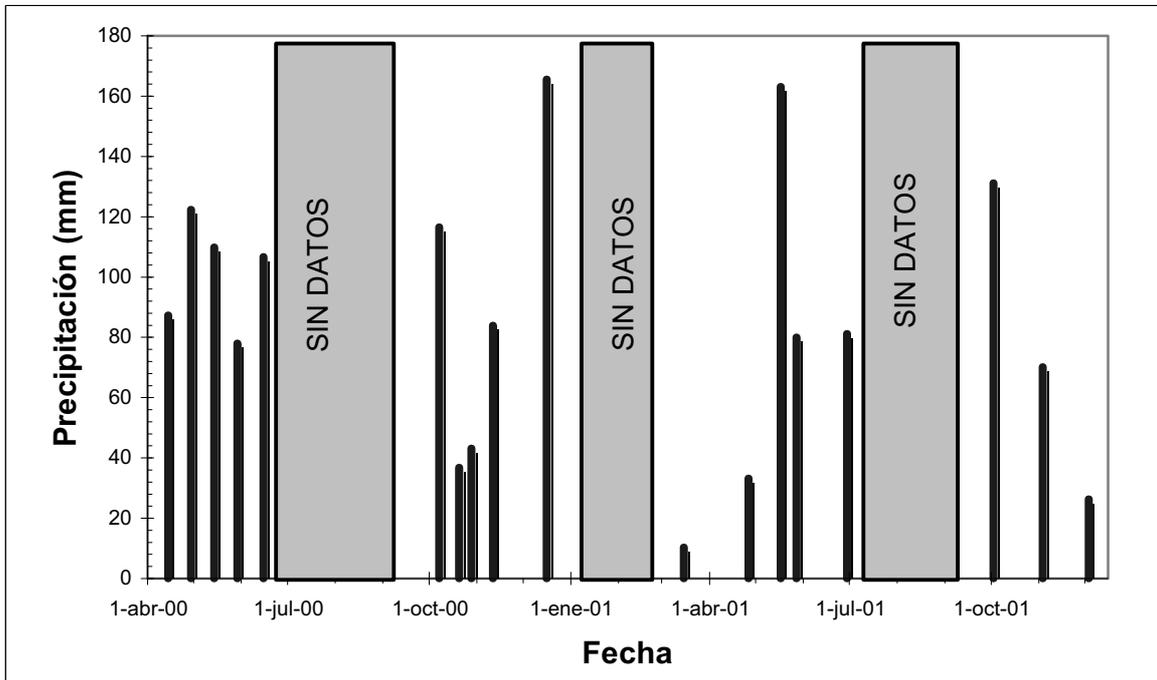


Figura 2.9.- Precipitación media de los totalizadores de la subcuenca del la Cabecera del Isábena para los eventos durante el periodo de estudio.

Como ejemplo de la información obtenida, la Figura 2.10 muestra una imagen interpolada de la lluvia en la cuenca para el episodio de 16 de Diciembre de 2000, a partir de los datos de los diferentes totalizadores.

Se observa un claro gradiente Norte-Sur, de manera que mientras en la parte alta se alcanzan los 180 mm, en la parte baja apenas superan los 50 mm.

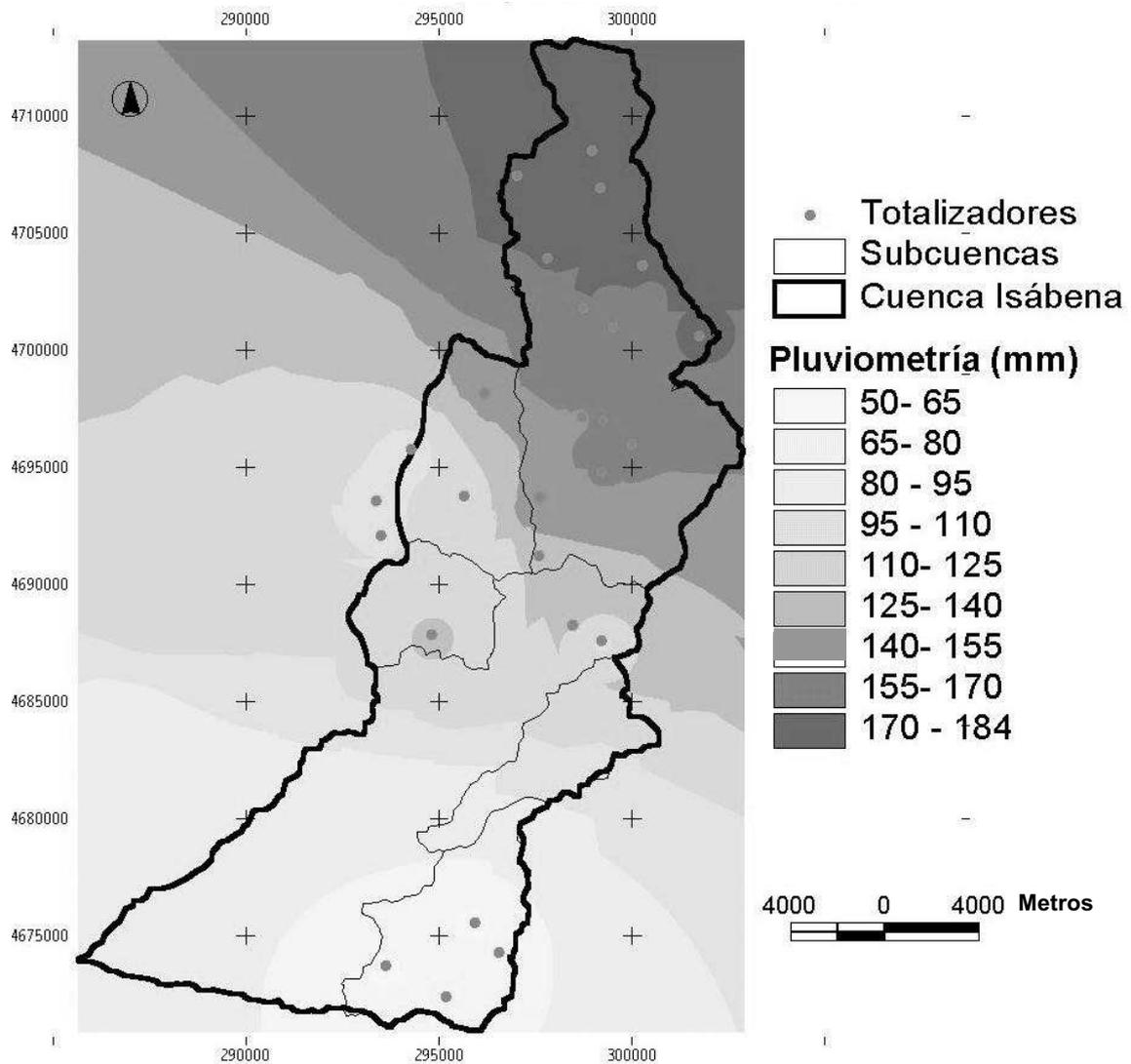


Figura 2.10.- Pluviometría en la cuenca del Isábena, datos de los totalizadores en el evento del 16/12/2000.

3.1.3 Datos de los pluviógrafos

En el periodo en que funcionaron los tres pluviógrafos (junio-noviembre de 2000), como se observa en la Figura 2.11, en Las Paúles (parte alta de la cuenca) cayeron 514 mm, mientras que en la parte media (Serraduy) sólo se recogieron 378 mm, aunque la gran mayoría (346 mm) lo hicieron en forma de tormentas de más de 10 mm. La precipitación en Las Paúles cayó de forma menos torrencial, puesto que sólo un 40% (208 mm) de la precipitación total cayó en forma de tormenta de más de 10 mm. Sin embargo, en la parte

más alta de la cabecera de la cuenca (pluviógrafo de Corva, 2200 m de altitud), el comportamiento fue bastante diferente que en Las Paúles (a 1400 m de altitud, y 7 km al sur). La precipitación fue bastante menor pero de carácter más torrencial, puesto que 281 mm del total de 355 mm lo hizo en forma de tormenta de más de 10 mm.

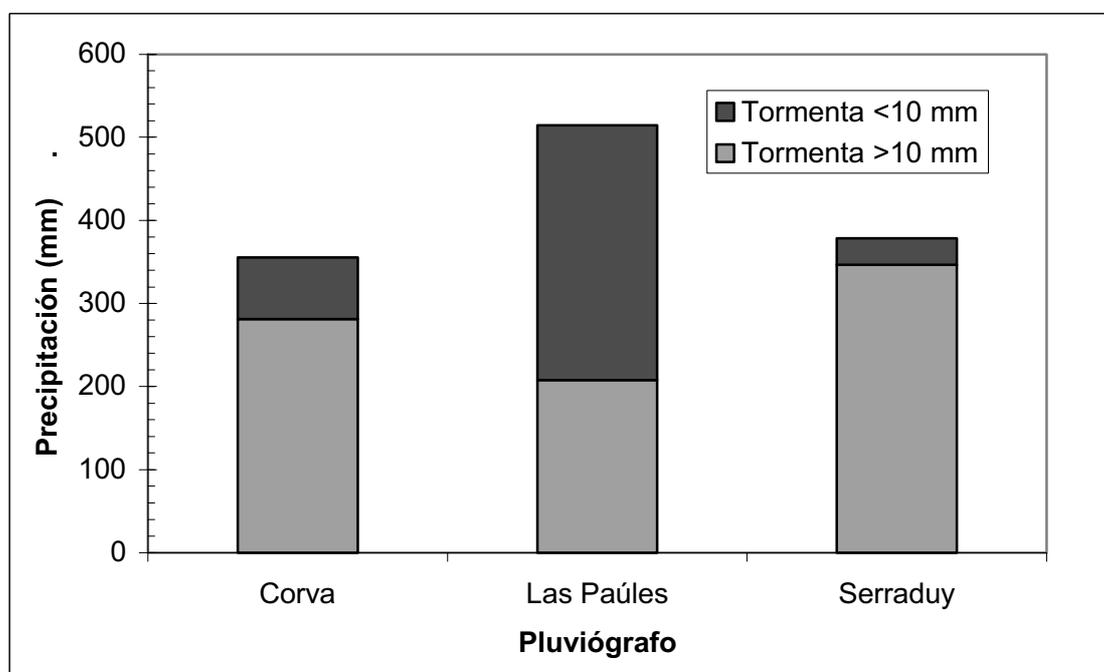


Figura 2.11.- Precipitación durante el periodo junio-noviembre de 2000 en los pluviómetros de Corva, Las Paúles y Serraduy, distinguiendo la cantidad recogida en tormentas de magnitud > 10 mm.

Comparando los datos de Corva y Serraduy, la cantidad recogida en tormentas >10 mm fue similar para las dos estaciones, pero el número de ellas fue superior en Serraduy (12 frente a 8). El número de episodios de magnitud superior a 10 mm en Las Paúles fue de 9.

De ello se concluye que en donde hubo mayor número de tormentas fue en la parte media de la cuenca. En cambio, en el extremo norte de la cuenca, en la zona de mayor altitud, las tormentas fueron más intensas. Sin embargo, en la parte alta de la cuenca se ha de diferenciar el extremo norte, la zona del nacimiento del Isábena, con altitudes superiores a 2.000 m, donde para un mismo número de tormentas se recogió mayor precipitación que en la zona del altiplano de Las Paúles (1.200- 1.400 m). En cuanto a precipitación total, la citada zona de altiplano de Las Paúles fue más húmeda que la zona del nacimiento del Isábena pese a encontrarse a menor altitud, y también más húmeda que la parte media de la cuenca.

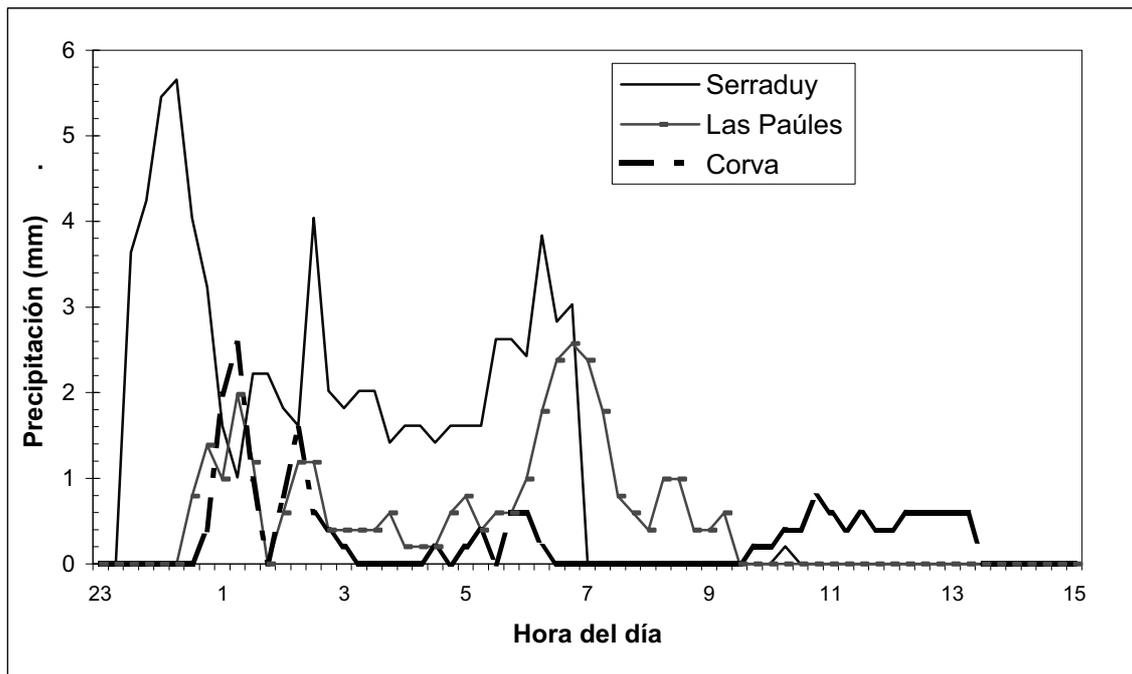


Figura 2.12.-Precipitación quinceminutal del episodio de 10/6/2000 para los pluviógrafos de Serraduy, Las Paúles y Corva.

En la Figura 2.12 se ha representado como ejemplo el hietograma quinceminutal de precipitación para el episodio de 10/6/2000, en el cual se recogieron datos de los tres pluviógrafos. Se observa la variabilidad en cuanto a desfase temporal, intensidades máximas y volúmenes totales. En este caso la precipitación total en Serraduy (parte media de la cuenca) fue el doble que en la parte alta de la cuenca (Las Paúles, 32 mm; Corva 20 mm), con lo cual en este episodio es una excepción a las conclusiones del párrafo anterior.

3.1.4 Comparación de registros de precipitación

En la Figura 2.13 se representa la medida de precipitación en Serraduy para tres meses (septiembre o noviembre de 2001), y para los tres tipos de medida disponibles: totalizador, pluviógrafo y estación pluviométrica del I.N.M.

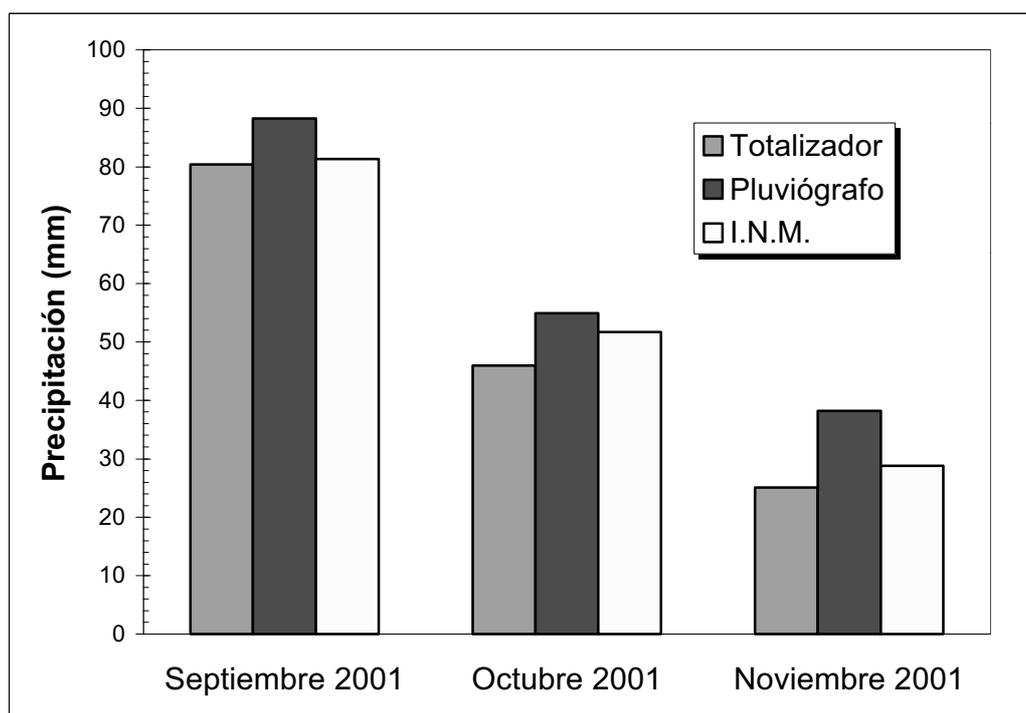


Figura 2.13.- Precipitación mensual en Serraduy (septiembre a noviembre 2001) según la medida de totalizador, de pluviógrafo y del I.N.M.

Como promedio, el valor del totalizador y el del I.N.M fueron respectivamente un 20% y un 13% menores al dato del pluviógrafo, lo cual puede deberse a evaporación en los totalizadores. El registro del I.N.M. es también un totalizador, aunque su vaciado es diario, de ahí que la evaporación y el error sean menores. El totalizador, además de la evaporación, también pudo tener alguna pequeña pérdida en el sistema tubo-embudo-manguera. Finalmente, no es descartable un error por exceso en el pluviógrafo debido al efecto del viento o bien de la formación de algas en el balancín.

Comparando el totalizador con el dato del I.N.M., el error medio fue de un 9% menos de precipitación en el totalizador respecto del dato del I.N.M.

A nivel de mayor detalle, concretamente a escala diaria, se comparó, también en Serraduy, el dato del I.N.M. con el dato integrado diario derivado del pluviógrafo. En la Figura 2.14 y la Figura 2.15 se representa en forma acumulada la precipitación registrada en los años 2000 y 2001 respectivamente, para el pluviógrafo y la estación meteorológica de Serraduy.

En concreto para el año 2000 (mayo-noviembre) la precipitación final fue de 581 mm según el pluviógrafo y de 531 mm según el dato I.N.M. Ese desfase de 50 mm, sin embargo, se acumuló básicamente en dos eventos, el de 10/6/2000, con un desfase de 17 mm, y el de 22/10/2000, con 11 mm. El desfase restante se fue acumulando a base de pequeñas diferencias, siempre a favor del dato del pluviógrafo. En definitiva la diferencia total acumulada fue de un 8,5% menos de precipitación según el registro del I.N.M.

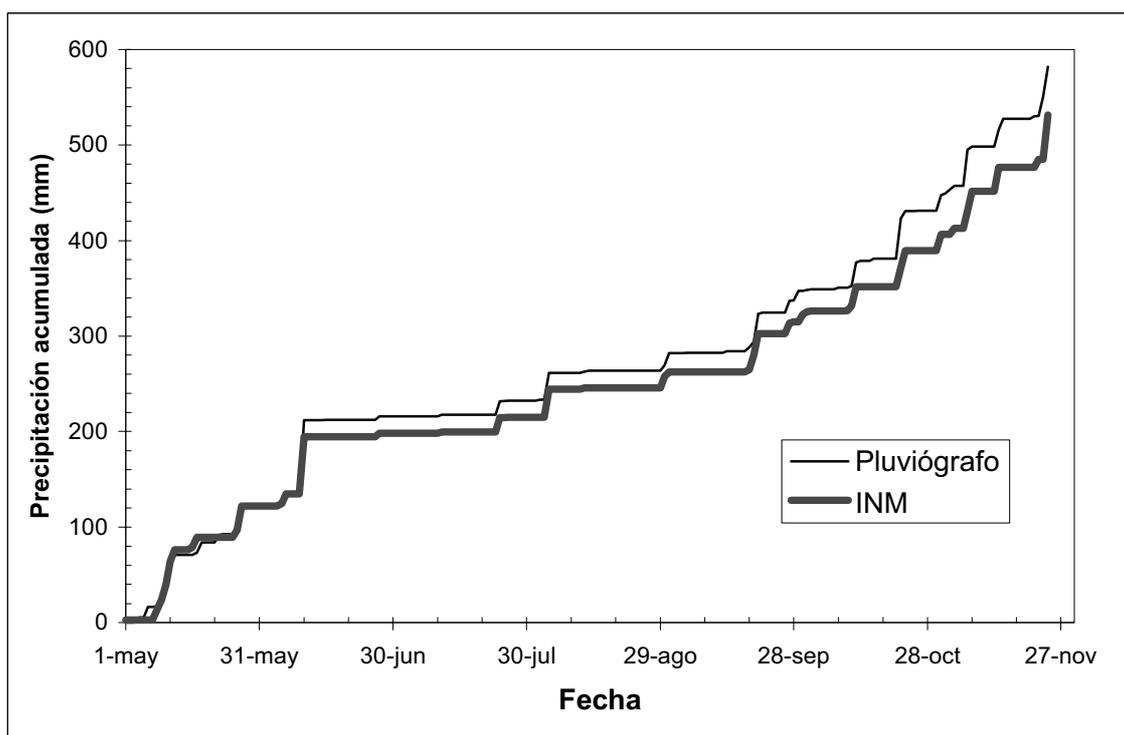


Figura 2.14.- Precipitación acumulada (mm) comparativa del pluviógrafo y la estación del I.N.M. de Serraduy, año 2000.

En cuanto al año 2001 (marzo-diciembre), la cantidad total de precipitación fue de 550 mm según el pluviógrafo y de 461 mm según el I.N.M. para Serraduy, es decir un 16% menor según el dato del I.N.M.

Nuevamente el desfase se acumuló en unos pocos eventos, especialmente en el del 29 a 30/4/2001, con 121 mm según el pluviógrafo, y sólo 65 mm según el I.N.M. Siendo una diferencia tan importante, se intentó contrastar con la tercera fuente de datos disponibles, los totalizadores de lluvia. El dato relacionado de los totalizadores fue el del periodo del 27/4/2001 al 17/5/2001, que es de 153,7 mm para el totalizador más cercano (Congustro). Para ese mismo periodo de tiempo, la integración de datos según el pluviógrafo sumó 163,0 mm, mientras que según el I.N.M. en ese periodo se registraron 109,5 mm. En definitiva, la concordancia entre totalizador y pluviógrafo, y el desfase del dato del I.N.M. hace pensar que existe un error de medida en el dato del I.N.M., para episodios de importante precipitación.

Otros episodios también afectaron pero en menor medida, como el del 16 a 17/11/2001, con 37 mm según el pluviógrafo y 28 mm según el I.N.M.

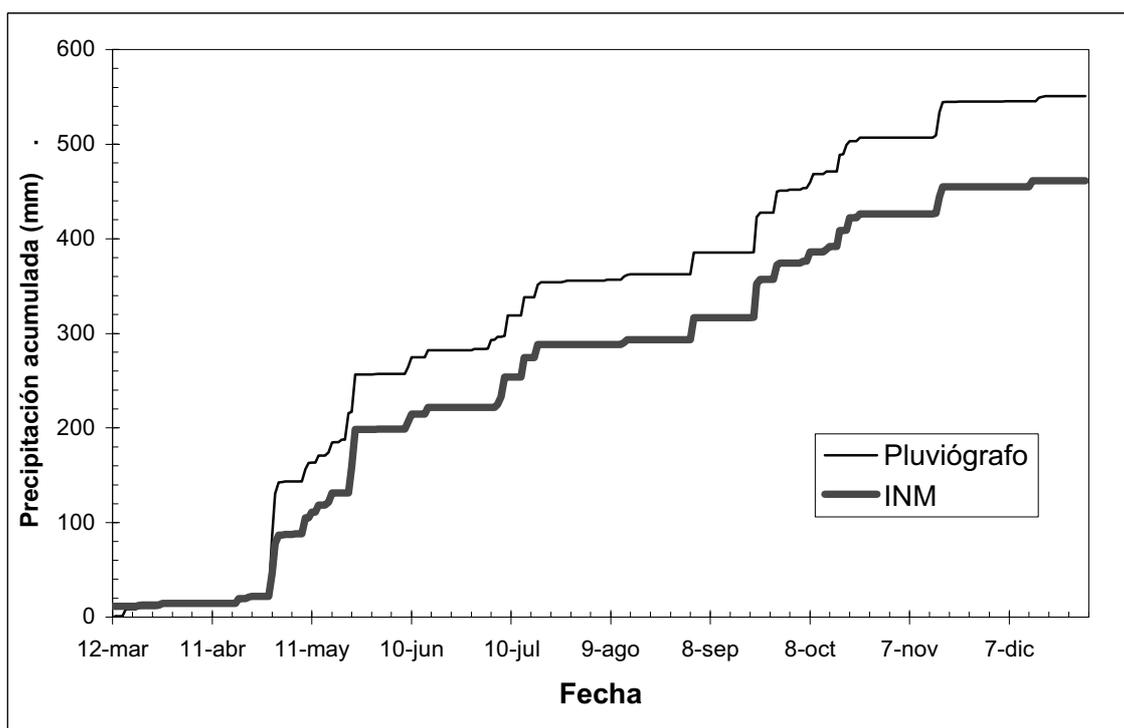


Figura 2.15.- Precipitación acumulada (mm) comparada entre del pluviógrafo y la estación del I.N.M. de Serraduy, año 2001.

3.2 Análisis de intensidad y duración de los eventos de precipitación

En este apartado se estudian únicamente los eventos de precipitación superior a los 10 mm. Los hietogramas de los principales eventos generadores de crecidas son los que se utilizaron en la modelización hidrológica del capítulo 3.

3.2.1 Comparación de los pluviógrafos de Corva, Las Paúles y Serraduy.

En la Tabla 2.4 figuran los valores medios de parámetros de intensidad y duración de las tormentas que se registraron simultáneamente durante el periodo de funcionamiento en paralelo de los tres pluviógrafos (junio-noviembre 2000), y que fueron un total de 5.

La **duración** de las tormentas fue bastante variable, siendo algo superior en el pluviógrafo de Corva, con casi una hora más de duración como promedio que el resto de estaciones.

El **desfase temporal** tanto del inicio de la lluvia como del punto de máxima intensidad quinceminutal no presenta ninguna tendencia clara, ya que oscila alrededor del 0. Hay una

ligera tendencia a que comience a llover en la parte alta antes que en la parte media de la cuenca. Sin embargo, es destacable que el momento de intensidad máxima rara vez coincide y suele estar bastante desfasado en el tiempo, vista la desviación estándar de 3,4 h y de 7 h de las estaciones de Corva y Serraduy respecto de la de Las Paúles, que se toma de referencia.

Tabla 2.4.- Valores medios de diferentes parámetros de intensidad y duración para las tormentas registradas simultáneamente en los pluviógrafos de Corva, Las Paúles y Serraduy.

<i>Parámetro (media ± desviación estándar)</i>	<i>Corva</i>	<i>Las Paúles</i>	<i>Serraduy</i>
Duración (h:min)	8:22 ± 3:56	7:32 ± 3:12	7:16 ± 3:00
Desfase respecto Las Paúles (h)	0,20 ± 0,65	0,0	-0,22 ± 0,65
Tiempo al pico (h:min)	3:12 ± 3:26	3:32 ± 2:16	3:31 ± 2:52
Desfase del t_{pico} respecto Las Paúles (h)	-0,13 ± 3,88	0,0	-0,24 ± 4,3
Intensidad máxima 15' (mm/h)	11,88 ± 3,41	9,50 ± 4,45	14,22 ± 6,98
Intensidad media (mm/h)	3,49 ± 1,82	3,25 ± 1,14	4,69 ± 3,49
Total evento (mm)	24,99 ± 12,97	22,61 ± 9,87	33,09 ± 28,17
Precipitación total respecto Las Paúles (%)	116,6 ± 40,1	100	131,4 ± 68,4

La **intensidad máxima quinceminutal** fue como promedio de unos 14, 12 y 10 mm/h en Serraduy, Corva y Las Paúles, aunque la intensidad en Serraduy es la que presenta mayor variabilidad, con una desviación estándar de casi 7 mm/h. La intensidad media también sigue el mismo patrón, con 4,7, 3,5 y 3,2 mm/h en Serraduy, Corva y Las Paúles, respectivamente, siendo más variable en Serraduy, con una desviación estándar de 3,5 mm/h, el doble que en los otros pluviógrafos.

La **intensidad media** presenta una tendencia similar, Serraduy con 4,7 mm/h es el pluviógrafo que registra mayores intensidades medias, aunque la variabilidad de este dato para los diferentes eventos es notable.

La **precipitación total** fue como promedio un 31% mayor en Serraduy que en Las Paúles, y un 17% mayor en Corva que en Las Paúles. Sin embargo, en Serraduy este valor sigue teniendo una alta variabilidad, puesto que la desviación estándar es de un 68%, lo cual implica que en algunos episodios la precipitación puede ser bastante inferior a la de Las Paúles.

El hietograma acumulado tipo de cada pluviógrafo, para estos 5 eventos, se representa en la Figura 2.16 .

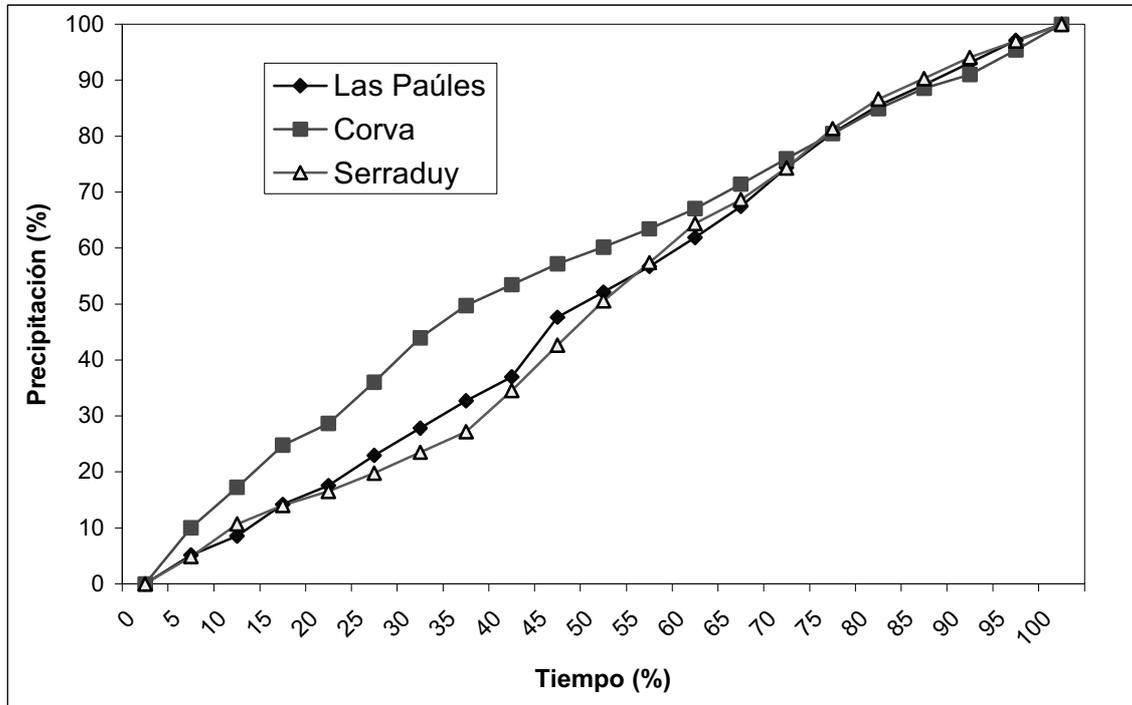


Figura 2.16.- Hietograma acumulado medio para los tres pluviógrafos y para los eventos comunes en el periodo junio-noviembre 2000.

Se observa que los pluviógrafos de Serraduy y Las Paúles obtuvieron un hietograma neto prácticamente simétrico, concentrándose la intensidad máxima (la pendiente mayor) en la parte central del hietograma. El percentil 50 de la precipitación se encuentra en el centro de la distribución, mientras que en el tiempo 25% se está aproximadamente en el 20% de lluvia, y en el tiempo 75% en el 80% de lluvia.

En cambio, para Corva, las intensidades máximas se produjeron en el primer tercio del hietograma, puesto que en el tiempo del 25% ya se llevaba acumulado como media más de un 35% de precipitación, en el tiempo 50% un 60%, y a partir del 75% de tiempo de la distribución, ésta ya coincidió con el resto de pluviógrafos.

Finalmente, en la Tabla 2.5 se recogen resumidos los datos de todas tormentas registradas durante el periodo junio-noviembre 2000, tanto las simultáneas en los tres pluviógrafos como las que sólo afectaron a uno o dos de ellos.

Tabla 2.5.- Intensidad y precipitación total por pluviógrafos de todas las tormentas durante el periodo junio-noviembre 2000.

<i>Pluviógrafo</i>	<i>Nº de tormentas</i>	<i>Intensidad media (mm/h)</i>	<i>Precipitación total (mm)</i>
Corva	8	6,5 (\pm 4,0)	281,2
Las Paúles	9	4,16 (\pm 2,0)	208,1
Serraduy	13	5,26 (\pm 3,4)	346,3

Como ya se había comentado en el apartado 4.1.3, el pluviógrafo que registró mayor número de tormentas y mayor precipitación en forma de tormentas fue el de Serraduy, en la parte media de la cuenca. Corva, en el extremo de la cabecera, registró las tormentas de intensidad más fuerte, aunque en menor número. Finalmente, Las Paúles en el altiplano de la parte alta de la cuenca, registró un número de tormentas similar al de Corva, pero de menor intensidad, de manera que se recogió menos precipitación en forma de tormenta.

3.2.2 Comparación entre los pluviógrafos de Las Paúles y Serraduy

En este apartado se comenta las características de los eventos de más de 10 mm registrados durante el periodo de funcionamiento conjunto de Las Paúles y Serraduy (ver Tabla 2.2), que son 17 en total. La Tabla 2.6 recoge el valor medio y desviación estándar de los principales parámetros analizados. El periodo de funcionamiento de ambos pluviógrafos abarca prácticamente todo el periodo de estudio pluviométrico, mientras que el pluviógrafo de Corva sólo funcionó dos meses. De ahí el interés de estudiar comparativamente estos dos pluviógrafos únicamente.

La **duración** de las tormentas fue bastante variable, oscilando ambos alrededor de las 10 h.

El **desfase temporal** tanto del inicio de la lluvia como del punto de máxima intensidad quinceminutal presentó una ligera tendencia a que se presentara un poco antes en Las Paúles, entre media hora y una hora, aunque la variabilidad fue grande. Esto confirma la tendencia apuntada en el apartado anterior.

La **intensidad máxima quinceminutal** y la **intensidad media** también confirman la tendencia apuntada en el apartado anterior: la precipitación fue menos intensa en Las Paúles. En Serraduy la intensidad media fue de 4 mm/h, con un pico quinceminutal medio de 13 mm/h, aunque la variabilidad fue alta.

Tabla 2.6.- Valores medios de diferentes parámetros de intensidad y duración para las tormentas registradas simultáneamente en los pluviógrafos de Las Paúles y Serraduy.

<i>Parámetro (media ± desviación estándar)</i>	<i>Las Paúles</i>	<i>Serraduy</i>
Duración (h:min)	10:00 ± 4:48	9:54 ± 6:03
Desfase respecto Las Paúles (h)	0,0	-0,40 ± 1,61
Tiempo al pico (h:min)	5:16 ± 3:39	4:51 ± 4:56
Desfase del t_{pico} respecto Las Paúles (h)	0,0	-0,81 ± 3,63
Intensidad máxima 15' (mm/h)	8,55 ± 5,37	13,25 ± 10,35
Intensidad media (mm/h)	2,85 ± 1,44	3,99 ± 3,67
Total evento (mm)	24,68 ± 14,47	30,44 ± 26,63
Precipitación total respecto Las Paúles (%)	100	119,24 ± 56,3

La **precipitación total** fue como promedio un 20% mayor en Serraduy que en Las Paúles. Sin embargo, en Serraduy este valor siguió teniendo una alta variabilidad, puesto que la desviación estándar es de un 56%, lo cual implica que en algunos episodios la precipitación fue inferior a la de Las Paúles.

En la Figura 2.17 se representa el hietograma acumulado medio de los dos pluviógrafos durante el periodo de estudio. Es de destacar, tal y como apuntaba la tendencia de la Figura 2.16, que como media no se observa ninguna tendencia en ninguno de los pluviógrafos que los separe de la simetría. En el percentil 25 de tiempo se alcanza aproximadamente el percentil 25% de lluvia acumulada, en el 50 se alcanza el 50% de precipitación, en el 75% se alcanza el 75% de lluvia, etc.

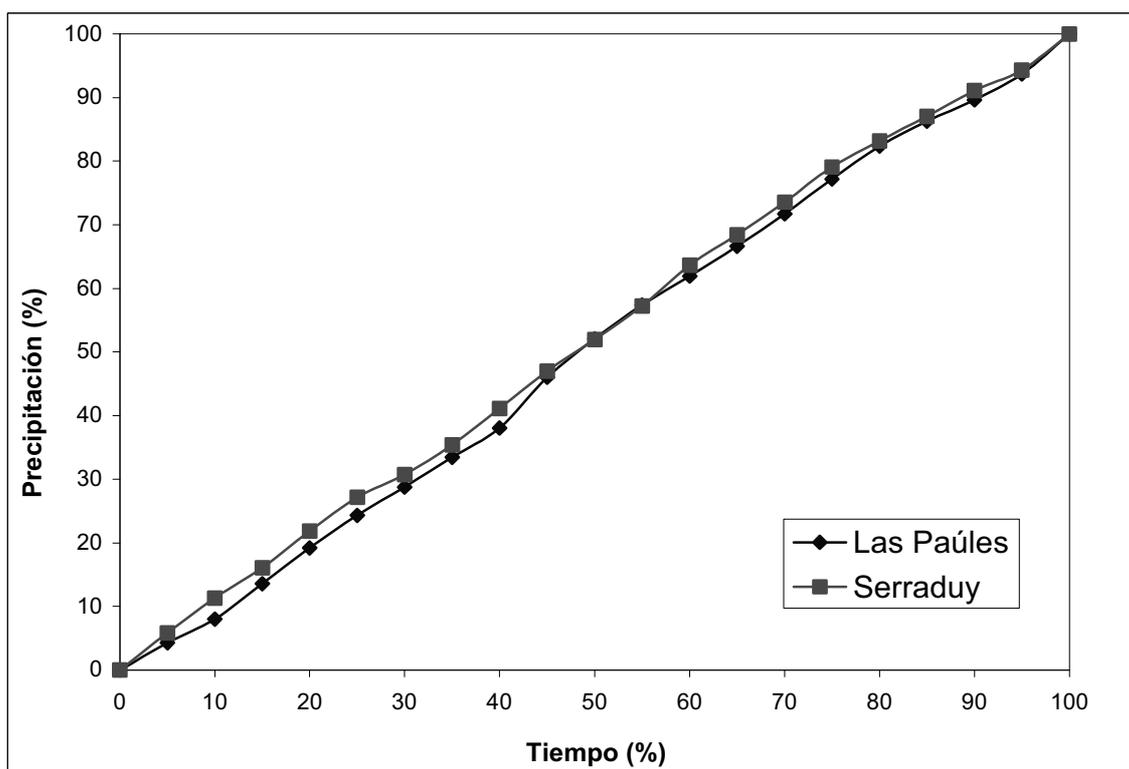


Figura 2.17.- Hietograma acumulado medio para los pluviómetros de Serraduy y Las Paúles, para los eventos comunes en el periodo junio 2000 a abril de 2002.

Finalmente, en la Tabla 2.7 se recogen resumidos los datos de todas tormentas registradas durante el periodo en que funcionaron ambos pluviómetros (ver Tabla 2.2), tanto las simultáneas en los dos pluviómetros como las que sólo afectaron a uno de ellos.

Tabla 2.7.- Resumen de características de las tormentas >10 mm registradas en los pluviómetros de Las Paúles y Serraduy durante el periodo de funcionamiento simultáneo.

<i>Pluviómetro</i>	<i>Precipitación total (mm)</i>	<i>Precipitación en tormentas (mm)</i>	<i>Nº de tormentas</i>	<i>Intensidad media (mm/h)</i>
Las Paúles	1009,6	523,8	24	4,0 ± 2,3
Serraduy	758,9	601,3	21	5,2 ± 4,2

Se confirmó el comportamiento apuntado anteriormente de mayor precipitación en Las Paúles, en la parte alta de la cuenca, pero menor cantidad de precipitación caída en forma de tormenta (eventos >10 mm), y menor intensidad de las tormentas respecto de Serraduy.

En Serraduy la lluvia durante el periodo fue un 25 % menor, pero el 80% de la misma cayó en tormentas de más de 10 mm, con una intensidad media de 5,2 mm/h, aunque esta intensidad media fue más variable que la de Las Paúles. Los valores de intensidad fueron muy similares a los obtenidos en el apartado anterior para el periodo junio-noviembre 2000, en que también operaba el pluviógrafo de Corva.

3.2.3 Eventos tormentosos registrados en el pluviógrafo de Serraduy, Mayo 2000- Abril 2002

En la Tabla 2.8 figuran por trimestres las principales características de las tormentas (eventos de precipitación superior a 10 mm) registradas en el pluviógrafo de Serraduy durante el periodo mayo 2000 - abril 2002 (exceptuando los meses de diciembre de 2000, y enero-febrero de 2001). El pluviógrafo de Serraduy fue el único que funcionó durante prácticamente todo el periodo de estudio, de ahí del interés de caracterizar los datos que registró.

Tabla 2.8.- Principales características de los eventos de lluvia superior a 10 mm en el pluviógrafo de Serraduy durante el periodo mayo 2000- abril 2002.

	<i>Invierno</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>
Precipitación total (mm)	91,7	581,9	298,6	334,7
Precipitación tormentosa (mm)	19,6	411,0	219,4	239,9
Nº de eventos tormentosos	2	12	12	10
Intensidad media (mm/h)	1,8 ± 0,7	6,2 ± 5,1	3,3 ± 1,0	4,3 ± 2,1
Duración media (h:min)	12:51	8:17	3:47	7:30

Nota: No hay datos para los meses de Diciembre de 2000, y Enero-Febrero de 2001.

Durante todo el periodo se produjeron 36 eventos de más de 10 mm de precipitación, con una intensidad media de 4,45 mm/h y una duración media de 6 horas 50 minutos. La precipitación total durante el periodo fue de 1313,8 mm, de los cuales 889,9 mm (un 70%) cayeron en forma de tormenta superior a 10 mm.

El trimestre de invierno (enero a marzo), además de ser el menos lluvioso, es en el que fue menor la proporción de lluvia caída en forma de evento superior a 10 mm (tormenta), un 21%. Primavera fue el trimestre en que las tormentas fueron más intensas (aunque esa intensidad fue muy variable), con una media de 6 mm/h. La primavera también destacó netamente en cuanto a total de precipitación caída en forma de tormenta, con más de 400 mm, que representó un 71% de la precipitación total. En cuanto al verano, el número de tormentas fue igual que en primavera, pero fueron más cortas como media (menos de 4 horas) y la intensidad media fue menor (3,3 mm/h). Es de destacar que un 74% de la

precipitación estival cayó en eventos de más de 10 mm. Finalmente, en otoño las tormentas tuvieron una duración media del doble que en verano, con algo más de intensidad media (4,3 mm/h). El porcentaje de precipitación que cayó en eventos de más de 10 mm fue similar al verano, concretamente un 72 %.

3.3 Análisis de la distribución espacial de la precipitación

A continuación se comentan los resultados en cuanto a distribución espacial de la precipitación que se derivaron a partir de los datos de los 26 totalizadores de lluvia, tal y como se detalla en el apartado 2.3.

3.3.1 Gradientes espaciales de precipitación

El análisis multivariante mediante regresión lineal por el procedimiento *stepwise*, para relacionar los datos de lluvia con la longitud (coordenada X), la latitud (coordenada Y), y la altitud (coordenada Z), dio como resultado un polinomio lineal del tipo (Tabla 2.9):

$$P(\%) = aX + bY + cte$$

El nivel de probabilidad, tanto de entrada como de salida ($Pr > F$) fue de 0.05.

Tabla 2.9. Resultados de la regresión lineal por el procedimiento *stepwise* para las variables X,Y,Z, en relación a la variabilidad de la precipitación.

<i>Variable seleccionada</i>	<i>Coefficiente</i>	<i>Error estándar</i>	<i>r² acumulada</i>
Y	$1,84 \cdot 10^{-3}$	$1,511 \cdot 10^{-4}$	0,39
X	$1,37 \cdot 10^{-3}$	$4,127 \cdot 10^{-4}$	0,41
Constante	-8936,31	654,8	

La ecuación completa es por lo tanto:

$$P = 1,37 \cdot 10^{-3} X + 1,84 \cdot 10^{-3} Y - 8936,31 \quad \text{Ecuación 2.1}$$

donde P se expresa en [% respecto la media de la cuenca]; X e Y en [m]

En la Tabla 2.9 se observa que el modelo ajustado sólo explicó en un 40% la variabilidad espacial de la precipitación. Cabe destacar la ausencia del parámetro altitud (Z) en el modelo, lo cual significa que a nivel de cuenca las variaciones entre valles, especialmente

la variación norte-sur (variable Y, que explica un 39% de la variabilidad), fueron las que explicaron en mayor medida las variaciones de lluvia. La variación longitudinal (X) sólo explicó poco más de un 1% la variabilidad de la precipitación:

a) El coeficiente 0,00184 en la variable Y significa que, como promedio, cada 1000 m hacia el norte de la cuenca que nos desplazemos, se produjo un aumento de un 1,84% en la precipitación (respecto de la precipitación media caída en la cuenca). Para un episodio tipo de 40 mm, por ejemplo, esto supone un gradiente de 0,74 mm/km. Dicho gradiente queda lejos del 5,3% por km que se da en los Alpes del Sur de Nueva Zelanda debido a la elevación de los frentes provenientes del Mar de Tasmania debido a la escarpada orografía, en una distancia de 20 km (Henderson y Thompson, 1999). También resultan muy superiores las variaciones de hasta 14% asociadas a tormentas convectivas en una pequeña cuenca experimental de Arizona (Goodrich *et al.*, 1995).

b) La variable X, fue significativa (explicó poco más del 1% de variabilidad) y con un coeficiente positivo, aunque ello no implica ninguna tendencia clara al aumento o disminución la la precipitación en la dirección Este-Oeste.

Este 40% de explicación de la variabilidad de la precipitación en base a parámetros físicos está algo por debajo del rango del 46% al 75% de explicación de variabilidad encontrado en la región mediterránea francesa de Cévennes (Canellas y Merlier, 1994).

Se realizó también una regresión *stepwise* únicamente con las variables altitud (Z) y precipitación, con el fin de determinar un posible gradiente altitudinal de la precipitación. El ajuste r^2 fue bajo, de 0,2913, lo cual indica que el gradiente altitudinal a nivel de cuenca no fue muy claro. En cualquier caso, la pendiente de la recta $P=aZ+b$ fue de 0,06856, lo que implica que cada 100 m de incremento de altitud, la precipitación aumentaría como promedio un 6,8%. Para un episodio de 40 mm, por ejemplo, esto significaría 2,7 mm/100m, mientras que la bibliografía cita valores mayores, de 0,5 a 1 mm/m en la vertiente norte del Pirineo (Remenieras, 1974). Sin embargo, para el evento catastrófico de 1982 en los Pirineos Orientales, Llasat y Puigcerver (1992) calcularon 11 mm por cada 100 m, en un episodio de 500mm, es decir aproximadamente un 5% cada 100 m, lo cual se aproxima más al resultado obtenido en el Isábena.

3.3.2 Análisis de conglomerados

En la Figura 2.18 se observa el dendograma resultante de la clasificación en conglomerados (*clusters*) de tipo jerárquico. La distancia euclídea se reescaló en un rango de 0 a 25, y los datos de los totalizadores se agruparon dos a dos por proximidad en cuanto a distancia euclídea del vector n-dimensional compuesto por los n eventos de precipitación registrados (en este caso n=18).

En la Figura 2.2 se pueden localizar los totalizadores mencionados. Se observa como en una distancia pequeña (de 5 en una escala de 0 a 25) los totalizadores se agruparon en 5 grupos principales. El primer grupo (de Casiasas a Pueyo en el dendrograma) aúna los totalizadores de la parte media de la cuenca, es decir los ubicados en la subcuenca de

Villacarli, Ceguera y Carrasquero, exceptuando el totalizador de El Turbón, que se sitúa en la parte más alta de la subcuenca de Villacarli. En el segundo grupo aparecen los totalizadores de la subcuenca de Lascurarre, en la parte sur de la cuenca. El tercer grupo está compuesto únicamente por los dos totalizadores del extremo norte de la cabecera de la cuenca (El Ginestar y Coll de Arcas), que son los ubicados a mayor altura. Finalmente, el cuarto y quinto grupos clasificaron los totalizadores de la subcuenca Cabecera del Isábena, separando los situados al sur y al norte del congosto de Obarra, que marcó una separación en cuanto a registro pluviométrico. Al cuarto grupo se le sumó el totalizador de El Turbón, que se localiza en la zona más septentrional y elevada de la subcuenca de Villacarli.

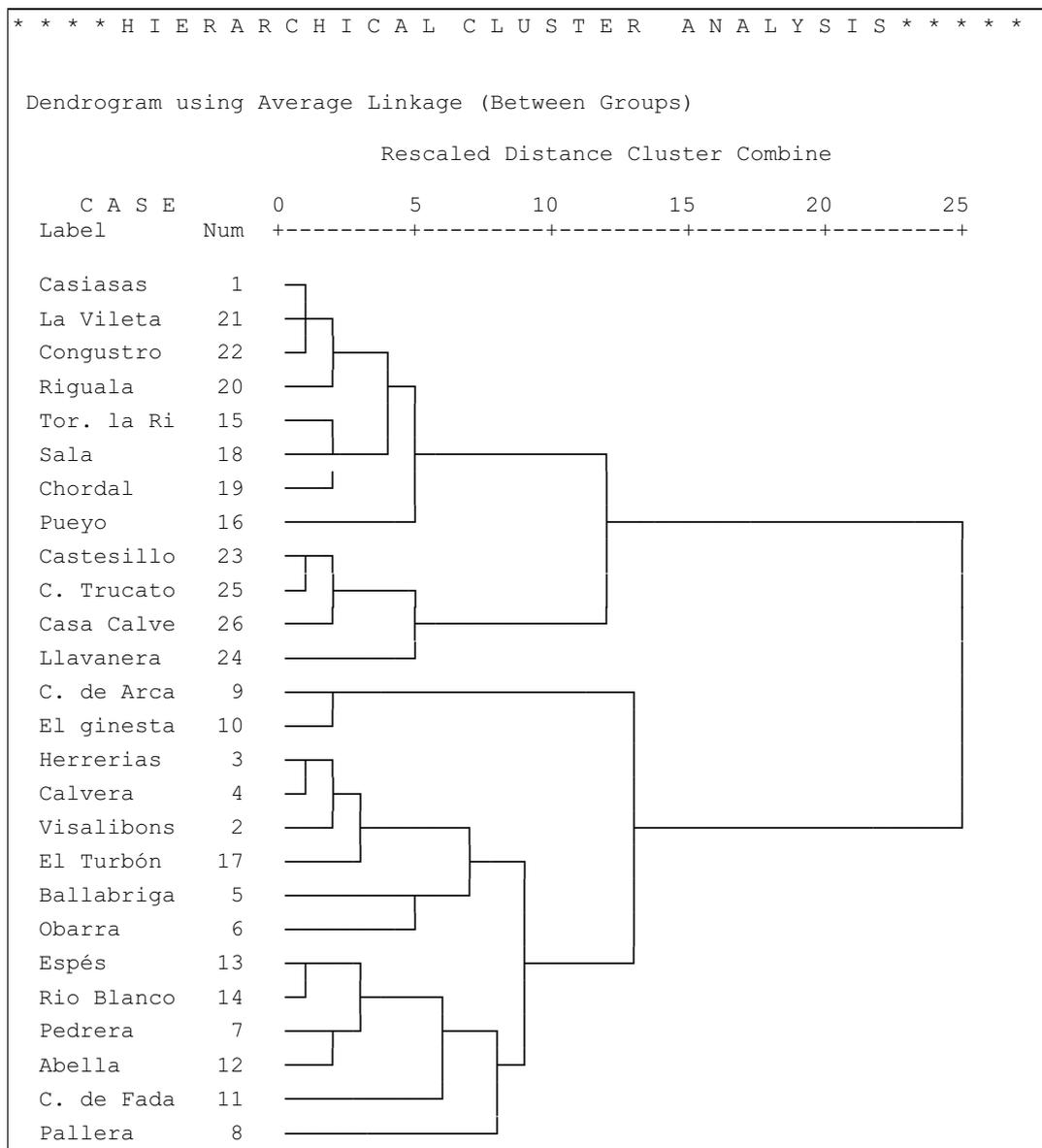


Figura 2.18.- Dendrograma resultante de la clasificación por conglomerados jerárquicos de los datos de los totalizadores de precipitación (para la localización, ver Figura 2.2 y Tabla 2.1).

Esos cinco grupos quedaron reducidos, ya a una distancia euclídea de casi el doble y el cuádruple de la anterior, primero a cuatro y luego a dos, que correspondieron a los totalizadores de la subcuenca Cabecera del Isábena, y los totalizadores correspondientes al resto de la cuenca. Con ello quedan claro las diferentes zonas en cuanto a comportamiento del total de precipitación dentro de la cuenca.

A partir de dendrograma, se ha optado por una discretización final en tres grupos, puesto que la red actual del I.N.M. en la cuenca es de tres estaciones (ver Figura 2.19):

- El primero, el de la zona norte, más lluviosa. Agrupa las estaciones de la Cabecera (nº1 a 14), más la del Turbón (nº 17). En él se localiza la estación del I.N.M. de Las Paúles.

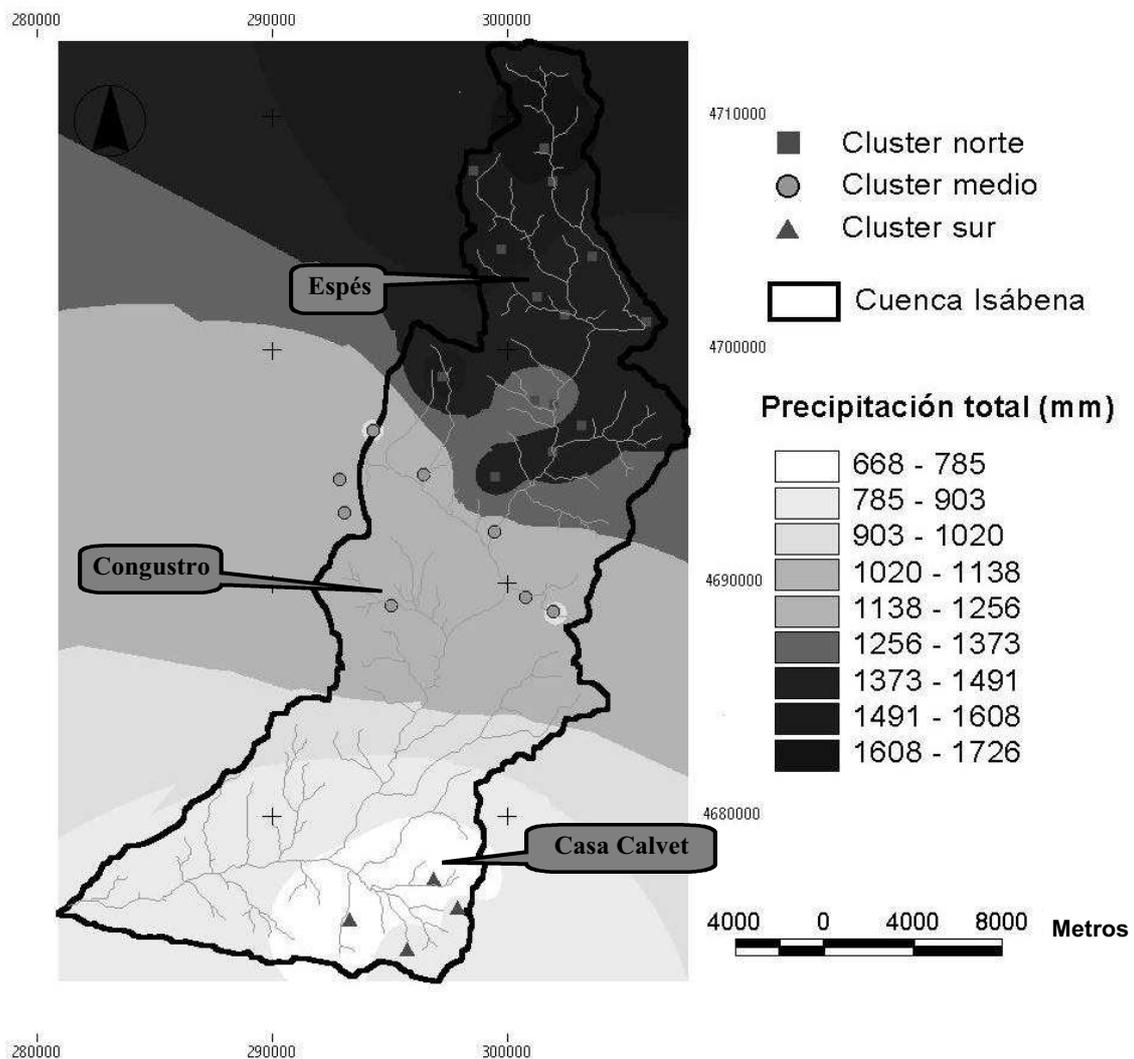


Figura 2.19.- Precipitación total (mm) durante el periodo de funcionamiento de los totalizadores, y agrupación de los totalizadores en tres clusters (coordenadas UTM 31N).

- El segundo bloque agrupa el resto de las estaciones de la subcuenca de Villacarli, más las del tramo medio del Isábena (nº 15 a 22 excepto el nº17). En él se localiza la estación del I.N.M. de Serraduy.
- El tercer bloque agrupa las estaciones de más al sur, las de la subcuenca de Lascuarre (nº 23 a 26). En él se localiza la estación del I.N.M. de Lascuarre.

En definitiva, se puede ver la importancia de mantener una red pluviométrica bien distribuida por toda la cuenca, siendo necesarias como mínimo tres estaciones para caracterizar la variabilidad de la cuenca, aunque el análisis de conglomerados indicó que para una mejor caracterización habría que tener pluviómetros en al menos 5 regiones de la cuenca. Concretamente sería necesario otro pluviógrafo en la subcuenca Cabecera al sur del congosto de Obarra, y otro más en el extremo norte de la subcuenca Cabecera del Isábena.

3.3.3 Análisis predictivo de la precipitación en cualquier punto de la cuenca

El análisis de selección de las estaciones de referencia representativas de las zonas pluviométricas, realizado mediante el procedimiento de *cluster*, dio como resultado tres grupos de estaciones (apartado anterior). Mediante el procedimiento *stepwise*, se seleccionó el totalizador más representativo de cada grupo (el que mejor explicaba la variabilidad de la precipitación), concretamente la estación de Espés para la zona norte, Congustro para la zona media, y Casa Calvet para la zona sur de la cuenca (ver Figura 2.19). A partir de aquí se pudieron establecer polinomios que recogen al máximo la variabilidad espacial de la precipitación. Así, estas estaciones pluviométricas permiten llegar a estimar la precipitación en diferentes puntos de la cuenca.

Cabe comentar que para este análisis se optó por tomar como referencia las estaciones propias en lugar de las estaciones del INM, al considerarse estas últimas como menos fiables. Como prueba de ello, la Tabla 2.10 muestra el resultado del análisis de selección con los datos de la estación del INM de Las Paúles (más las variables X, Y, Z), y de la estación de Espés (propia), viendo que las estimaciones fueron mucho peores para Las Paúles que las obtenidas tomando como referencia el pluviómetro de Espés. Ello puede deberse a errores de medida, como se comenta en el apartado 4.1.4.

Tabla 2.10. Comparación del análisis multivariante tomando como referencia las estaciones de Espés (propia) y Las Paúles (INM).

<i>Variables consideradas</i>	<i>Variables seleccionadas</i>	r^2
X, Y, Z, P _(Laspaúles)	Y, P _(Laspaúles)	0,3925
X, Y, Z, P _(Espés)	X, Y, P _(Espés)	0,6920

Se observa cómo de nuevo la variable Z no fue significativa, por lo que no se seleccionó en ningún caso. El resultado de la regresión múltiple lineal *stepwise* para las variables explicativas X, Y, Z, $P_{(\text{Espés})}$, $P_{(\text{Congustro})}$, $P_{(\text{Casa Calvet})}$ figura en la Tabla 2.11.

Tabla 2.11. Resultados de la regresión lineal por el procedimiento *stepwise* para las variables X,Y,Z, $P_{(\text{Espés})}$, $P_{(\text{Congustro})}$, $P_{(\text{Casa Calvet})}$

<i>Variable seleccionada</i>	<i>Coefficiente</i>	<i>r² acumulado</i>
Congustro	0,33860	0,6243
Y	0,00146	0,7455
Espés	0,35453	0,7767
Casa Calvet	0,41279	0,7986
X	0,000816	0,8018
Constante	-7090,7	

Se observa que las variables que recogieron mejor la variabilidad de la precipitación fueron el dato de precipitación de Congustro, así como el valor de latitud (Y). Congustro probablemente resultó la más significativa de las tres estaciones debido a que, al estar en la parte media de la cuenca, tuvo un valor en cuanto a precipitación más cercano a la media. La coordenada X fue la variable menos significativa (por lo menos a nivel de los 26 pluviómetros estudiados).

La Ecuación 2.2 permite estimar la precipitación en cualquier lugar de la cuenca, y recoge un 80% de la variabilidad de la misma.

$$P = 8,16 \cdot 10^{-4} \cdot X + 1,46 \cdot 10^{-3} \cdot Y + 0,339 \cdot P_{(\text{Congustro})} + 0,354 \cdot P_{(\text{Espés})} + 0,413 \cdot P_{(\text{Casa Calvet})} - 7090,7$$

Ecuación 2.2

donde X, Y en [m], y P en [mm].

La Figura 2.20 recoge el gráfico de residuos del modelo lineal de la **Ecuación 2.2**, es decir, los errores al aplicar la ecuación a los mismos datos con los que fue generada. La media de los residuos fue de 0,2 mm, y la desviación estándar de 20,2 mm. En cuanto a la estructura de los residuos, se observó una cierta tendencia a residuos positivos para precipitaciones menores de 100mm, y a residuos negativos para precipitaciones superiores a 120 mm. Esto puede indicar la existencia de alguna correlación entre los datos no incluida en la regresión lineal múltiple, con lo cual podría haber modelos no lineales que se ajustaran mejor a los datos. En cualquier caso la tendencia no es clara, por lo que se acepta el modelo.

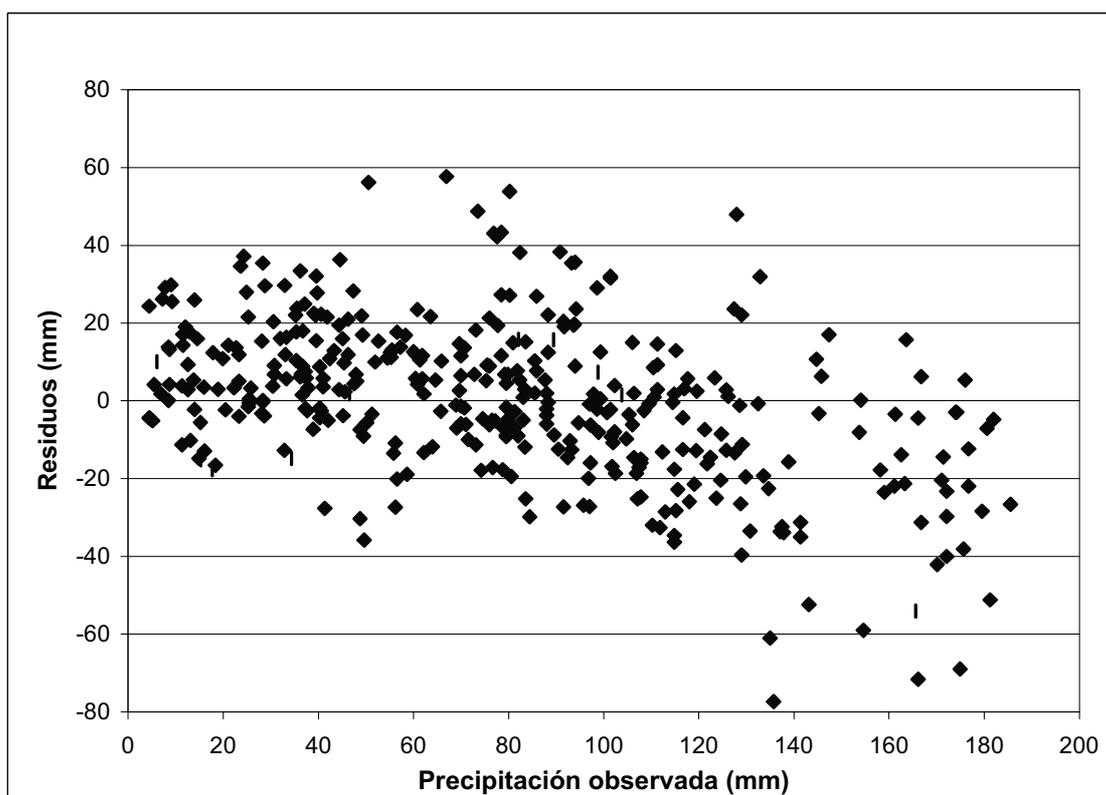


Figura 2.20.- Gráfico de residuos de la Ecuación 2.2 según la precipitación observada.

En cuanto a la validación de la Ecuación 2.2, se efectuó con los eventos de 3/11/2000 y 3/12/2000. La Figura 2.21 muestra el gráfico de residuos. El error medio fue de +6,2 mm, es decir que predominó la sobreestimación, y la desviación estándar de 14,6 mm. Se observó una ligera tendencia hacia residuos negativos para valores de precipitación superiores a 140 mm.

El hecho de tener un polinomio de precipitación con un alto grado de significación para la cuenca puede resultar muy útil como herramienta de gestión para el análisis de los procesos hidrológicos y la gestión de los recursos hídricos. Así, por ejemplo, desde el punto de vista de la modelización hidrológica permite generar coberturas 2D georreferenciadas de datos a partir únicamente de datos fiables de 3 estaciones. Asimismo, estos polinomios en un futuro pueden ser contrastados con medidas procedentes de radares meteorológicos, que de momento no tienen una buena fiabilidad en la zona.

Cabe comentar que, dado el tipo de datos tomados en los totalizadores, este ajuste se refiere a episodios de precipitación generales, que afectan a toda la cuenca, y no a tormentas puntuales, y que tampoco da información de la intensidad de lluvia, sino únicamente del total.

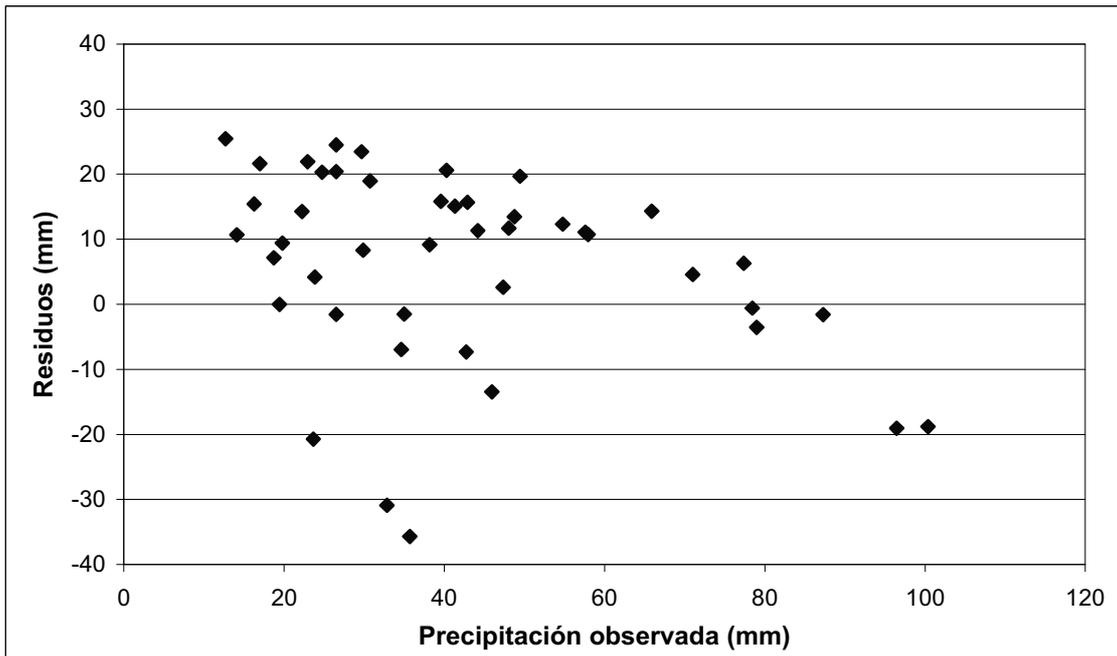


Figura 2.21.- Residuos de la validación de la Ecuación 2.2.

3.4 Análisis de la precipitación integrada a nivel de subcuencas

3.4.1 Estimación de la precipitación a nivel de subcuencas

La interpolación espacial de los datos de totalizadores permitió calcular datos de precipitación a nivel de subcuencas. La Tabla 2.12 recoge la media de precipitación en todas las estaciones pluviométricas y las cantidades de lluvia estimadas para cada subcuenca de estudio.

Se observa cómo, en la subcuenca de Lascuarre, llovió un 60% de lo estimado en la subcuenca de Cabecera, y en general para la mayoría de episodios se cumple el gradiente norte-sur, con la mayor precipitación en las subcuencas de la parte alta de la cuenca. Sin embargo, estos datos son precipitaciones totales para periodos de entre una y dos semanas, con lo cual no se pueden individualizar tormentas puntuales en que este gradiente se pudiera invertir.

Tabla 2.12. Precipitación (mm) registrada para cada episodio de lluvia y cada subcuenca, así como la media de todas las estaciones de la cuenca del Isábena.

Fecha	Isábena	Villacarli	Lascuarre	Ceguera	Cabecera	Carrasquero
14/04/00	62,2	47,0	20,5	28,8	88,6	31,6
29/04/00	106,3	104,3	71,3	85,6	122,6	102,6
14/05/00	100,4	104,0	76,9	83,9	109,2	89,5
29/05/00	69,3	76,1	36,8	52,1	78,9	62,6
15/06/00	103,9	119,4	85,7	99,9	110,7	101,6
07/10/00	106,9	108,1	83,7	99,5	116,7	94,9
20/10/00	30,7	33,1	16,6	25,0	37,3	25,1
28/10/00	42,6	40,9	42,7	44,6	42,9	42,2
11/11/00	73,9	79,2	46,5	58,5	83,8	67,2
16/12/00	135,2	125,5	65,2	103,0	164,4	124,0
15/03/01	9,5	9,9	5,7	8,8	10,1	12,8
26/04/01	24,8	20,5	10,4	13,3	33,2	15,9
17/05/01	150,3	151,8	110,5	131,4	162,3	149,9
27/05/01	66,2	66,9	48,7	57,9	71,5	66,0
29/06/01	67,6	60,8	28,6	53,3	80,5	66,5
02/10/01	110,5	124,2	46,7	79,9	129,2	93,9
3/11/01	56,4	68,3	48,6	44,7	43,2	39,9
3/12/01	25,2	25,9	21,7	21,8	24,3	28,8
TOTAL	1341,9	1365,9	866,8	1091,9	1509,4	1215,0

Los datos de precipitación por eventos y subcuenca, junto con los hietogramas por evento registrados en los pluviógrafos (apartado 3.2), sirven de entrada para el análisis de la respuesta hidrológica de las subcuencas (capítulo 3). El total de lluvia por hietograma vino dado por la interpolación espacial de datos de totalizadores, mientras que la distribución temporal de dicha precipitación se tomó del pluviógrafo más cercano. Como ejemplo la Figura 2.22 muestra el hietograma correspondiente a la subcuenca de Cabecera para el episodio del 21 de Octubre de 2000.

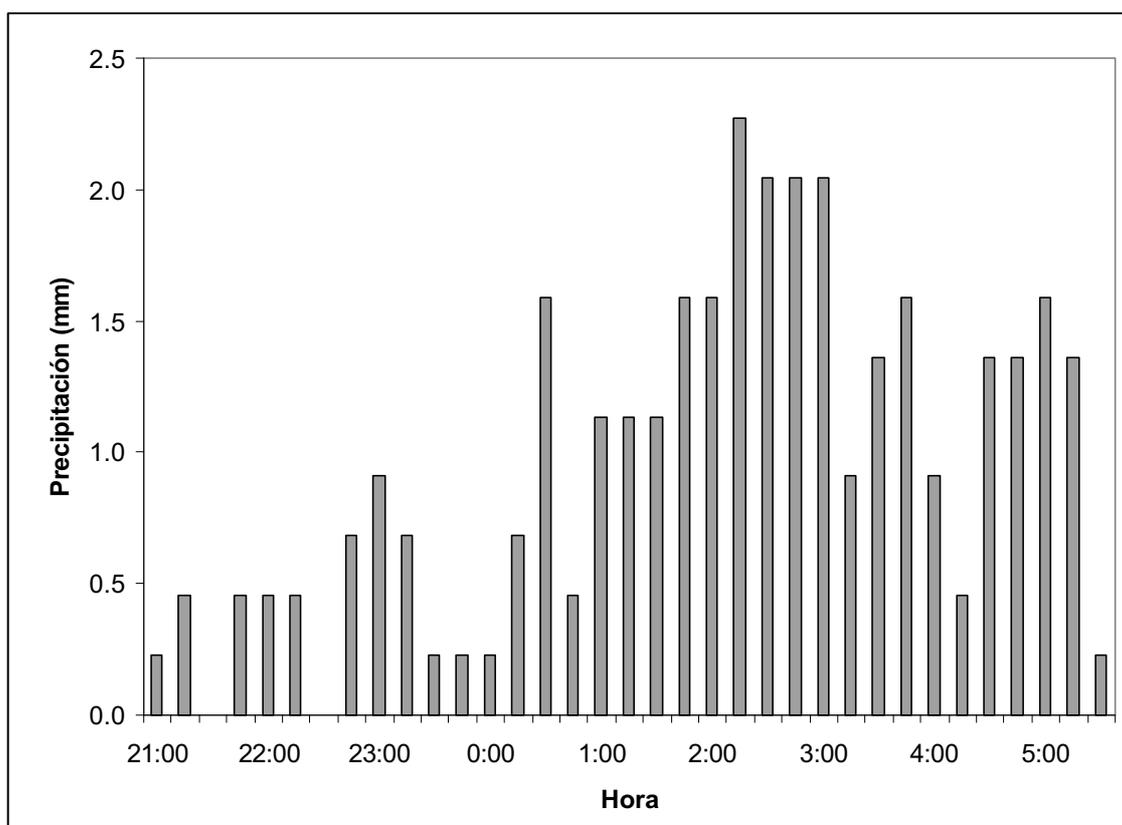


Figura 2.22.- Hietograma para el evento de 21 Octubre 2000 en la subcuenca de Cabecera.

3.4.2 Obtención de polinomios predictivos a nivel de subcuenca

Aprovechando el cálculo integrado del volumen de precipitación estimado para cada subcuenca a partir de los datos analizados, se plantearon regresiones lineales múltiples para cada subcuenca, con el fin de determinar qué pluviómetros eran los mejores estimadores de cada subcuenca. Los resultados se presentan en la Tabla 2.13.

Cabe observar que las subcuencas con mejor estimación fueron las del norte (Villacarli y Cabecera), en las cuales la regresión encontrada explica más de un 91% la variabilidad de la precipitación a nivel de subcuenca. Sin embargo, en el caso del Villacarli se necesitaron para ello los datos de tres estaciones, estando dos de ellas fuera de la cuenca. Sólo Torre la Ribera se encuentra físicamente dentro de los límites de la subcuenca. Por ello se planteó otra regresión eliminando del proceso *stepwise* las estaciones de Espés y Coll de Fadas. Así se obtuvo una regresión en que el mejor ajuste lo aportó la estación de Visalibons, justo en el límite de la subcuenca. Dicha regresión explicó en un 80% la variabilidad de la subcuenca.

En las otras subcuencas de la parte media y baja de la cuenca, las regresiones sólo explicaron alrededor el 70% de la variabilidad, lo cual se pudo explicar en parte por la menor densidad de pluviómetros. Así por ejemplo, la subcuenca de Ceguera no tuvo ningún

pluviómetro en su interior, y el pluviómetro mejor relacionado es el de Casiasas, que se encuentra algunos kilómetros hacia el norte. Esto indica que como mínimo para esta subcuenca sería interesante haber tomado estaciones pluviométricas en su interior. Para las cuencas de Carrasquero y Lascuarre, con un solo pluviómetro de los ubicados en su interior se alcanzaron valores explicativos de alrededor del 70%.

Tabla 2.13. Regresiones lineales para la mejor estimación la precipitación en las subcuencas del Isábena.

<i>Sucuenca</i>	<i>Estaciones seleccionadas</i>	<i>Ecuación</i>	<i>r²</i>
Cabecera del Isábena	Coll de Fadas (C)	P= 0,898C+6,38	0,92
Villacarli (1)	Coll de Fadas (C), Torre la Ribera (T), Espés (E)	P= 0,781C+ 0,562T -0,435E +3,93	0,92
Villacarli (2)	Visalibons (V)	P= 0,872V +6,87	0,81
Carrasquero	Congustro (CG)	P= 0,890CG +14,93	0,70
Ceguera	Casiasas (CS)	P= 0,776CS +8,87	0,73
Lascuarre	Sala (S)	P= 0,669S +9,08	0,69

En la Figura 2.23 se observa el gráfico de residuos de los polinomios de ajuste. En general estuvieron dentro del rango de error de ± 15 mm, salvo algún episodio en concreto en el que los totalizadores de referencia del polinomio de ajuste tuvieron un comportamiento bastante diferente al del conjunto de la subcuenca. Únicamente para la subcuenca de Lascuarre se observó una tendencia marcada en los residuos, con errores positivos importantes para precipitaciones < 40 mm, y errores negativos para precipitaciones > 60 mm, y es precisamente esta subcuenca la de polinomio con peor grado de ajuste ($r^2 = 0,69$). Ello indica que hubo otros factores además del totalizador elegido (Sala), que controlaron la variabilidad de la precipitación.

El error medio y la desviación estándar de estos residuos figura en la Tabla 2.14. En general los errores medios fueron positivos, entre 0 y 5 mm, y las desviaciones estándar no pasaron de 15 mm. En porcentaje, esto supuso errores de entre un 10 y un 15%, excepto en Lascuarre donde el error se disparó hasta más de un 100%. Únicamente en Carrasquero el error medio fue por defecto, aunque su valor fue muy pequeño, del 7%.

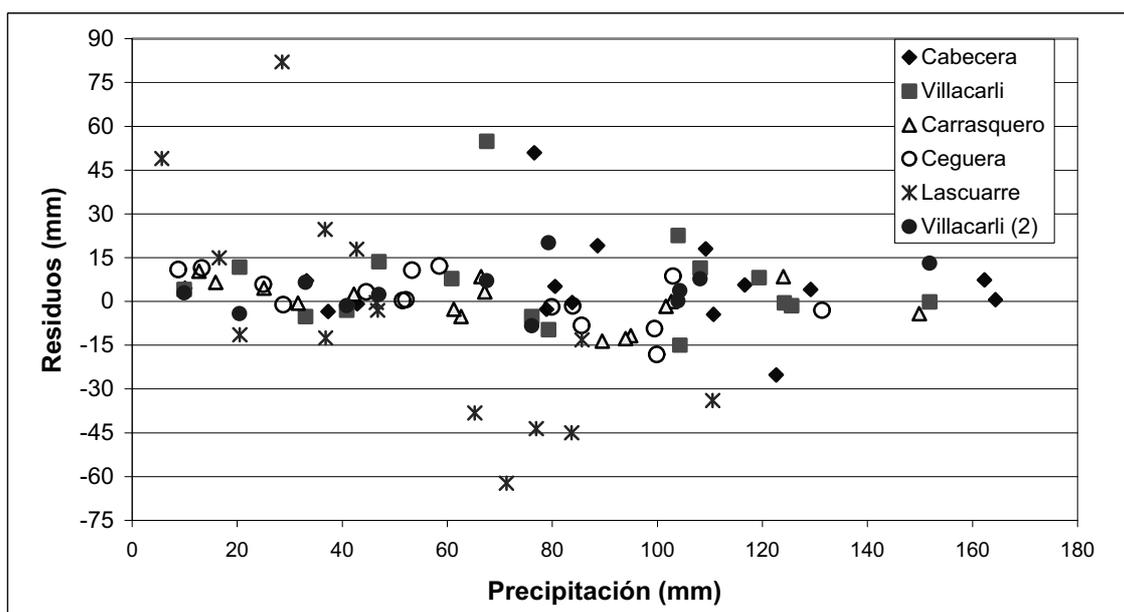


Figura 2.23.- Residuos (mm) de la aplicación de los polinomios de ajuste a la precipitación por subcuencas.

Tabla 2.14.- Errores porcentuales medios de los polinomios de ajuste para las diferentes subcuencas, y errores de los dos episodios de validación.

	<i>Cabecera</i>	<i>Villacarli</i>	<i>Carrasquero</i>	<i>Ceguera</i>	<i>Lascuarre</i>
Error medio \pm desviación	9,4 \pm 21,4	(1) 12,7 \pm 27,6 (2) 13,3 \pm 20,3	-6,9 \pm 24,3	15,2 \pm 37,5	129,7 \pm 352,4
Error validación 3/11/01	41,3	(1) 61,2 (2) 1,5	14,1	-2,3	29,2
Error validación 3/12/01	16,7	(1) 15,3 (2) -2,9	19,9	12,7	208,5

En cuanto a la validación con los episodios de 3/11 y 3/12/2001, se observó un buen ajuste para las subcuencas de Carrasquero y Ceguera, así como el polinomio (2) para la subcuenca de Villacarli. La cuenca de Lascuarre presentó errores superiores a los 10 mm en ambos episodios, lo cual confirmó dicho polinomio como el de peor ajuste.

La subcuenca de Cabecera, así como el polinomio (1) de la de Villacarli, presentaron un error considerable, de casi 30 mm, que en porcentaje fue un 40 y un 60% respectivamente, únicamente para el primer episodio de validación. Una razón se puede encontrar observando las precipitaciones diarias (Figura 2.7). El dato de 3/11/2001 agrupó principalmente 3 episodios de precipitación que se produjeron a lo largo del mes de octubre, mientras que el dato de 3/12/2001 agrupó un único episodio que se produjo durante dos días, y fue de menor intensidad que la suma los 3 episodios de octubre. Así pues, al agrupar 3 episodios, la variabilidad espacial se multiplicó, especialmente en la parte alta de la cuenca que es donde llovió más, y ello explica que el polinomio tenga un peor ajuste para este primer episodio de validación.

Cabe destacar que la inclusión de varios totalizadores de referencia en un mismo polinomio de predicción puede ser contraproducente, como ha resultado en el caso de la subcuenca de Villacarli, donde el polinomio (2), basado en un único totalizador, demostró mejor capacidad predictiva que el polinomio (1), basado en 3 totalizadores.

En definitiva, se encontraron regresiones que estiman la precipitación integrada por subcuencas a partir de un único valor de un pluviómetro. El grado de ajuste fue desde el 90 y 80% en la parte alta de la cuenca hasta el 70% de la parte media y baja.

3.4.3 Comparación entre metodologías de estimación areal de precipitación

La Figura 2.24 y Tabla 2.15 muestran los errores entre la estimación por interpolación de datos de totalizadores y la estimación por subcuenca ponderando por el área de los polígonos de Thiessen a partir de los datos de las estaciones del I.N.M. de Las Paúles, Serraduy y Lascuarre.

Se observan buenas estimaciones para precipitaciones menores a 40 mm, mientras que para precipitaciones superiores a 80 mm predominaron los errores por defecto, más importantes cuanto mayor es el volumen de precipitación, llegándose a errores de casi 80 mm para una precipitación de unos 160 mm, es decir que por el método tradicional de Thiessen se habría infravalorado en un 50% la precipitación de la subcuenca.

Tabla 2.15.- Errores porcentuales de estimación de precipitación por subcuenca comparando la metodología tradicional (Thiessen) con las estimaciones interpolando datos de los totalizadores.

	<i>Cabecera</i>	<i>Villacarli</i>	<i>Carrasquero</i>	<i>Ceguera</i>	<i>Lascuarre</i>
Error medio (%) \pm desviación	-15,0 \pm 33,2	-15,3 \pm 20,5	-16,3 \pm 27,0	-11,1 \pm 22,5	-4,4 \pm 29,9
Error 3/11/01	13,4	23,4	15,7	12,9	-9,9
Error 3/12/01	-68,3	2,0	32,0	16,4	-9,8

Estas diferencias pueden considerarse como una estimación del error cometido al aplicar el método de Thiessen, aceptando que la interpolación espacial de datos de la densa totalizadores se acerca más a la medida real de la precipitación en las subcuencas.

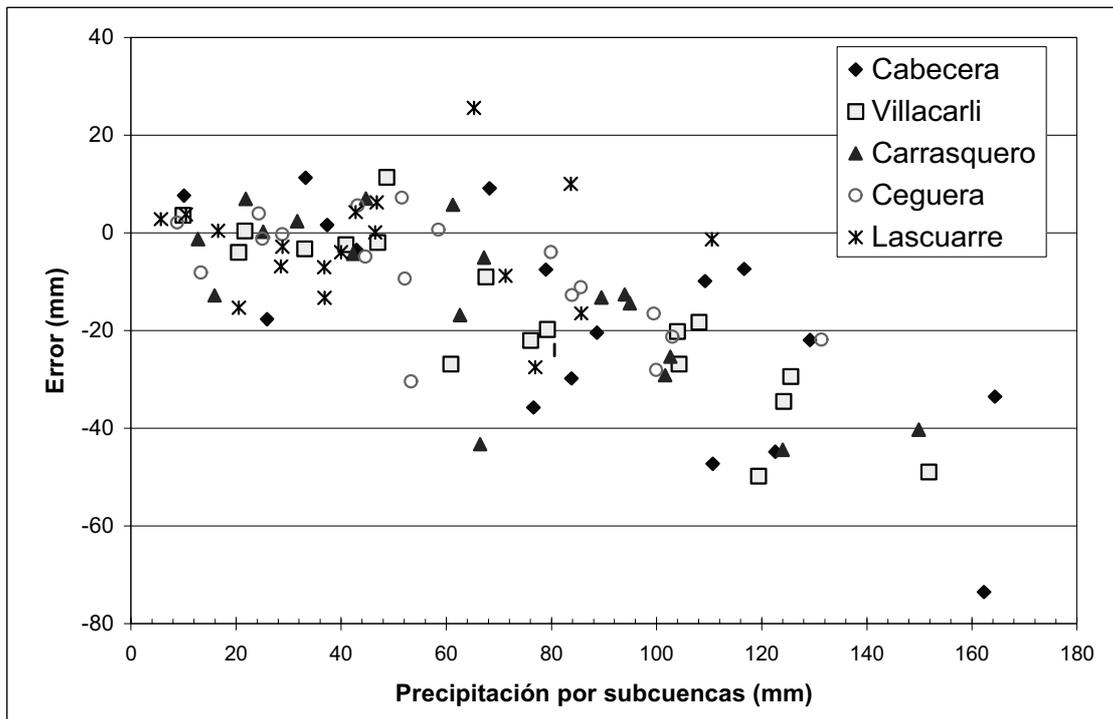


Figura 2.24.- Diferencia (mm) en la estimación de la precipitación por subcuenca comparando la metodología tradicional de interpolación por polígonos Thiessen de datos I.N.M., con la estimación en base a los datos de los totalizadores.

Además de tener una estimación de error que se cometería al aplicar una metodología de uso tan extendido en una zona de montaña, estos datos nos permitieron comparar la eficacia de este método con el método de ajuste de un polinomio por subcuenca.

Comparando la Tabla 2.14 y la Tabla 2.15, se puede observar que los errores porcentuales fueron ligeramente inferiores en el caso de los polinomios ajustados, salvo en el caso de la subcuenca de Lascurarre donde el polinomio presentaron un mal ajuste, y el primer episodio de validación en la subcuenca de Cabecera, por los motivos anteriormente explicados. La mejora más significativa aplicando el polinomio ajustado se dió en la subcuenca de Villacarli, donde en los episodios de validación se pasó de un error medio del 13% por Thiessen a uno del 2% aplicando el polinomio ajustado.

4 Conclusiones

En cuanto a la **caracterización general de la precipitación** durante el periodo de estudio, se pueden distinguir tres estaciones con una precipitación superior a la media histórica de la cuenca: la primavera y el otoño de 2000, y invierno de 2001. Por contra, el invierno de 2000 y el otoño de 2001 fueron menos lluviosos de lo normal. En cuanto a eventos tormentosos, el más destacado fue el de 10/6/2000, con una recurrencia estimada de 5 años.

En cuanto al **análisis de la intensidad y duración** de los eventos de precipitación, se puede concluir que:

- Aunque la parte alta de la cuenca es más lluviosa, en la parte media de la cuenca se recoge mayor cantidad de precipitación en forma de tormenta (eventos de >10mm);
- La **duración media** de una tormenta oscila entre 7 y 10 horas, siendo la variabilidad muy grande;
- El **desfase medio** del inicio de la lluvia es de 50 min de antelación de la parte media respecto de la parte alta de la cuenca, siendo la variabilidad muy grande;
- La **intensidad máxima** de precipitación se produce como promedio en la mitad del evento, aunque la variabilidad es muy grande;
- La **intensidad media** es de unos 4,7 mm/h en la parte media y de 2,9 mm/h en la parte alta de la cuenca, aunque la variabilidad de este dato es grande en la parte media de la cuenca;
- El **hietograma tipo** es simétrico tanto para el pluviógrafo de Serraduy (en la parte media de la cuenca) como para Las Paúles (en la parte alta). Sin embargo, para Corva (en la parte más alta de la cabecera) presenta una mayor intensidad en el tramo inicial del hietograma.

En cuanto al análisis de la **distribución y variabilidad de la precipitación**:

- En el periodo de estudio, la precipitación total osciló entre los 927 mm registrados en la parte baja (subcuenca de Lascuarre) y los más de 1626 mm en la cabecera del Isábena.
- El análisis por **conglomerados** (*clusters*) demostró la necesidad de mantener, como mínimo, de tres a cinco estaciones pluviométricas en la cuenca del Isábena. Actualmente existen tres estaciones, aunque su fiabilidad es variable.

- En cuanto a la **variabilidad espacial a nivel de cuenca**, los polinomios lineales ajustados indican que el gradiente más claro es el norte sur, con un aumento del 1,84% en la precipitación por cada 1000 m en dirección hacia el norte. El gradiente este-oeste y el altitudinal no resultan tan explicativos.

En cuanto al **análisis predictivo de la precipitación**:

- A nivel de **cuenca**, se obtuvo una ecuación que predijo la precipitación ($r^2=0,8$) a partir de las coordenadas X e Y dentro de la cuenca, así como los datos de precipitación de tres estaciones de referencia. El error medio de validación fue de +6,2 mm.
- A nivel de **subcuencas**, a partir de un único valor de un pluviómetro, se encontraron regresiones que estimaron la precipitación integrada por subcuencas. El grado de ajuste fue desde el 90 y 80% en la parte alta de la cuenca hasta el 70% de la parte media y baja. Los errores en validación fueron del 2% al 30% según la subcuenca, exceptuando la subcuenca de Lascurarre, que presentó un error muy superior. Dichos pluviómetros serían interesantes de mantener de cara al futuro para una correcta estimación de la precipitación a nivel de subcuenca.

A partir de los datos de totalizadores y pluviógrafos se generaron los **hietogramas** de los eventos de precipitación por subcuencas, que sirven de base para la modelización hidrológica del apartado 3.

En cuanto a **conclusiones metodológicas**:

- Se detectaron **diferencias de medida** considerables según las diferentes fuentes de datos, que ponen en duda la fiabilidad de los datos diarios del INM para eventos de alta intensidad.
- La estimación areal de precipitación por polígonos Thiessen a partir de los datos del I.N.M. implicó una diferencia media del -15%, respecto de la interpolación de datos detallados propios. Esto permite afirmar que se produjo una desviación por defecto en la estimación debido a la ausencia de datos de lluvia de estaciones no situadas en el valle, y que el uso de polinomios ajustados como los propuestos supone una estimación sensiblemente mejor.

5 BIBLIOGRAFIA

- ÁLVAREZ, M., 2000. *Análisis estadístico con SPSS*. Ed. Universidad de Deusto.
- ANDREASSIAN, V.; PERRIN, C.; MICHEL, C.; USART-SANCHEZ, I.; LAVABRE, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of hydrology*. Elsevier Science. v. 250 (1/4): 206-223.
- ANDRIEU, H., FRENCH, M.N., THAUVIN, V., KRAJEWSKI, W.F., 1996. Adaptation and application of a quantitative rainfall forecasting model in a mountainous region. *Journal of Hydrology*, 184: 243- 259.
- BRAS, R.L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I., 1976. Evaluation of mean square error involved in approximating the areal average of a rainfall event by a discrete summation. *Water-Resources Research*, 12 (2): 181-184.
- CANELLAS, C., MERLIER, 1994. Evaluation et cartographie de valeurs extremes de précipitations. *Cruces et inondations*, 1: 131-136.
- CASSIRAGA, E.F., GÓMEZ-HERNÁNDEZ, J.J., 1997. Improved rainfall estimation by integration of radar data: A geostatistical approach. *GeoENV I - geostatistics for environmental applications*. Proceedings, Lisboa, Portugal, 18-19 Noviembre 1996. pp. 363-374.
- DALEZIOS, N.R., 1990. Digital processing of weather radar signals for rainfall estimation. *International Journal of Remote Sensing*. 11(9): 1561-1569.
- DAL-RÉ, R.; AYUGA, F., 1996. *Pequeños embalses de uso agrícola. Primera parte: Hidrología superficial de las pequeñas cuencas*. Servicio de Publicaciones de la ETSI Agrónomos de Madrid, U.P.M.
- DEL VALLE, J., 1997. La precipitación media anual en el sector alto de la cuenca del Cinca. *Revista Pirineos*, 149-150: 121-144.
- DELLA LUCIA, D.; FATTORELLI, S.; PROVASI, C., 1975. Investigation of the spatial distribution of heavy rainfall on the mountainous region of Tre Venezie. *Ann.Cent.Econ.Mont.Venezie, 1968/1969* (Publ. 1975), 9: 181-207.
- DESUROSNE, I.; OBERLIN, G.; RIBOT, B.J., 1991. Correlogrammes spatio-climatiques des intensités de pluie en montagne. *Hydrologie-Continentale*. 6 (2): 91-107.
- DHAR, O.N.; BHATTACHARYA, B.K., 1976. Variation of rainfall with elevation in the Himalayas: a pilot study. *Indian J.Power River Val.Dev.*, 26 (6): 179-185.

DUGDALE, G.; MCDOUGALL, V.D.; MILFORD, J.R., 1991. Rainfall estimates in the Sahel from cold cloud statistics: accuracy and limitations of operational systems. *Soil water balance in the Sudano-Sahelian zone*. Proceedings, International Workshop, Niamey, February 1991. IAHS Publication. No. 199: 65-74.

DUGO PATÓN, M., GONZÁLEZ GARCÍA, M., CABEZAL GÓMEZ, L., 1994. *Ciclo hidrológico. El agua atmosférica: humedad y precipitación*. Ediciones de la Escuela Politécnica Superior de Lugo.

ESBENSEN, K.; SCHÖNKOPF, S.; MIDTGAARD, T., 1996. *Multivariate analysis in practice*. Ed. Camo AS.

FAURES, J.M; GOODRICH, D.C.; WOOLHISER, D.A., 1995. Impact of small-scale spatial rainfall variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*. 173 (1-4): 309-326.

FLORIDO, L.V.; BACONGUIS, S.R., 1976. Rainfall pattern of Labey Creek watershed. *SYLVATROP Philipp For.Res.Journal*, 1 (3): 204-214.

GARCIA, C.M., CATALINI, C.G., CAAMAÑO, G.E., 2000. Distribución espacial de la lluvia de diseño en una cuenca de montaña. *Memoria del XIX Congreso latinoamericano de Hidráulica*. Córdoba.

GEORGAKAKOS, K.P.; TSINTIKIDIS, D.; ATTIA, B.; ROSKAR, J., 2001. Estimation of pixel-scale daily rainfall over Nile River catchments using multi-spectral METEOSAT data. Conferencia *Remote sensing and hydrology 2000*. Santa Fe, NewMexico, USA, 2-7 Abril-2000. IAHS Press; Wallingford (UK): 11-15.

GOODRICH, D.C.; FAURES, J.M.; WOOLHISER, D.A.; LANE, L.J.; SOROOSHIAN, S., 1995. Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. *Journal of Hydrology*. 173 (1/4): 283-308.

GRASSOTTI, C.; GARAND, L., 1994. Classification-based rainfall estimation using satellite data and numerical forecast model fields. *Journal of Applied Meteorology*. 33 (2): 159-178.

GRIMES, D.I.F.; Pardo-Igúzquiza, E.; BONIFACIO, R., 1999. Optimal areal rainfall estimation using raingauges and satellite data. *Journal of Hydrology*, 222(1-4): 93-108.

HARTIGAN, J., 1975. *Clustering algorithms*. Ed. John Wiley & Sons.

HENDERSON, R.D., THOMPSON, S.M., 1999. Extreme rainfalls in the Southern Alps of New Zealand. *NZ Journal of Hydrology*, 38(2): 309- 330.

JOHNSON, G., HANSON, C., 1995. Topographic and atmospheric influences on precipitation variability over a mountainous watershed. *Journal of Applied Meteorology*, 34: 68- 87.

KAKANE, V.C.K.; IMBERNON, J., 1992. Estimation of rainfall in Senegal using the satellite NOAA-9/AVHRR. *International Journal of Remote Sensing*, 13(11): 2059-2068.

- KIEFFER WEISSE, A., BOIS, P., 2001. Topographic effects on statistical characteristics of heavy rainfall and mapping in the French Alps. *Journal of Applied Meteorology*, 40: 720-740.
- LLASSAT, M., PUIGGERVER, M., 1992. Pluies extremes en Catalogne: influence orographique et caractéristiques synoptiques. *Hydrologie continentale*, 7: 99-115.
- LLEMIT, M.B.; SUAN, M.P.L., 1976. Rainfall pattern of Angat (Bulacan) grassland watershed. *SYLVATROP Philipp For.Res.Journal*, 1(4): 303-313.
- LOPEZ, R.E.; ATLAS, D.; ROSENFELD, D.; THOMAS, J.L.; BLANCHARD, D.O.; HOLLE, R.L., 1989. Estimation of areal rainfall using the radar echo Area Time Integral. *Journal of Applied Meteorology*. 28(11): 1162-1175.
- MIMIKOU, M.A.; BALTAS, E.A., 1996. Flood forecasting based on radar rainfall measurements. *Journal of Water Resources Planning and Management*. 122(3): 151-156.
- MOORE, D.G.; HARLAN, J.C.; HEILMAN, J.L.; OHLEN, D.O.; ROSENTHAL, W.D., 1983. Infrared remote sensing for monitoring rainfall. *Dev.Agric.Manage.For.Ecol.*, 12: 363-378.
- OKI, T.; MUSIAKE, K.; KOIKE, T., 1991. Spatial rainfall distribution at a storm event in mountainous regions, estimated by orography and wind direction. *Water Resources Research*. 27(3): 359-369.
- PARDO IGUZQUIZA, E., 1998. Optimal selection of number and location of rainfall gauges for areal rainfall estimation using geostatistics and simulated annealing. *Journal of Hydrology*, 210 (1/4): 206-220.
- PESSOA, M.L.; BRAS, R.L.; WILLIAMS, E.R., 1993. Use of weather radar for flood forecasting in the Sieve River Basin: a sensitivity analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 32(3): 462-475.
- REMENIERAS, G., 1974. *Tratado de hidrología aplicada*. Editores Técnicos Asociados SA. Barcelona.
- RIGGIO, R.F., CARR, J.T., 1974. A technique for acquiring ground-truth rainfall data with which to calibrate radar measurements. En *Proceedings of the International Seminar and exposition on Water Resources Instrumentation*, 1974 (Pub. 1975), 2: 229-236.
- ROSENFELD, D.; WOLFF, D.B.; AMITAI, E., 1994. The window probability matching method for rainfall measurements with radar. *Journal of Applied Meteorology*. 33(6): 682-693.
- SHELL, G.S.; MADRAMOOTOO, C.A., AUSTIN, G.L.; BROUGHTON, R.S., 1992. Use of radar measured rainfall for hydrologic modelling. *Canadian Agricultural Engineering*, 34(1): 41-48.

SCOFIELD, R.; OLIVER, V., 1977. *A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery*. U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration. NOAA technical memorandum NESS. U.S. Dept. of Commerce, National Environmental Satellite Service, III, 47 p.

SHIH, S.F., 1989. GOES satellite data in rainfall estimation. *Journal of Irr.Drain.Eng.* American Society of Civil Engineers. 115 (5): 839-852.

SHIH, S.F., 1990. Satellite data and geographic information system for rainfall estimation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 116(3): 319-331.

SINGH, V.P., 1976. A rapid method of estimating mean areal rainfall. *Water Resources Bull.*, 12 (2): 307-315.

SIVAPALAN, M., BLÖSCHL, G., 1998. Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-duration-frequency curves. *Journal of Hydrology*, 204: 150- 167.

SPREEN, W.C., 1947. A determination of the effect of topography upon precipitation. *Transactions American Geophys. Union*, 2: 285- 290.

SUN, X.; MEIN, R.G.; KEENAN, T.D.; ELLIOTT, J.F., 2000. Flood estimation using radar and raingauge data. *Journal of Hydrology*, 239: 4-18.

TANG-CHANG, Y.; SHINDO, S.; MACHIDA, I.; TANG, C.Y., 1998. Topographical effects on the distributions of rainfall and 18O distributions: a case in Miyake Island, Japan. *Hydrological-Processes*. 12(4): 673-682.

TSINTIKIDIS, D.; GEORGAKAKOS, K.P.; ARTAN, G.A.; TSONIS, A.A., 1999. A feasibility study on mean areal rainfall estimation and hydrologic response in the Blue Nile region using METEOSAT images. *Journal of Hydrology*, 221(3-4), 97-116.

VALLS, J. , 2002. *Estudi de l'heterogeneïtat espacial a la conca de l'Isábena (Huesca)*. Trabajo Práctico Tutorado en curso. Escola Tècnica Superior d'Enginyeria Agrària, Universidad de Lleida.

Capítulo 3: Análisis de la respuesta hidrológica

RESUMEN

Se plantea el estudio de la respuesta hidrológica de la cuenca y subcuencas del Isábena, con una superficie 420 km^2 , un tiempo de concentración de unas 8 h y un módulo anual de $5,7 \text{ m}^3/\text{s}$. Para ello se utiliza un estudio pluviométrico de detalle (capítulo 2) y medidas de caudal en el periodo abril 2000- abril 2002, junto con el uso calibrado del modelo del Número de Curva.

Se ha observado una estacionalidad marcada en las crecidas, con máximos en otoño y primavera, y coeficientes de escorrentía de entre un 2 y un 10%. Las subcuencas de la parte alta copan el aporte durante las crecidas con un 60% de la subcuenca de Cabecera y un 20% la de Villacarli. Sin embargo, en eventos tormentosos los aportes máximos se desplazan hacia el tramo medio, concretamente hacia las subcuencas de Villarli y Carrasquero. Dichas cuencas promedian tiempos base de más de 10 horas y coeficientes de escorrentía alrededor del 15%, mientras que en las subcuencas de la parte baja son de 8 h y del 4%, respectivamente.

En cuanto al aspecto metodológico, por una parte se constata la importancia de una buena caracterización de la distribución espacial y temporal de la precipitación, y por otra parte la imposibilidad de calibrar un único Número de Curva base por subcuenca. Esto lleva a recomendar el uso de modelos distribuidos y en continuo para reproducir más adecuadamente la respuesta hidrológica, evitando la incertidumbre asociada a la estimación de la humedad antecedente de la cuenca.

RESUM

Es planteja l'estudi de la resposta hidrològica de la conca i subconques de l'Isábena, amb una superfície de 420 km^2 , un temps de concentració de 8h i un mòdul anual de $5,7 \text{ m}^3/\text{s}$. A tal efecte, es fa ús d'un estudi pluviomètric de detall (capítol 2) i mesures de cabal durant el període abril 2000- abril 2002, juntament amb l'ús calibrat del model hidrològic del Número de Corba.

S'ha observat una marcada estacionalitat en les crescudes, amb màxims a la tardor i la primavera, i coeficients d'escolament mitjans d'entre un 2 i un 10%. L'aportació majoritària prové en general de les subconques de la part alta: un 60% de Capçalera i un 20% de Villacarli. Tot i això, per episodis de tempesta l'aportació majoritària es desplaça cap a la part mitja de la conca (Villacarli i Carrasquero). En aquestes subconques de la part mitja-alta s'han mesurat temps base típics de més de 10 hores, i coeficients d'escolament d'un 15%, mentre que per les subconques del tram baix, aquests valors es troben al voltant de les 8 h i el 4%, respectivament.

Quant a l'aspecte metodològic, s'ha constatat d'una banda l'importància d'una bona caracterització de la distribució espacial i temporal de la precipitació, i d'altra banda la impossibilitat de calibrar un únic Número de Corba base per a cada subconca. Això porta a recomanar l'ús de models distribuïts en mode continu, evitant la incertesa associada a l'estimació de l'humitat antecedent a la conca.

ABSTRACT

The hydrological response of the Isabena basin and subbasin is studied in a 2-year period basis (April 2000- April 2002), by means of a detailed rainfall study (chapter 2), discharge measures, and the use of the Curve Number model, calibrated with field data.

A strong flooding seasonality is pointed out, with highest floods during autumn and spring, and average runoff coefficients between 2 and 10%. Runoff is generated mainly from basinhead subbasins: 60% from Cabecera and 20% from Villacarli. Nevertheless, runoff related to storm events is mainly generated in the medium part of the basin (Carrasquero and Villacarli subbasins). Average hydrographs base times higher than 10 hours and runoff coefficients around 15% were measured for these subbasins, whereas in the lower part of the basin, typical base times of 8h and runoff coefficients of 4% were derived.

From the methodological point of view, two main issues are pointed out: first, the importance of a detailed study of spatial and temporal rainfall distribution; and second, the inexistence of a unique calibrated Curve Number for each sub basin. As a conclusion, the use of distributed models in continuous-run mode is recommended for a better approach, in order to avoid the uncertain estimation of initial soil moisture conditions.

INDICE CAPÍTULO 3: Respuesta hidrológica de la cuenca del río Isábena

1	Introducción y objetivos	81
2	Metodología.....	87
2.1	Esquema metodológico general.....	87
2.2	Metodología de estudio de la respuesta hidrológica global de la cuenca del Isábena..	89
2.3	Análisis de la respuesta hidrológica de las subcuencas del Isábena.....	90
2.3.1	Registro de hidrogramas y estimación de caudales punta	91
2.3.2	Modelización de hidrogramas	94
2.3.3	Calibración de las modelizaciones	99
2.4	Comparación de la respuesta hidrológica de la cuenca y subcuencas del Isábena.	101
3	Resultados y discusión	101
3.1	Respuesta hidrológica global de la cuenca del Isábena: Características de las crecidas registradas.....	101
3.2	Respuesta hidrológica a diferentes eventos de crecida registrados	111
3.2.1	Hidrogramas registrados: subcuencas de Cabecera, Villacarli y cuenca del Isábena.....	111
3.2.2	Caudales máximos registrados y modelizados en las subcuencas.....	114
3.3	Fuentes de error y recomendaciones	117
4	Conclusiones.....	118
5	Bibliografía.....	120

INDICE DE FIGURAS (Capítulo 3)

Figura 3.1.- Principales modelos hidrológicos.....	82
Figura 3.2.- Esquema metodológico del estudio de respuesta hidrológica	87
Figura 3.3.- Mapa de la cuenca y subcuencas con la localización de los sensores y las secciones de control de caudal (coordenadas UTM 31N).	88
Figura 3.4. Ejemplo de hidrograma de respuesta de una cuenca a un evento de precipitación.	90
Figura 3.5.- Sección de control, subcuenca de Villacarli.	92
Figura 3.6.- Sección de control, subcuenca de Ceguera.	92
Figura 3.7.- Curva de gastos, sensor limnógrafo de la sección de control de Serraduy.....	93
Figura 3.8.- Hidrograma unitario adimensional del SCS. (Q_p : caudal pico y t_p : tiempo al pico).....	98
Figura 3.9.- Ejemplo de modelización con el software de uso público HEC-HMS, para la subcuenca de Cabecera. De izquierda a derecha y de arriba abajo: a) esquema hidrológico ; b) gráficos de hietograma e hidrograma; c) cuadro de control; d) cuadro de parámetros de modelización; y e) cuadro resumen de datos de caudal.	100
Figura 3.10.- Caudales máximos, medios y mínimos mensuales del río Isábena en Capella, periodo Abril 2000- Abril 2002.....	102
Figura 3.11.- Caudales medios mensuales registrados (2000-2002) frente a caudales mensuales medios históricos, para el aforo de Capella.	103
Figura 3.12.- Caudales máximos diarios para el periodo Abril 2000- Febrero 2001, para la cuenca del Isábena y las subcuencas de Villacarli y Cabecera.....	104
Figura 3.13.- Caudales máximos diarios para el periodo Marzo 2001- Abril 2002, para la cuenca del Isábena y las subcuencas de Villacarli y Cabecera.....	105
Figura 3.14.- Relación Q_{pico} versus tiempo de concentración.	109
Figura 3.15.- Efecto de las condiciones de humedad antecedentes sobre el volumen y coeficiente de escorrentía.	111
Figura 3.16.- Crecidas del 2 al 6/3/2001 en Capella y Serraduy.	113
Figura 3.17.- Relación entre velocidad media y caudal de avenida en el río Isábena, para el tramo Serraduy-Capella.	114
Figura 3.18.- Contribución relativa de escorrentía de las diferentes subcuencas del Isábena (coordenadas UTM 31N).....	116

INDICE DE TABLAS (Capítulo 3)

Tabla 3.1.- Número de Curva asignado a cada clase de vegetación y uso del suelo.....	95
Tabla 3.2.- Números de curva ponderados.	96
Tabla 3.3.- Condiciones precedentes de humedad según el método de Número de Curva. .	96
Tabla 3.4.- Condiciones precedentes de humedad en las subcuencas para cada evento.	97
Tabla 3.5.- Números del Curva para cada condición precedente de humedad.....	97
Tabla 3.6. Parámetros físicos de las unidades hidrológicas consideradas.....	99
Tabla 3.7.- Periodo de retorno estimado para diferentes caudales máximos.	103
Tabla 3.8.- Valores medios totales y estacionales de los parámetros de las principales crecidas.	106
Tabla 3.9.- Características de las principales crecidas registradas en Capella durante el periodo de estudio.....	107
Tabla 3.10.- Resumen de las principales variables de las crecidas registradas en las subcuencas.	115
Tabla A3.11.- Número de Curva calibrado para los diferentes eventos y subcuencas, considerando 20% de pérdidas iniciales.....	136
Tabla A3.12.- Número de Curva calibrado para los diferentes eventos y subcuencas, para unas pérdidas iniciales del 10%.....	136
Tabla A3.13.- Resumen de Números de Curva calibrados por subcuenca para un 20% de pérdidas iniciales.	137
Tabla A3.14.- Resumen de Números de Curva calibrados por subcuenca para un 10% de pérdidas iniciales.	137

1 Introducción y objetivos

La respuesta hidrológica de una cuenca de drenaje es la consecuencia de la entrada de lluvia en el sistema, su transformación en escorrentía y su tránsito hacia la salida de la cuenca. Dicha respuesta se refleja en su hidrograma de salida, en el que se puede apreciar la distribución temporal del caudal generado por un evento de precipitación. Las principales variables son el caudal pico (Q_{pico}), el tiempo base (t_{base}) y el tiempo al pico (t_{pico}). Se trata de un fenómeno muy complejo y que está directamente relacionado con el comportamiento de la cuenca aguas arriba.

La heterogeneidad espacial y temporal de los procesos y variables implicados en la respuesta hidrológica y por tanto en la modelización de cuencas es una fuente importante de error y una limitación para la precisión de muchos estudios y modelos. La variabilidad espacial de algunas variables y su implicación en la respuesta hidrológica han sido y son objeto de estudio en diferentes cuencas experimentales, concretamente la precipitación (Moore *et al.* 1994; Woods *et al.*, 2001) y las propiedades físicas del suelo y la evolución del área saturada (Abbot y Refsgaard, 1996; Parkin *et al.*, 1996; Loague y Kiryakidis, 1997).

Woods y Sivapalan (1999) presentan un marco teórico para determinar qué proceso es el que más afecta a la variabilidad de la respuesta hidrológica final de la cuenca, diferenciando entre la variabilidad en el proceso de transformación de lluvia a escorrentía, en el proceso de escurrimiento superficial hasta la red de drenaje (escorrentía a caudal) y en el proceso de tránsito a lo largo de la red de drenaje (tránsito de caudal). En función de las características de la cuenca se pueden localizar los procesos cuya cuantificación espacial y temporal afecta más a la incertidumbre del resultado final. También se presenta un marco teórico para la comparación entre cuencas, o bien entre diferentes crecidas para una misma cuenca. Dicha aproximación se está aplicando por ejemplo en Nueva Zelanda en la cuenca experimental de Mahurangi (Woods *et al.*, 2001).

La generación de escorrentía y su tránsito aguas abajo como caudal fluvial son la base de la respuesta hidrológica de una cuenca. Para su estudio se emplean datos reales (precipitación, caudales) y se relacionan con las características físicas de la cuenca (topografía, suelos, vegetación). En el caso de falta de datos de caudal, se han desarrollado modelos que permiten pronosticar caudales e incluso hidrogramas de salida de una cuenca, partiendo de datos de precipitación y diferentes parámetros físicos de la cuenca.

La respuesta hidrológica de una cuenca se puede analizar mediante la modelización hidrológica. La modelización debe basarse en una aproximación y comprensión progresiva de los procesos hidrológicos de una cuenca, y no en un simple artefacto matemático que relacione entradas y salidas de un balance de agua (O'Connell y Todini, 1996). De esta manera se pueden abordar estudios de simulación de escenarios, como el efecto del cambio climático o de cambios en los usos del suelo. La modelización hidrológica es también la base para estudios de previsión y pronóstico de inundaciones, y los hidrogramas resultantes alimentan estudios hidráulicos de tramos fluviales, como el del capítulo 5 de esta tesis.

Dependiendo del grado de abstracción, los modelos de lluvia-escorrentía se clasifican en tres grupos principales (Shamseldin, 2002a):

1. Modelos distribuidos de base física, basados en leyes físicas que explican los principales procesos;
2. Modelos conceptuales cuasi-físicos, que ocupan una posición intermedia respecto de los anteriores en cuanto a complejidad y grado de agregación de las variables y procesos.
3. Modelos de caja negra o caja gris, en que no se modeliza el funcionamiento de los procesos hidrológicos, sino que se basan en funciones de transferencia que relacionan en el tiempo una variable de entrada (lluvia) con una de salida (escorrentía);

Recientemente también se han desarrollado estudios con modelos compuestos que ponderan en el resultado final los resultados de diferentes modelos, tanto de caja negra como conceptuales (Shamseldin y O'Connor, 1999; Shamseldin, 2002b).

La Figura 3.1 muestra los principales modelos agrupados por dichas categorías.

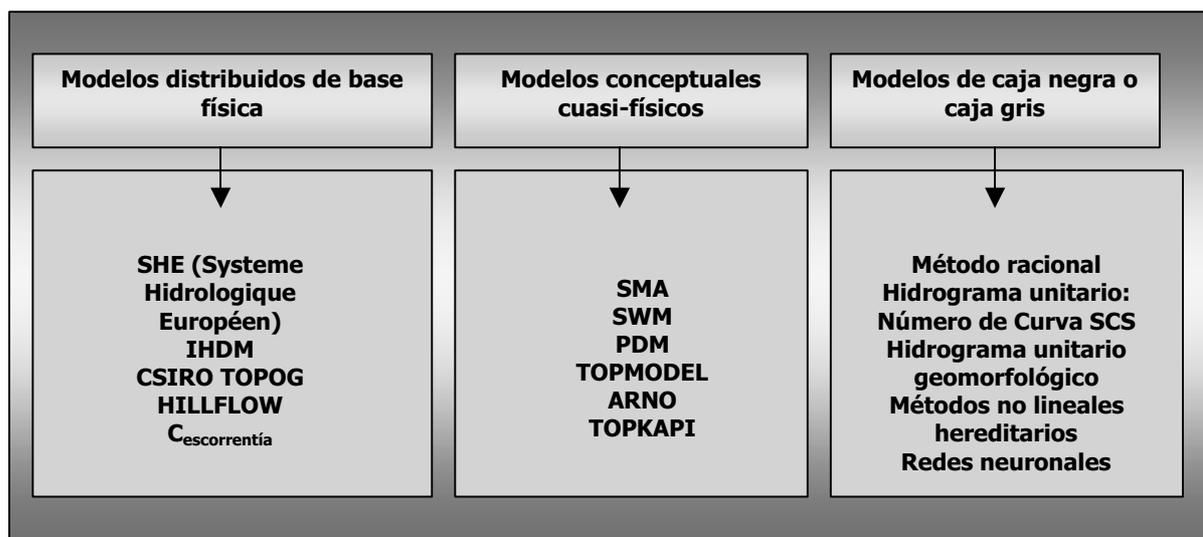


Figura 3.1.- Principales modelos hidrológicos.

Los modelos distribuidos de base física presentan el mayor grado de aproximación a las leyes físicas que rigen los principales procesos en la respuesta hidrológica de una cuenca, así como la variabilidad espacial de los principales factores que intervienen. Se basan exclusivamente en parámetros físicos, por tanto medibles, con lo cual no requieren calibración y por tanto son directamente aplicables a cuencas no aforadas (Todini, 1988).

Se trata en general de soluciones numéricas a las ecuaciones diferenciales de conservación de masa, momento y energía de los principales procesos, resueltas de manera distribuida en el espacio gracias a una representación en forma de malla (*grid*) de la cuenca. Esto permite obtener resultados en cualquier punto de la cuenca y en cualquier momento de tiempo.

El ejemplo más significativo a nivel europeo es el Systeme Hydrologique Européen, o modelo SHE (Abott *et al.*, 1986), desarrollado entre diferentes organismos de investigación europeos, así como sus derivados SHETRAN y MIKE SHE (Bathurst *et al.*, 1995; Refsgaard, 1997). Otros modelos distribuidos son el británico IHDM (Institute of Hydrology Distributed Model; Calver y Wood, 1995), el australiano CSIRO TOPOG (Vertessy *et al.*, 1993) o el alemán HILLFLOW (Bronstert y Plate, 1997).

La estimación de parámetros distribuidos espacialmente a base de interpolación de medidas puntuales presenta problemas de la representatividad de la escala de trabajo (Grayson *et al.*, 1992). Además, las leyes físicas en que se basan dichos modelos fueron desarrolladas en base a medidas puntuales, y por tanto falta demostrar su adecuación a escalas menores, ya que se aplican de manera agregada a píxeles de superficie variable (Beven, 1979; Beven, 2002).

Los modelos conceptuales cuasi-físicos, introducidos desde los años sesenta, representan un intento de reproducir los procesos hidrológicos implicados en la transformación lluvia-escorrentía, y también se conocen como modelos que Consideran la Humedad del Suelo (SMA, *Soil Moisture Accounting*) (Todini y Wallis, 1977).

Constan, en general, de una parte de balance de agua, que calcula en el tiempo el balance entre lluvia, evaporación, escorrentía y almacenamiento; y una segunda parte de traslación de los diferentes tipos de escorrentía. Por tanto, en principio, pueden modelizar en continuo la respuesta de una cuenca sin necesidad de separación a priori de caudal base.

El primero en desarrollarse fue el Stanford Watershed Model (SWM) (Crawford y Linsley, 1966). Inicialmente los parámetros se introducían de forma agregada para toda una cuenca o bien agregada por subcuencas. Existen diferentes modelos de este tipo con variables conceptuales pero con cierta base física (Leavesley *et al.*, 1983; Lange *et al.*, 1999). Modelos posteriores incorporan la variabilidad espacial de los parámetros (Zhao, 1992; Todini, 1996).

Los parámetros que intervienen son tanto físicos como conceptuales, es decir que no siempre son susceptibles de ser medidos en campo. Esto obliga a un proceso de calibración/optimización que puede llevar a estimaciones erróneas y dificultar la regionalización de dichos parámetros y por tanto su uso generalizado (Moore y Clarke, 1980).

Cabe destacar el modelo PDM (Modelo Probabilístico Distribuido) (Moore, 1985), de uso común en Inglaterra, que conceptualiza el balance de agua en elementos de almacenamiento simples superficial y subsuperficial, pero con la particularidad de que la variabilidad espacial de su capacidad se describe mediante una función probabilística.

El modelo distribuido TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979) computa la evolución de la zona saturada, es decir el área fuente de escorrentía (flujo por saturación) en base a la topografía de la cuenca (curva de índice topográfico), lo cual simplifica enormemente la información de suelos necesaria. Por su simplicidad, ha sido utilizado y calibrado con éxito en estudios diversos (Pauwels *et al.*, 2002; Campling *et al.*, 2002), pero pese a utilizar relaciones plausibles, al no basarse en leyes físicas no hay ninguna evidencia científica que sus previsiones espacio-temporales del área fuente se correspondan con el comportamiento

real de la cuenca (O'Connell y Todini, 1988). Una aproximación similar es usada por el modelo ARNO (Todini, 1996), también para modelización de flujo por saturación.

Recientemente ha aparecido el modelo distribuido TOPKAPI (Todini y Ciarapica, 2001), que estructura los procesos en tres elementos de almacenamiento no lineales, que representan el flujo superficial, el subsuperficial y la red de drenaje. Sus relaciones se definen por medio de ecuaciones diferenciales, derivadas del modelo de onda cinemática. Las simplificaciones del modelo permiten su aplicación a partir de información de topografía, usos del suelo y vegetación para derivar pendiente, permeabilidad, rugosidad y topología, que son los principales factores. En su estado de desarrollo actual, el modelo aún no considera la aportación del acuífero.

Los modelos de caja negra o caja gris se basan en una función de transferencia que relaciona lluvia y escorrentía sin considerar las leyes que rigen los procesos físicos implicados.

El método racional (Mulvany, 1850) fue el primer modelo que trató de relacionar lluvia y escorrentía, y ha sido ampliamente usado para la cuantificación de caudales picos en ingeniería civil. Se basa en el supuesto de que el caudal máximo se da en eventos de duración igual o superior al tiempo de concentración de la cuenca. Dicho método ha sido objeto de múltiples modificaciones para considerar la distribución no homogénea de la lluvia y también la irregularidad de la forma de la cuenca (Dooge, 1977; Todini, 1988; Témez, 1991).

Posteriormente (Sherman, 1932) se introdujo el concepto de hidrograma unitario, que cuantifica la distribución temporal del caudal generado por un volumen unitario de lluvia neta. La relación entre lluvia neta y caudal es lineal e invariante. Este concepto permitió modelizar hidrogramas y no únicamente caudales pico. Para estimar el hidrograma unitario a partir de datos de campo en primer lugar hay que aplicar una función de pérdidas o de infiltración, para calcular la lluvia neta (o escorrentía). En segundo lugar, existen diferentes métodos de cálculo del hidrograma unitario contrastando datos de lluvia neta con datos de caudal (Snyder, 1970; Hall, 1977; Dooge, 1977). A efectos prácticos se han venido desarrollando hidrogramas unitarios sintéticos en función de características de la cuenca (Snyder, 1938; Clark, 1945; SCS, 1986; Peters y Easton, 1996). Los modelos de la serie HEC se basan en la aplicación de hidrogramas unitarios a un hidrograma de lluvia neta calculado mediante el concepto del Número de Curva (HEC, 2000).

Por otra parte se desarrollaron modelos basados en el concepto del diagrama de tiempo-área fuente (Ross, 1921) más un elemento lineal de almacenamiento (Clark, 1945; O'Kelly, 1955).

Nash (1957) desarrolló el concepto de cascadas de elementos de almacenamiento, basadas en un hidrograma unitario que se ajustaba a una función gamma definida por dos parámetros únicamente. Estos dos parámetros se relacionaron empíricamente con características físicas de la cuenca. Dooge (1959) y Maddaus y Eagleson (1969) desarrollaron una teoría general de modelos de precipitación-escorrentía que engloba el anterior, y se basa en una red de canales lineales (traslación del hidrograma) y de elementos de almacenamiento (atenuación).

Más recientemente, se ha intentado relacionar la respuesta de una cuenca con sus características geomorfológicas mediante el denominado hidrograma unitario geomorfológico (HUG) (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979; Gupta *et al.*, 1980; Chuta y Dooge, 1990). Se basa en una serie de canales y elementos de almacenamiento conectados en serie y en paralelo, de manera que reflejen la red de drenaje de la cuenca, definida según Strahler (1952).

Todos estos modelos se pueden clasificar como lineales. Sin embargo, también se han desarrollado modelos no lineales, ya que se basan en procesos hereditarios (Liu y Brutsaert, 1978), es decir que consideran que la respuesta en un momento depende tanto del estado actual de determinados factores como del estado antecedente de algunos factores. Por ejemplo, se han propuesto modelos no lineales que utilizan diferentes funciones de tránsito según el rango predominante de humedad del suelo (Todini y Wallis, 1977), de manera que se construyen modelos que son lineales a trozos, dentro de cada rango de condiciones. Otros ejemplos de este enfoque se encuentran en Kachroo y Natale (1992), Ahsan (1993), y Liang *et al.* (1994).

Dentro de los modelos no lineales cabe destacar el uso de modelos basados en redes neuronales (Khondker *et al.*, 1998; Chang y Hwang, 1999), artefactos matemáticos que han de ser entrenados con un conjunto de valores de parámetros de entrada y resultados de salida. La composición interna del modelo se basa en una o varias capas de neurona, cuya función de respuesta se deriva empíricamente en el proceso de entrenamiento. Destaca su aplicación en el ámbito de la predicción de inundaciones en tiempo real (Kneale *et al.*, 2000; Shamseldin y O'Connor, 2001). Sin embargo, dichas redes solo pueden usarse con cierta garantía en la cuenca y para los rangos de datos en que fueron entrenadas (Cameron *et al.*, 2002).

En cuanto al modelo del Número de Curva del SCS (1972), este método de caja gris, permite el cálculo del hidrograma de salida de una cuenca, conocidos una serie de parámetros físicos de la misma, así como el hidrograma de lluvia asociado al evento de estudio.

Sus principales ventajas son la adaptabilidad a la modelación distribuida (superando el uso del hidrograma unitario), su simplicidad y su fuerte aceptación a nivel mundial. La amplia difusión del modelo hace que continuamente aparezcan revisiones críticas del mismo, que sugieren limitaciones y mejoras en la aplicabilidad del modelo (Ponce, 1996; López, 2001; Ferrer, 2002).

Bondelid *et al.* (1982) realizaron numerosos estudios que indicaron que la determinación del parámetro Número de Curva a partir de sensores remotos era una alternativa aceptable a los métodos convencionales de estimación del Número de Curva. Ferrer *et al.* (1995) y Ferrer (2002), establecen una metodología para la determinación en todo el territorio español del Número de Curva mediante teledetección.

El principal inconveniente del uso del método del Número de Curva más un hidrograma unitario es que, al ser un modelo conceptual, sus parámetros no son susceptibles de ser medidos o determinados directamente, con lo cual la calibración es básica.

Además, el hidrograma unitario es un modelo de respuesta lineal y agregado en el espacio, es decir que no considera ninguna diferencia entre el tránsito de 1 mm de escorrentía cuando la cuenca está saturada o cuando la cuenca está prácticamente seca, puesto que no

modeliza la evolución del estado de la cuenca, ni la variación espacial del estado de la misma.

A la vista de lo expuesto anteriormente, los objetivos del presente capítulo de respuesta hidrológica de la cuenca del Isábena son:

- El análisis de la respuesta hidrológica, global y por subcuencas, del río Isábena ante episodios de crecida, a partir del estudio pluviométrico realizado, la medición directa de caudales, y, complementariamente, la modelización hidrológica de las crecidas;
- La calibración de parámetros de modelización hidrológica mediante el método del Número de Curva del Soil Conservation Service (SCS, 1972) para los episodios de crecida registrados en campo, con objeto de mejorar la fiabilidad de la modelización hidrológica como herramienta para el estudio de la respuesta hidrológica de las subcuencas.

2 Metodología

2.1 Esquema metodológico general

La figura 3.2 representa el esquema metodológico seguido en el presente capítulo, que comprende un estudio de respuesta hidrológica a nivel de cuenca, a nivel de subcuencas, y un análisis comparativo de ambos.

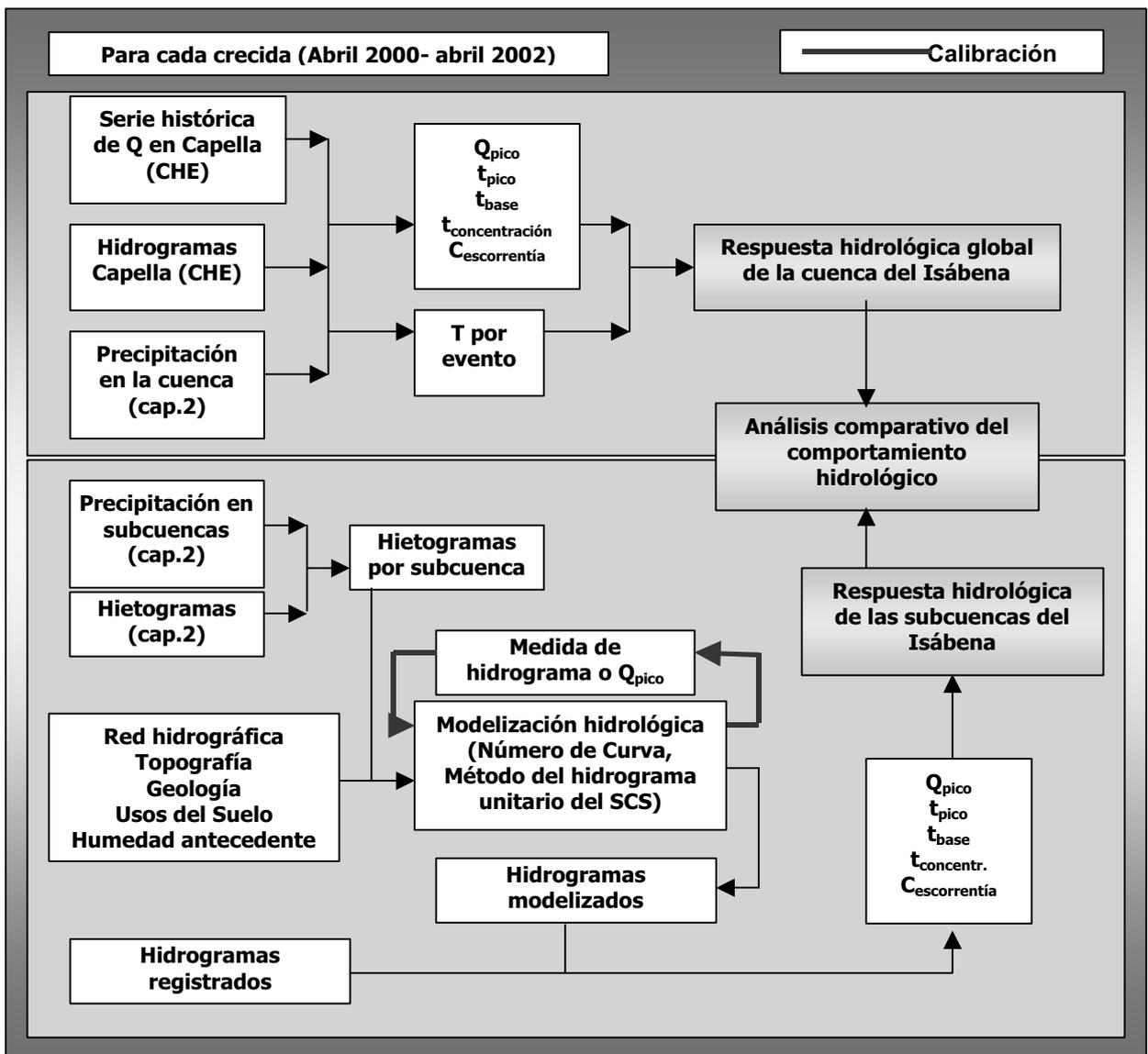


Figura 3.2.- Esquema metodológico del estudio de respuesta hidrológica

En la Figura 3.3 se presenta un mapa de la cuenca del Isábena con las principales subcuencas estudiadas y la localización de los diferentes aforos de caudal y pluviógrafos .

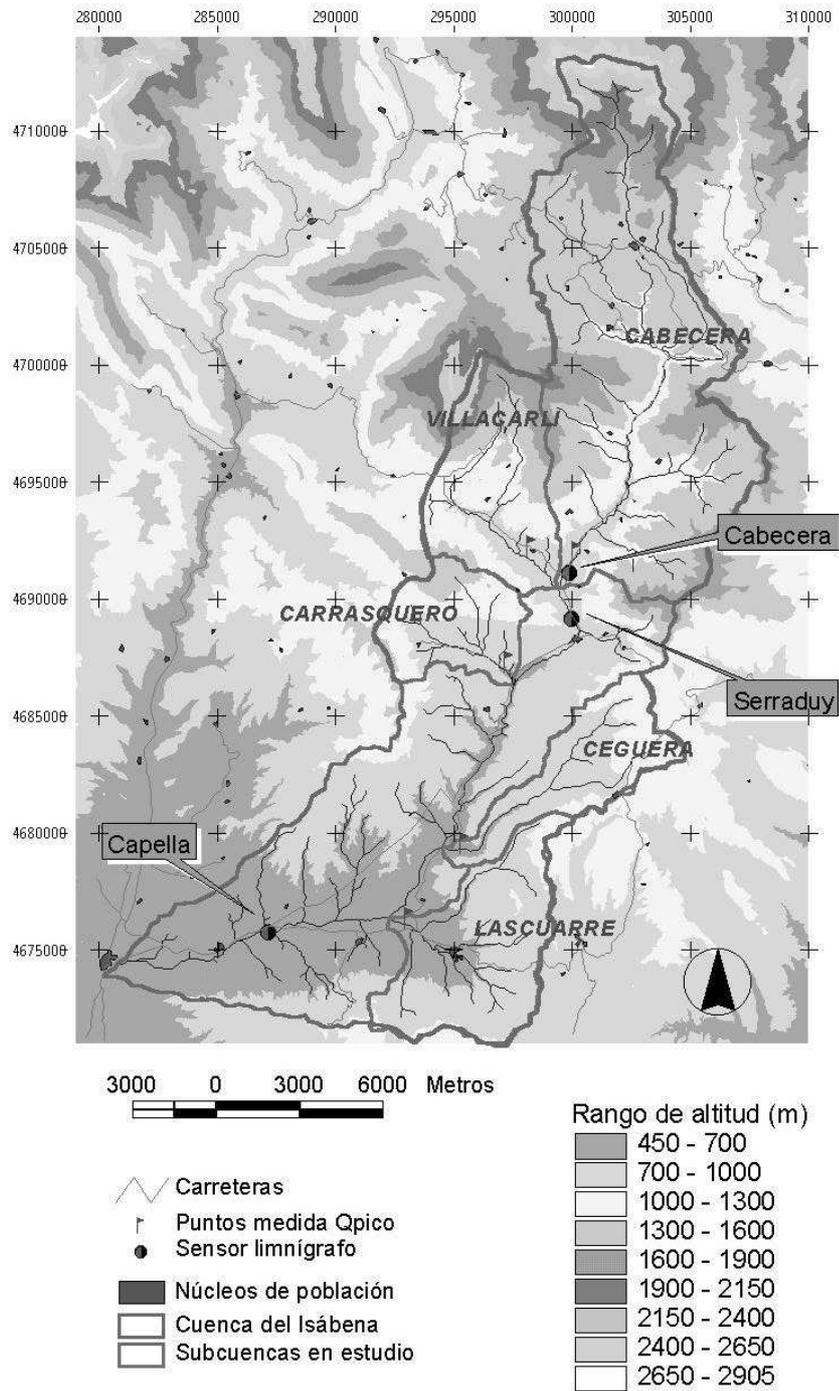


Figura 3.3.- Mapa de la cuenca y subcuencas con la localización de los sensores y las secciones de control de caudal (coordenadas UTM 31N).

Se dispuso de tres puntos de aforo en toda la cuenca. El aforo de Capella se sitúa prácticamente a la salida de la cuenca y está mantenido por la Confederación Hidrográfica del Ebro, con una serie histórica de registros que se remonta a 1945. Los aforos de Cabecera y Serraduy se instalaron en el transcurso de la tesis.

Los cinco puntos de observación de caudal pico (Q_{pico}), correspondientes a las diferentes subcuencas en estudio, se localizaron en puentes a la salida de las mismas. Los pluviógrafos de registro automático, instalados para esta investigación, fueron los mismos que se utilizaron para el estudio pluviométrico (ver capítulo 2).

2.2 Metodología de estudio de la respuesta hidrológica global de la cuenca del Isábena

A nivel de cuenca, se dispuso en el municipio de Capella, a unos 4 km de la confluencia del Isábena con el río Ésera, de un aforo automático de la red SAIH de la Confederación Hidrográfica del Ebro (E047), que registró datos de altura de agua quinceminutales. En este apartado el estudio de la respuesta global de la cuenca tomó como referencia los valores registrados por este aforo durante el periodo Abril 2000- Abril 2002, correspondientes a 24 eventos de crecida.

Se individualizaron los episodios de crecida, tomando como referencia las fechas de tormentas registradas en el capítulo 2. Una vez separado el caudal base, mediante el método logarítmico (Chow *et al.*, 1988), se dedujeron los principales parámetros definitorios de un hidrograma (Figura 3.4), como son:

- Q_{pico} (m^3/s): caudal máximo;
- t_{base} (h): duración de la crecida;
- t_{pico} (h): tiempo desde el inicio de la crecida hasta el momento de caudal máximo.

A continuación, se asoció cada evento de crecida con la precipitación que lo generó, estimada previamente en el capítulo 2. Relacionando la precipitación total de la cuenca con el volumen total de escorrentía se obtuvo el coeficiente de escorrentía para cada episodio, que indica el porcentaje de la precipitación que acaba formando parte del hidrograma de salida:

- $C_{\text{escorrentía}} = P/V$

donde P (en m^3) es el volumen de precipitación acumulado en el evento, y V (m^3) es el volumen de caudal correspondiente al hidrograma de la crecida.

Por otra parte, a partir de los hidrogramas de cada evento disponibles para las diferentes subcuencas, se dedujo el momento de tiempo en que dejó de llover. Sabiendo además el momento de tiempo en que se acabó la crecida (fin del hidrograma), se derivó el tiempo de concentración (Chow *et al.*, 1988) como sigue:

- $t_c = t_{\text{fin hidrograma}} - t_{\text{fin precipitación}}$

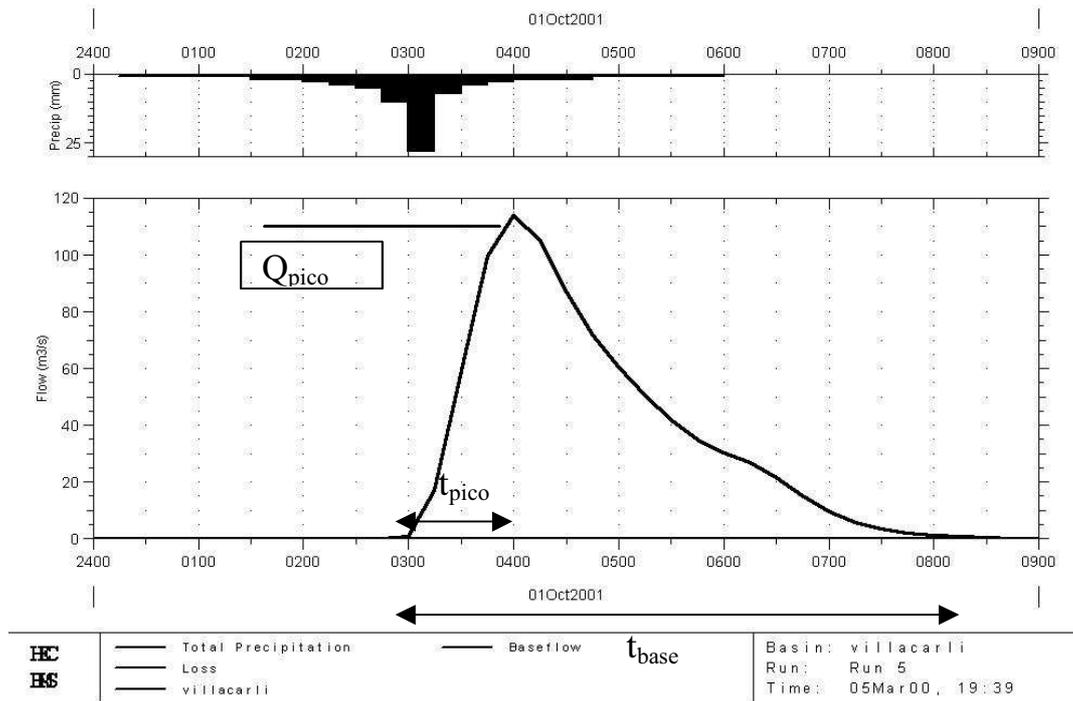


Figura 3.4. Ejemplo de hidrograma de respuesta de una cuenca a un evento de precipitación.

Finalmente, con la serie histórica de caudales máximos anuales de Capella (desde 1945 hasta 1990), se tomó (web Confederación Hidrográfica del Ebro) el ajuste de una distribución de Gumbel para determinar el periodo de retorno de las crecidas registradas. Se tuvo que transformar caudales máximos instantáneos (Q_{ci}) a caudales máximos diarios (Q_c) para la estimación de periodos de retorno, puesto que la serie histórica es de Q_c .

En cuanto a la caracterización del periodo, se calcularon los caudales medios, máximos y mínimos mensuales, para compararlos con los promedios de la serie histórica facilitados por la Confederación Hidrográfica del Ebro. También se estimó el porcentaje del aporte medio del Isábena atribuible a crecidas (escorrentía superficial y subsuperficial), mediante la comparación de caudales diarios con una serie diaria generada por una media móvil de 5 días.

2.3 Análisis de la respuesta hidrológica de las subcuencas del Isábena

Para el estudio de la respuesta hidrológica de las subcuencas del Isábena, el objetivo era derivar, para las mismas crecidas estudiadas en el apartado anterior para toda la cuenca, los mismos parámetros de análisis, es decir:

- Q_{pico} (m^3/s): caudal máximo;
- t_{base} (h): duración de la crecida;
- t_{pico} (h): tiempo desde el inicio de la crecida hasta el momento de caudal máximo.

- $C_{\text{escorrentía}}$: coeficiente de escorrentía;
- t_c : tiempo de concentración.

Para dicho análisis se necesitó para cada evento de crecida el hietograma de lluvia que lo generó y el hidrograma resultante a la salida de la cuenca.

En primer lugar, se derivaron hietogramas correspondientes a cada subcuenca y cada evento, a partir de información obtenida en el capítulo 2 de la presente tesis, básicamente la precipitación estimada de cada subcuenca y el hietograma correspondiente al pluviógrafo más cercano.

A continuación, para obtener un hidrograma relacionado con cada hietograma de precipitación y cada subcuenca, existió una doble casuística:

1. En los casos en que se dispuso de limnigramas medidos con los sensores de Cabecera y Serraduy, se utilizaron para las subcuencas de Cabecera y Villacarli los hidrogramas derivados;
2. En ausencia de hidrogramas registrados, se dispuso de medidas puntuales de caudal pico (Q_{pico}) para cada subcuenca (los puntos de medida se localizan en la Figura 3.3).

En el segundo caso, se derivaron hidrogramas para cada evento mediante modelización hidrológica con el método del Número de Curva, utilizando el modelo hidrológico calibrado para cada subcuenca con la información de caudal pico registrada.

Una vez obtenidos los hidrogramas, ya fueran registrados o modelizados, se procedió como en el apartado 2.2 para obtener los parámetros de análisis.

2.3.1 Registro de hidrogramas y estimación de caudales punta

En la Figura 3.12 y la Figura 3.13 se observan los periodos en que han estado operativos los sensores de Serraduy y Cabecera para el registro de hidrogramas. Básicamente el sensor de Cabecera fue operativo con intermitencias entre finales de julio de 2000 y agosto de 2001, siendo reemplazado por un nuevo sensor que funcionó de noviembre de 2001 a abril de 2002. El sensor de Serraduy funcionó con intermitencias desde julio hasta noviembre de 2000 y desde marzo de 2001 hasta abril de 2002. Se trata de dos transductores de presión DRUCK PTX-530, que transforman la presión (columna de agua) en intensidad eléctrica. El Data Logger fue programado para registrar el dato de nivel de agua cada minuto cuando el nivel superaba un cierto umbral, aunque este dato fue integrado posteriormente en limnigramas quinceminutales para facilitar el manejo de la información.

Por otra parte, para el registro de caudales máximos, se identificaron y caracterizaron topográficamente secciones de control a la salida de cada subcuenca, en general ubicadas en puentes (ver Figura 3.5 y Figura 3.6). Con posterioridad a la crecida asociada a cada evento, se procedió a la medida del nivel máximo alcanzado por la lámina de agua, para la sección de control de cada subcuenca de estudio. Desde el mes de Marzo del año 2000

hasta Abril de 2002 se tomaron datos de caudales punta en cada una de las subcuencas. En total se recogieron datos de 12 eventos.



Figura 3.5.- Sección de control, subcuenca de Villacarli.



Figura 3.6.- Sección de control, subcuenca de Ceguera.

Tanto en el caso de los limnigramas del sensor automático como en las mediciones de altura máxima, para poder transformar esas cotas de avenida a caudales, se construyeron las curvas de gastos del tramo de río de cada puente. La curva de gastos relaciona el calado de agua con el caudal. Para ello se realizó el levantamiento topográfico de los tramos de río, un perfil aguas arriba del puente, un perfil aguas abajo del puente y un perfil justo en la sección del puente donde se toma el calado para cada evento. Al ser lecho móvil se rehizo cada año el levantamiento topográfico. El cálculo de las curvas de gastos se realizó con el programa HEC-RAS 3.0 (River Analysis System) (HEC, 2001a; HEC, 2001b), a partir de tres secciones transversales, la pendiente del tramo, y el coeficiente n de rugosidad de Manning, estimada a partir de la granulometría del cauce (ver capítulo 5). Se aplicó iterativamente caudales crecientes en régimen uniforme y se anotó la cota de la lámina resultante modelizada al paso por el punto de control bajo cada puente. En la Figura 3.7 se muestra la curva de gastos obtenida para la sección de Villacarli, y se observa como el umbral de funcionamiento para el sensor es un caudal mínimo de unos $4 \text{ m}^3/\text{s}$.

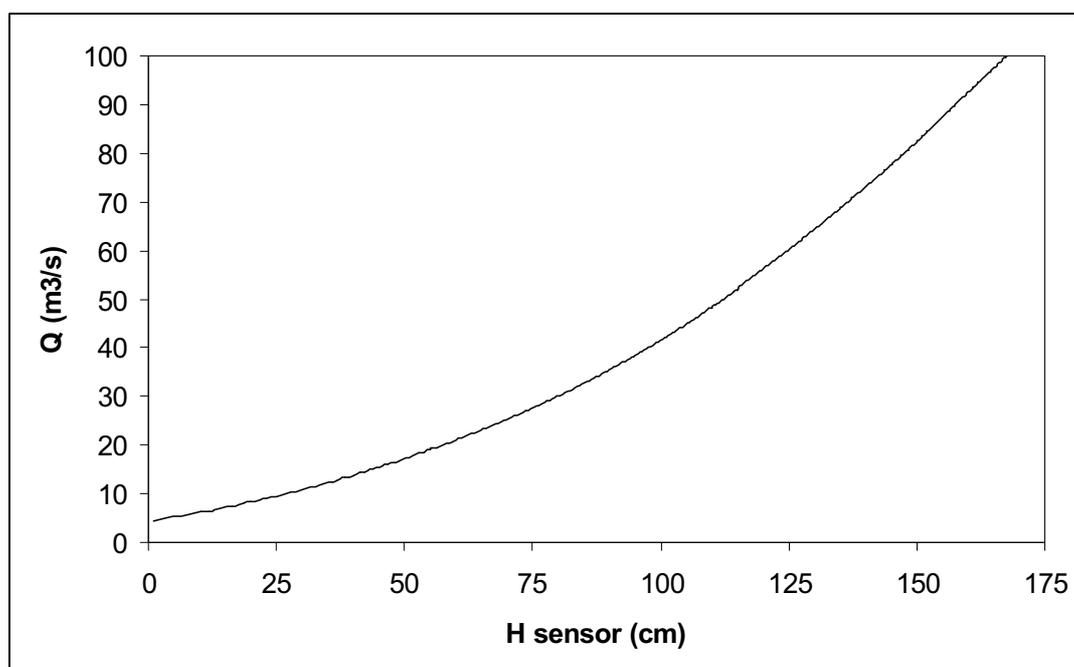


Figura 3.7.- Curva de gastos, sensor limnógrafo de la sección de control de Serraduy.

Las lluvias de la primavera del año 2002, sirvieron para validar las curvas de gastos que se habían calculado. Mediante un correntómetro (Molinete digital Prove) se tomaron, en cada perfil, velocidades del flujo siguiendo una malla regular, y se calculó el caudal instantáneo circulante (m^3/s). Sin embargo, estas comprobaciones se efectuaron para caudales de menos de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, con lo cual la fiabilidad de la curva de gastos para caudales importantes no se pudo verificar.

2.3.2 Modelización de hidrogramas

A fin de obtener hidrogramas en las subcuencas en las que no se disponía de aforo automático, se planteó la modelización de las crecidas en dichas cuencas, a partir de los hietogramas disponibles. Dicha modelización, además, se calibró iterativamente gracias a la medida del caudal máximo realizada para cada evento y cada subcuenca. De esta manera, por lo menos se pudo asegurar el ajuste del caudal máximo de los hidrogramas modelizados, aunque no se tenga certeza en lo que respecta a otros parámetros como el volumen total, el tiempo base, el tiempo de concentración o el coeficiente de escorrentía. La modelización se validó con los eventos de abril 2002 para tener una estimación del nivel de error cometido.

Se optó por la aplicación de métodos hidrometeorológicos, concretamente el método del hidrograma unitario del Soil Conservation Service (SCS, 1972), un modelo de caja gris de uso extendido por su simplicidad en modelizaciones hidrológicas de eventos puntuales (Ferrer, 2002). Este modelo simula el proceso precipitación-escorrentía en base a unos pocos parámetros, básicamente pluviométricos, topográficos y de usos del suelo. Cabe destacar que en este método la precipitación es un parámetro variable en el tiempo, lo cual permite modelizar no sólo el caudal punta sino también el hidrograma de salida.

2.3.2.1 Transformación de lluvia a escorrentía

Para el cálculo de la precipitación neta, es decir la transformación de lluvia a escorrentía, se utilizaron los criterios del Soil Conservation Service (SCS, 1972), que permite la evaluación de escorrentía hortoniana. Dicho método asume unas pérdidas iniciales P_0 , es decir que lluvias en cantidad inferior a P_0 no producen escorrentía superficial ninguna. A partir de esa cantidad, parte de la precipitación escurre superficialmente (E), y otra parte, es retenida (R), siguiendo una curva de retención que disminuye con el tiempo (es decir, que aumenta la relación E/R con el tiempo). La ecuación básica es:

$$\frac{R}{S} = \frac{E}{P - P_0} \quad \text{Ecuación 3.1}$$

Donde S es la máxima retención posible. Los parámetros anteriores son acumulados, y se van aplicando a cada instante de tiempo del episodio de lluvia.

Se parte del supuesto que las pérdidas iniciales son un 20% de la máxima capacidad de retención de la cuenca:

$$P_0 = 0,2 \cdot S \quad \text{Ecuación 3.2}$$

Por otra parte, la máxima capacidad de retención se relaciona con un parámetro adimensional llamado Número de Curva, según la relación:

$$S \text{ (mm)} = \frac{25400}{NC} - 254 \quad \text{Ecuación 3.3}$$

Dicho Número de Curva se relaciona con la vegetación y los usos del suelo en la cuenca, la textura del suelo (grupo hidrológico del suelo A, B, C y D) y el estado de humedad antecedente. Los Números de Curva han sido tabulados por el Soil Conservation Service. Para una cuenca hecha de varios tipos de suelos y con diferentes usos de la tierra, se puede calcular un NC compuesto.

Mediante tablas (por ejemplo: Chow *et al.*, 1988; TRAGSA, 1994) se puede obtener un valor de número de curva para cada tipo de vegetación/uso de suelo y cada grupo hidrológico (relacionado con el tipo de suelo). Sin, embargo este es un Número de Curva medio para unas condiciones de humedad antecedente medias (NC_{II}).

En la presente tesis, para poder establecer los grupos hidrológicos de los suelos de la cuenca, previamente, se habían llevado a cabo infiltrometrías en campo (García, 2002), mediante un infiltrómetro de doble anillo. Las pruebas se realizaron en verano para garantizar que la humedad antecedente del suelo fuese muy baja o prácticamente nula. Los resultados obtenidos marcaron un rango comparativo entre substratos y entre unidades de vegetación y usos del suelo. Ello permitió asignar el grupo hidrológico del suelo a cada unidad, y obtener un Número de Curva para cada clase de uso del suelo y vegetación, pudiendo así reclasificar las unidades de vegetación y uso del suelo en unidades de Número de Curva, usando el programa Arcview GIS. Los Números de Curva usados, sin considerar las condiciones antecedentes de humedad, se reflejan en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1.- Número de Curva asignado a cada clase de vegetación y uso del suelo.

Clase de vegetación o uso del suelo	Número de Curva
Bosque denso	30
Bosque poco denso húmedo	41
Bosque poco denso semiárido	55
Matorral con arbolado disperso	56
Prados de alta montaña	61
Campos en fondo de valle	81/73*
Badlands	93
Campos en vertiente	63
Afloramientos rocosos	98
Matorral muy degradado	77

* 81 para el verano, 73 para el invierno.

Un valor alto de Número de Curva implica alta impermeabilidad, y por tanto más escorrentía. Los datos se procesaron mediante el sistema de información geográfica ArcView GIS, partiendo de las coberturas de usos del suelo y vegetación, obtenidas por la interpretación visual de las imágenes del satélite Landsat TM, para el año 1999, validadas mediante trabajo de campo (García, 2002).

Teniendo en cuenta la distribución y superficie de los diferentes usos del suelo y vegetación en la cuenca, se ponderó un Número de Curva medio, para las 5 subcuencas y para toda la cuenca, según las superficies relativas de cada clase de vegetación y uso de suelo. Los Números de Curva ponderados usados inicialmente, aún sin calibrar mediante datos de campo, se reflejan en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2.- Números de curva ponderados.

Subcuenca	Número de Curva
Villacarli	66,6
Lascuarre	58,3
Ceguera	60,2
Cabecera	54,4
Carrasquero	58,2
Cuenca Isábena	58,1

A continuación, para incorporar el estado de humedad antecedente del suelo a la modelización, el método considera la cantidad de lluvia caída en el período de los 5 días anteriores, estableciéndose tres clases de situaciones, siendo la clase I condiciones antecedentes secas, y la clase III condiciones antecedentes húmedas (Tabla 3.3). La clase II es la de condiciones medias de humedad antecedente, es decir NC_{II} es el valor por defecto que nos dan las tablas anteriormente citadas.

Tabla 3.3.- Condiciones precedentes de humedad según el método de Número de Curva.

Lluvia total caída durante los 5 días anteriores		
Condición	Período húmedo: Oct-Mar.	Período seco: Abr-Sep.
I	Menos de 12.5 mm	Menos de 35.5 mm
II	De 12.5 a 28 mm	De 35.5 a 53 mm
III	Más de 28 mm	Más de 53 mm

Estas condiciones precedentes de humedad del suelo, tienen gran importancia, y se valoran modificando el Número de Curva inicial según sea el caso, mediante la Ecuación 3.4 y la Ecuación 3.5..

$$NC_I = \frac{4.2 * NC_{II}}{10 - 0.058 * NC_{II}} \quad \text{Ecuación 3.4}$$

$$NC_{III} = \frac{23 * NC_{II}}{10 + 0.13 * NC_{II}} \quad \text{Ecuación 3.5}$$

Para conocer el estado de humedad antecedente de las crecidas registradas en el Isábena, se siguió el criterio de la Tabla 3.3. Con los datos de los pluviómetros del Instituto Nacional de Meteorología se determinó la lluvia durante los cinco días anteriores a cada evento en cada subcuenca y así se establecieron las condiciones precedentes de humedad que se recogen en la Tabla 3.4. En la

Tabla 3.5 se reseñan los Números de Curva en cada una de las condiciones.

Tabla 3.4.- Condiciones precedentes de humedad en las subcuencas para cada evento.

Evento	Condiciones precedentes de humedad				
	Cabecera	Villacarli	Carrasquero	Ceguera	Lascuarre
24/03/00	III	II	II	II	II
10/04/00	I	I	I	I	I
14/05/00	II	III	III	III	III
14/06/00	I	I	I	I	I
05/10/00	II	II	II	II	II
21/10/00	I	I	I	I	I
25/11/00	III	I	I	I	I
08/03/01	III	III	III	III	III
30/03/01	I	I	I	I	I
21/09/01	I	I	I	I	I
8/4/2002	II	II	II	II	II
11/4/2002	II	II	II	II	II

I : Condiciones precedentes de humedad secas

II : Condiciones precedentes de humedad normales

III : Condiciones precedentes de humedad humedas

Tabla 3.5.- Números del Curva para cada condición precedente de humedad.

	Número de Curva	Número de Curva	Número de Curva
	I	II	III
Cabecera	33.4	54.4	73.3
Villacarli	45.6	66.6	82.1
Carrasquero	36.9	58.2	76.2
Ceguera	38.8	60.2	77.7
Lascuarre	37.0	58.3	76.3

En definitiva, conociendo para cada evento el Número de Curva y el hietograma de precipitación, se pudo calcular la lluvia neta o escorrentía, mediante la Ecuación 3.1 a 3.3.

2.3.2.2 Transformación de escorrentía a caudal

Seguidamente, para modelizar la transformación de escorrentía a caudal, se calculó el hidrograma unitario de la cuenca, es decir, el hidrograma resultante de una precipitación neta de 1 mm, mediante el hidrograma unitario sintético adimensional del Soil Conservation Service (SCS, 1972) (Figura 3.8), que define sus parámetros mediante las fórmulas siguientes:

$$t_c = 0,066 \left(\frac{L}{J^{1/2}} \right)^{0,77} \quad \text{Ecuación 3.6}$$

$$t_p = \frac{D}{2} + t_{lag} \quad \text{Ecuación 3.7}$$

$$t_{lag} = 0,6t_c \quad \text{Ecuación 3.8}$$

$$Q_p = \frac{A}{4,8t_p} \quad \text{Ecuación 3.9}$$

- Donde:
- L: Longitud máxima de flujo concentrado de la cuenca de estudio (km).
 - J: Pendiente media del tramo más largo de flujo concentrado de la cuenca de estudio (-).
 - A: Área de la cuenca de estudio (km²).
 - t_c: Tiempo de concentración de la cuenca (h).
 - t_p: Tiempo al pico de la cuenca (h).
 - t_{lag}: Tiempo de retardo al pico (h).
 - D: Duración de los intervalos de tiempo del hidrograma unitario (h).
 - Q_p: Caudal pico para el hidrograma unitario (m³/s).

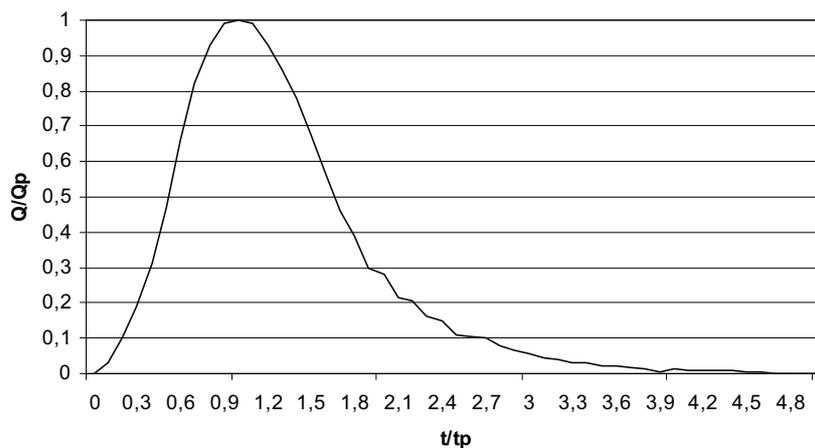


Figura 3.8.- Hidrograma unitario adimensional del SCS. (Q_p: caudal pico y t_p: tiempo al pico)

Para el caso de las subcuencas estudiadas, los parámetros físicos, determinados mediante el software ArcView 3.2 GIS a partir de un modelo digital de elevación de la cuenca (de 45 x 45 m de resolución espacial), se recogen en la Tabla 3.6.

Tabla 3.6. Parámetros físicos de las unidades hidrológicas consideradas.

Subcuenca	Area km ²	Longitud km	Pendiente °/1	T _c h
Lascuarre	44,73	7,12	0,02806	1,1841
Ceguera	28,41	12,13	0,03215	1,6937
Carrasquero	24,68	6,2	0,07644	0,7237
Villacarli	41,62	12,43	0,09171	1,1527
Cabecera	146,11	32,07	0,044	3,148
Cuenca	440,99	64,137	0,003584	8,603

Finalmente, a partir del hietograma neto y el hidrograma unitario sintético de cada subcuenca, se calculó el hidrograma de cálculo resultante para cada subcuenca vertiente y cada evento (cada hietograma), por multiplicación en cada intervalo de lluvia neta y agregación final.

Procesando los datos de entrada citados, con el software de uso público HEC-HMS 2.1 (Hydrologic Modelling System) se modelizaron las 5 subcuencas para los eventos de crecida registrados durante los dos años de estudio.

2.3.3 Calibración de las modelizaciones

La calibración de un modelo es el proceso de ajuste de los valores de los parámetros del modelo a una crecida registrada. Esto consiste en usar datos de lluvia y caudal reales y un procedimiento para identificar los parámetros del modelo que den la mejor concordancia entre caudales simulados y observados. En los modelos conceptuales o bien de caja gris (como el método del Número de Curva) la calibración es muy importante, puesto que los parámetros pueden no tener una relación directa con el proceso físico. Por ello la calibración es necesaria para determinar los valores óptimos de estos parámetros.

El método del Número de Curva en teoría ya está calibrado, puesto que sus fórmulas se basan en datos de cuencas experimentales. Sin embargo, se implementó con datos de pequeñas cuencas agrícolas, y al tratarse el Isábena de una cuenca eminentemente forestal, se hace necesaria una calibración con datos medidos en campo.

En este caso la calibración del modelo se hizo a partir del único dato de salida medido en campo para todos los eventos, o sea el caudal pico, y se realizó de forma manual, mediante iteración. El método del Número de Curva tiene como parámetro básico, para el cálculo de la capacidad máxima de retención, el Número de Curva, de él dependen las pérdidas iniciales (consideradas como un porcentaje de la capacidad de almacenamiento), y en consecuencia, la parte de la precipitación que escurre superficialmente. Dicho Número de Curva se relaciona con la vegetación y usos del suelo, con el grupo hidrológico del suelo y con el estado de humedad antecedente. Así pues, se optó por validar ajustando iterativamente el Número de Curva para cada evento y cada subcuenca, con la ayuda del software de uso público HEC-HMS 2.1 (ver Figura 3.9), hasta que el caudal pico modelizado correspondió con el caudal pico medido.

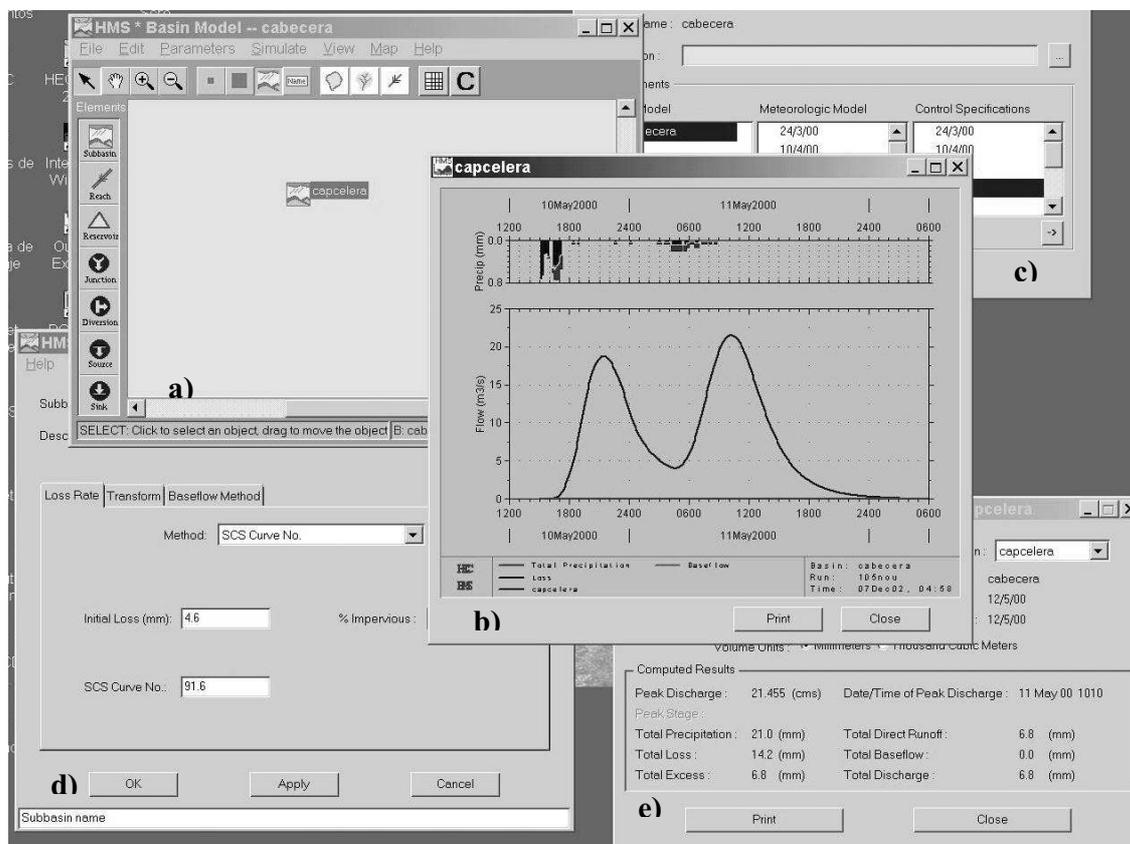


Figura 3.9.- Ejemplo de modelización con el software de uso público HEC-HMS, para la subcuenca de Cabecera. De izquierda a derecha y de arriba abajo: a) esquema hidrológico ; b) gráficos de hietograma e hidrograma; c) cuadro de control; d) cuadro de parámetros de modelización; y e) cuadro resumen de datos de caudal.

De esta manera, una vez calibrados, los hidrogramas modelizados obtenidos se supusieron más fiables, y a partir de ellos se extrajeron los parámetros que sirvieron para el análisis de la respuesta hidrológica para cada evento de crecida, y que fueron una vez más los siguientes:

- Q_{pico} (m^3/s): caudal máximo;

- t_{base} (h): duración de la crecida;
- t_{pico} (h): tiempo desde el inicio de la crecida hasta el momento de caudal máximo.
- $C_{escorrentía}$: coeficiente de escorrentía;
- t_c : tiempo de concentración.

2.4 Comparación de la respuesta hidrológica de la cuenca y subcuencas del Isábena

En este apartado, se contrastaron los principales parámetros asociados a las crecidas acontecidas en la cuenca del Isábena entre Abril de 2000 y Abril de 2002, tal y como se ha explicado en los dos apartados anteriores.

Se determinó la importancia relativa de la contribución de las diferentes subcuencas a la crecida en el cauce principal, tanto en lo que se refiere a volumen como a Q_{pico} . También se planteó alguna hipótesis sobre el desfase temporal del máximo de caudal de las diferentes subcuencas, y cómo afectó esto al pico del hidrograma registrado en Capella.

Para dicho análisis comparativo, se estimó una velocidad media de tránsito desde la salida de cada subcuenca hasta el punto de salida de la cuenca del Isábena (Capella) mediante la aplicación de una relación entre velocidad media de tránsito y caudal, derivada a partir de los datos registrados en los sensores de caudal de Serraduy y Capella. Dicha estimación es aproximada y tiene como único fin la discriminación de la aportación de las diferentes subcuencas al hidrograma final de salida de la cuenca.

Este tipo de análisis comparativo puede ser de utilidad para estudios de recursos hídricos, de protección frente a inundaciones e incluso de restauración hidrológica, puesto que permite discriminar qué cuencas son las más determinantes en el comportamiento hidrológico general, y por tanto qué cuencas deberían ser prioritarias a la hora de emprender medidas correctoras.

3 Resultados y discusión

3.1 Respuesta hidrológica global de la cuenca del Isábena: Características de las crecidas registradas

En este apartado se caracterizan las principales crecidas registradas a la salida de la cuenca del Isábena. La Figura 3.10 recoge la evolución de los caudales mensuales medios, máximos y mínimos registrados en Capella, a la salida de la cuenca, durante el periodo de estudio.

La Figura 3.11 recoge comparativamente los caudales mensuales medios registrados durante el periodo de estudio frente a la media histórica de cada mes. El caudal medio mensual de la cuenca supera los $10 \text{ m}^3/\text{s}$ en primavera, y desciende hasta $1 \text{ m}^3/\text{s}$ o menos en

verano. La primavera de 2000 fue especialmente lluviosa (ver capítulo 2), y eso se ve reflejado en crecidas de más de 90 m³/s, y en caudales medios superiores a la media histórica.

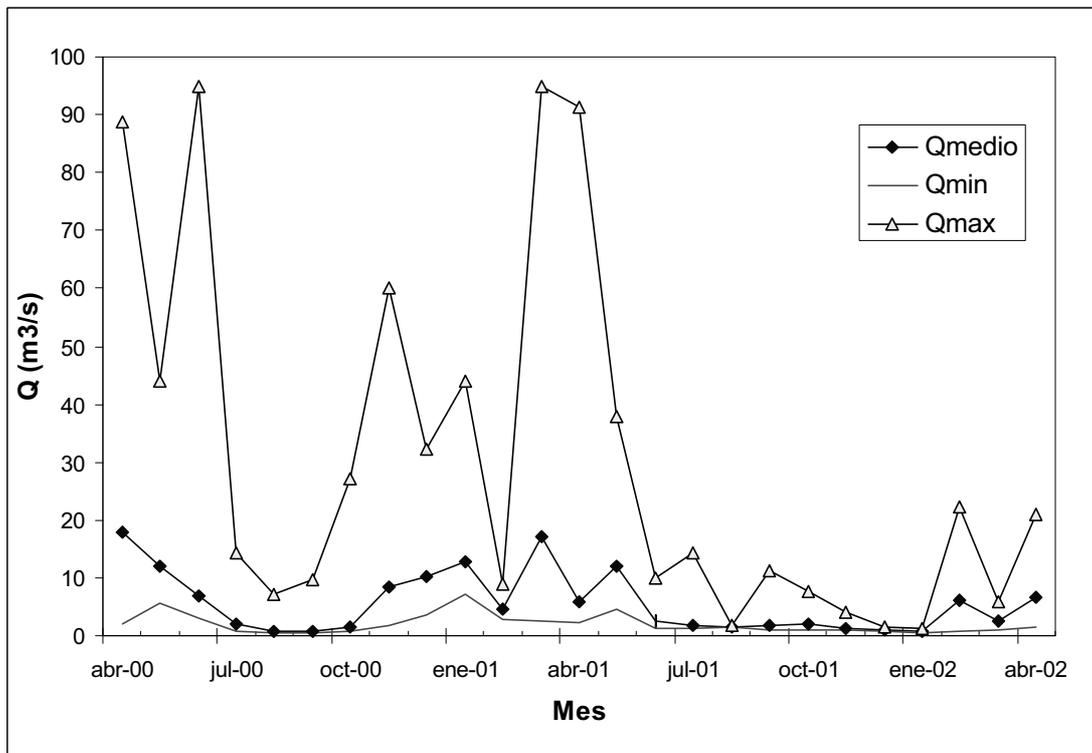


Figura 3.10.- Caudales máximos, medios y mínimos mensuales del río Isábena en Capella, periodo Abril 2000- Abril 2002.

Ambos periodos estivales (2000 y 2001) fueron más secos que la media histórica, con caudales medios inferiores a 2 m³/s. El otoño de 2000 e invierno de 2001 también fueron más lluviosos que la media histórica, y se generaron crecidas de hasta 60 m³/s, con caudales mensuales medios de más de 10 m³/s, superiores a la media histórica. Por el contrario, el otoño 2001 -invierno 2002 fue menos lluvioso y menos caudaloso de lo habitual, de manera que el caudal medio descendió hasta niveles cercanos a 1 m³/s.

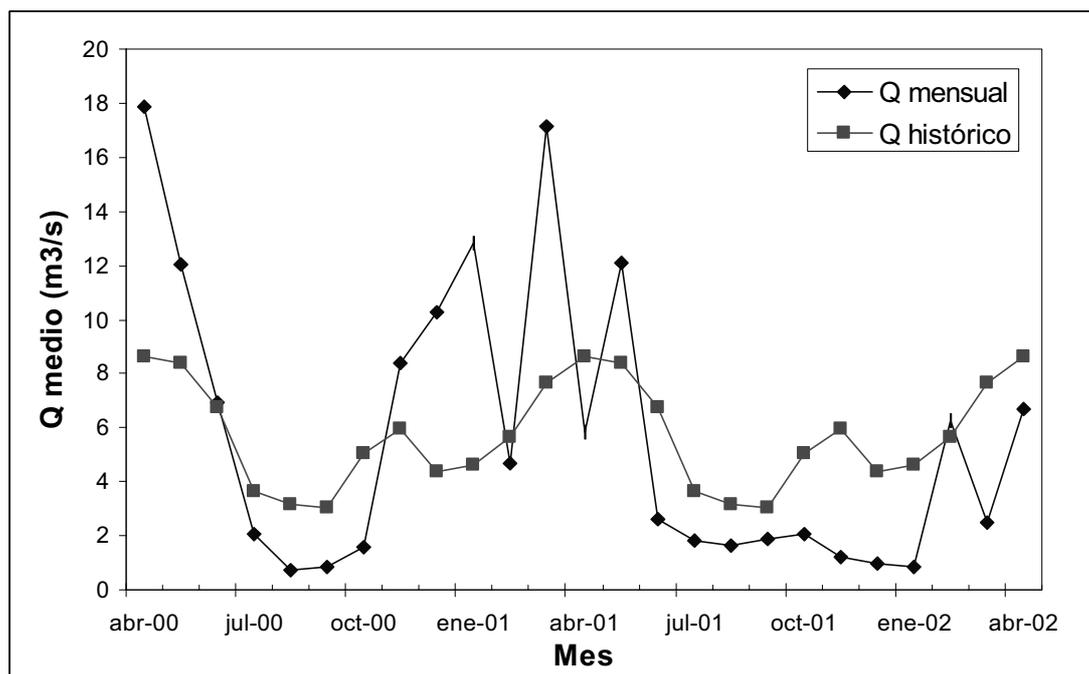


Figura 3.11.- Caudales medios mensuales registrados (2000-2002) frente a caudales mensuales medios históricos, para el aforo de Capella.

La Figura 3.12 y la Figura 3.13 recogen los caudales máximos diarios registrados durante los periodos Abril 2000- Febrero 2001, y Marzo 2001- Abril 2002, respectivamente. Se muestran los datos tanto de la estación de Capella, a la salida de la cuenca, como de los sensores de Serraduy y Cabecera (ver mapa de localización en Figura 3.3), estos últimos situados en el tramo medio de la cuenca, de manera que registraron hidrogramas de las subcuencas de Villacarli más Cabecera, por una parte (sensor de Serraduy), y Cabecera, por otra parte (sensor de Cabecera).

Para la estimación del periodo de retorno de las crecidas, la Tabla 3.7 recoge la relación obtenida entre Q_{ci} y Q_c , en base al estudio de hidrogramas registrados, y la estimación de periodo de retorno correspondiente a cada Q_c , esto último según ajuste Gumbel facilitado por Confederación Hidrográfica del Ebro, para la serie histórica de Q_c del río Isábena en Capella.

Tabla 3.7.- Periodo de retorno estimado para diferentes caudales máximos.

Q_{ci} (m³/s)	Q_c (m³/s)	T (años)
14	8,3	1,2
24	17,4	1,3
40	29,0	1,42
60	33,0	1,48
90	46,2	1,7

En general cabe destacar la alta recurrencia de las crecidas registradas, ya que en ningún caso se superó el valor de 2 años de periodo de retorno.

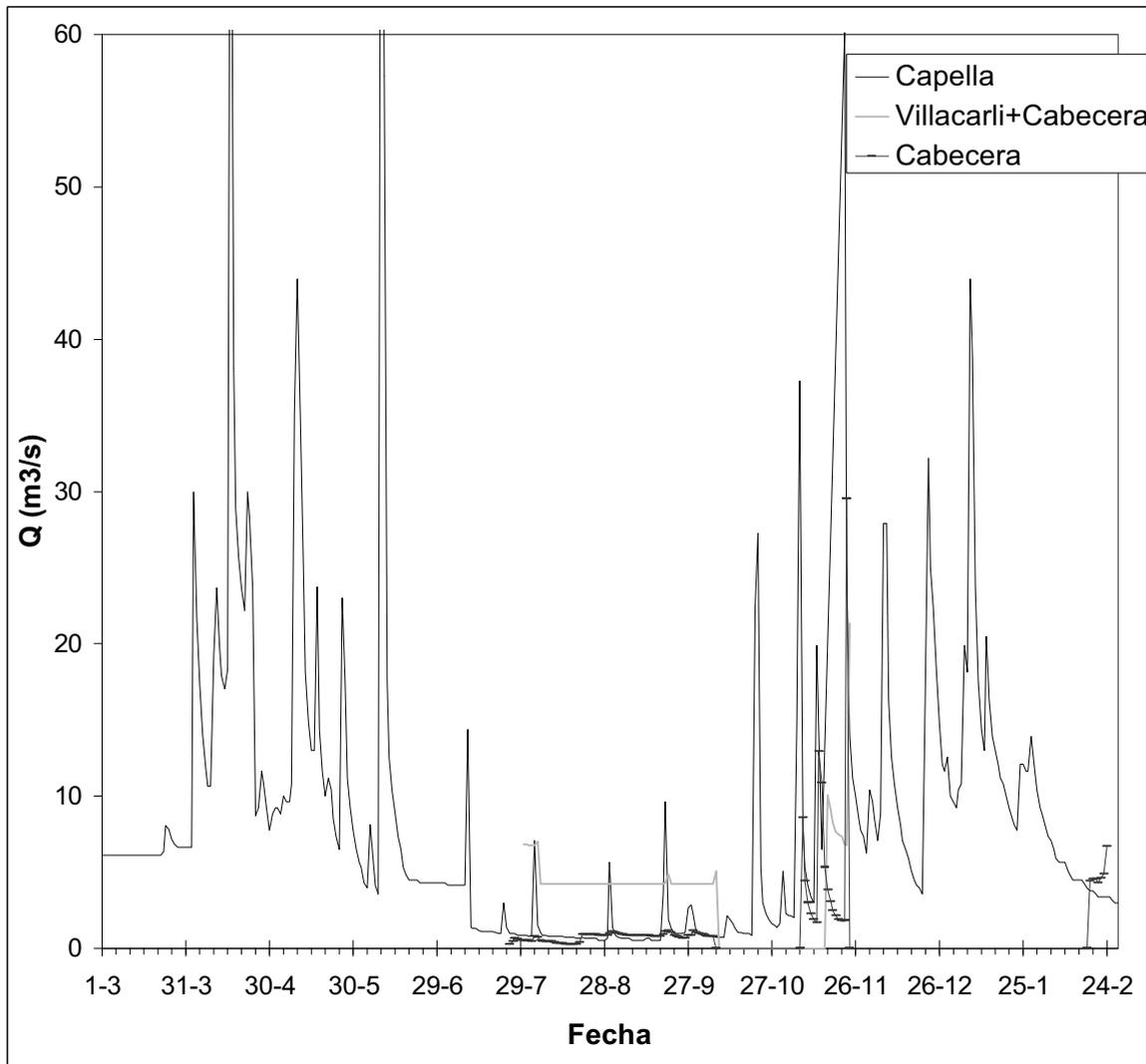


Figura 3.12.- Caudales máximos diarios para el periodo Abril 2000- Febrero 2001, para la cuenca del Isábena y las subcuencas de Villacarli y Cabecera.

Se observa cómo en la primavera de 2000, en paralelo a la alta pluviometría ya registrada, se registraron siete eventos de crecida, dos de ellos de unos $90 \text{ m}^3/\text{s}$, lo cual supuso un periodo de retorno de 1,7 años, de acuerdo al registro histórico en Capella. En el verano de 2000 sólo se registraron tres pequeñas crecidas, siendo la más importante de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, mientras que el caudal medio se mantenía en $1 \text{ m}^3/\text{s}$. El verano es un periodo de caudal bajo, pero cabe destacar que la mayor crecida histórica registrada en la cuenca es de $318 \text{ m}^3/\text{s}$ y sucedió en verano, en agosto de 1963.

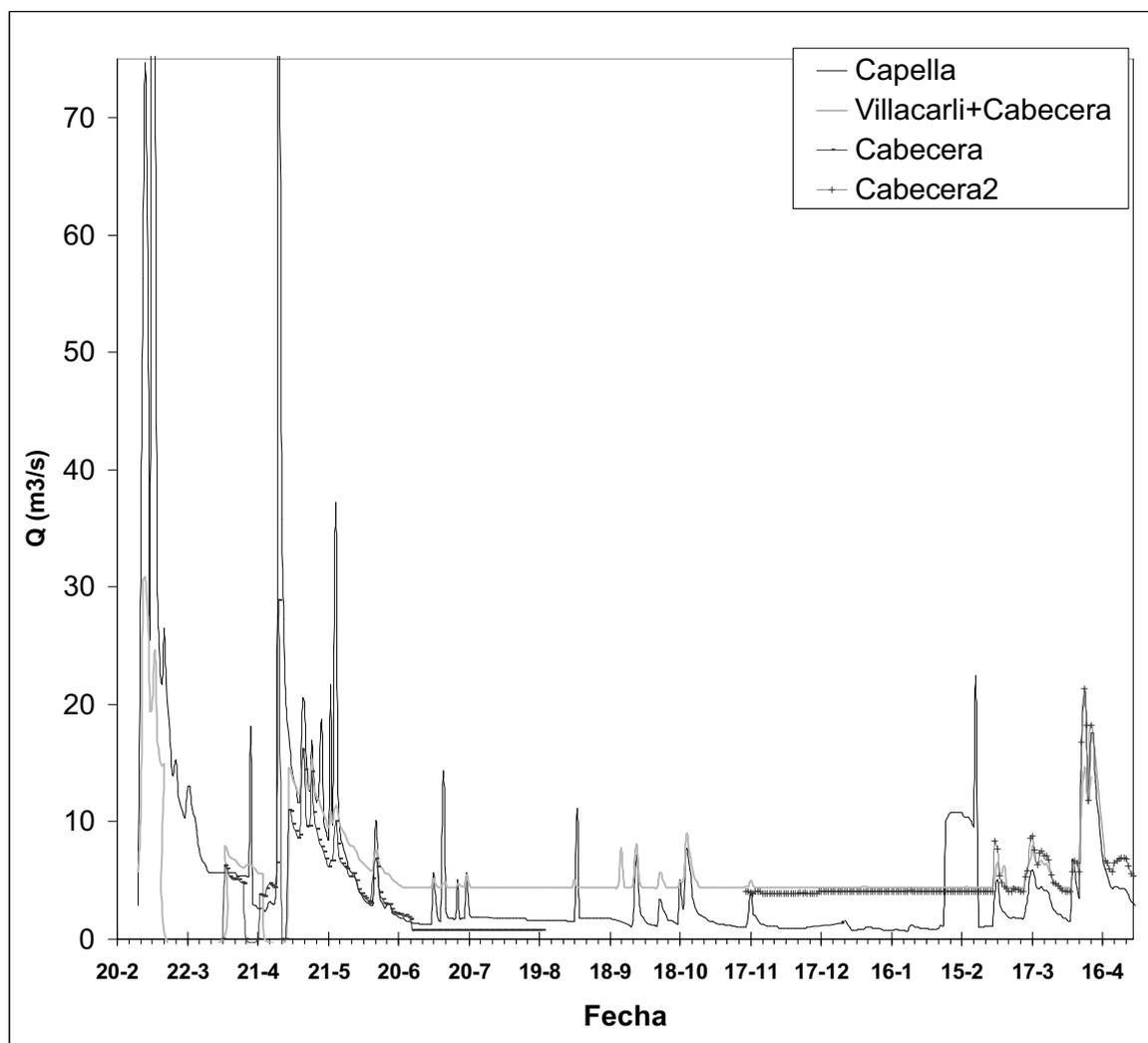


Figura 3.13.- Caudales máximos diarios para el periodo Marzo 2001- Abril 2002, para la cuenca del Isábena y las subcuencas de Villacarli y Cabecera.

En otoño de 2000 e inicios de 2001 se registraron seis crecidas de consideración, todas ellas por encima de los $25 \text{ m}^3/\text{s}$, con un máximo de $60 \text{ m}^3/\text{s}$ el 23 de noviembre. Esto hizo que el caudal medio mensual oscilara en torno a los $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figura 3.10). Continuando dicha tendencia, en marzo de 2001 se registraron importantes crecidas, concretamente tres de 75 , 95 , y $76 \text{ m}^3/\text{s}$ entre el 4 y el 9 de marzo, con periodos de retorno de entre 1,5 y 1,7 años. En la segunda mitad de marzo y el mes de abril de 2001 no se registraron crecidas importantes, pero el 30 de abril se produjo una crecida de $91 \text{ m}^3/\text{s}$, con un periodo de retorno de 1,7 años. En mayo se produjeron crecidas menores, destacando las de los días 22 y 24 con 21 y $37 \text{ m}^3/\text{s}$, esta última con un periodo de retorno de 1,4 años.

En el resto de año 2001 sólo se produjeron crecidas inferiores a los $10 \text{ m}^3/\text{s}$, destacando únicamente una crecida el 9 de julio ($14 \text{ m}^3/\text{s}$) y otra el 4 de septiembre ($11 \text{ m}^3/\text{s}$). Nuevamente los caudales estivales oscilaron entre 1 y $2 \text{ m}^3/\text{s}$ de media.

El inicio de 2002 comportó una crecida de 22 m³/s a finales de febrero, dos crecidas menores en marzo, y dos crecidas de 21 y 18 m³/s el 8 y 11 de abril, con las que se completó el periodo de recogida de datos de la tesis.

En total, en los dos años estudiados (Abril 2000- Abril 2002) se registraron 24 crecidas en el aforo de Capella. Mediante el uso de una media móvil de 5 días en la serie diaria de caudales, se estimó en un 14,0% el volumen aportado por dichas crecidas (escorrentía superficial y subsuperficial), frente al volumen aportado por caudal base, a lo largo de todo el periodo de estudio.

En la Tabla 3.8 se muestran los valores medios y desviaciones estándar de los parámetros que describen las crecidas registradas, que se detallan posteriormente en la Tabla 3.9.

Tabla 3.8.- Valores medios totales y estacionales de los parámetros de las principales crecidas.

	<i>Total</i>	<i>Primavera</i>	<i>Verano</i>	<i>Otoño</i>	<i>Invierno</i>
t _{base} (h)	15,9 ± 10,7	18,8 ± 11,0	4,7 ± 1,8	15,0 ± 7,8	14,5 ± 10,3
t _{pico} (h)	5,7 ± 4,7	7,4 ± 5,5	0,6 ± 0,2	5,1 ± 1,3	6,2 ± 5,3
t _c (h)	12,9 ± 7,6	11,4 ± 7,0	17,8 ± 12,0	11,5 ± 7,7	18,2 ± 6,7
Q _{pico} (m ³ /s)	24,0 ± 19,8	28,5 ± 25,9	10,3 ± 1,0	23,4 ± 11,2	29,6 ± 16,6
Q _{pico} /Q _{medio}	2,14 ± 0,51	2,06 ± 0,54	2,33 ± 0,39	2,34 ± 0,22	2,28 ± 0,57
Volumen (m ³)	590888 ± 575495	836214 ± 819018	73465 ± 8448	467385 ± 162522	671434 ± 452390
P (mm)	25,26 ± 14,9	28,4 ± 17,4	17,8 ± 1,1	36,0 ± 6,6	18,7 ± 12,1
Coef.esc.	0,05 ± 0,04	0,06 ± 0,04	0,01 ± 0,0	0,03 ± 0,01	0,09 ± 0,02

Es importante aclarar que para obtener las principales variables se tuvo que sustraer primero el caudal base del hidrograma registrado en Capella. Para ello se utilizó el método logarítmico (Chow *et al.*, 1988). Aún así, este método no siempre es objetivo a la hora de aplicar, con lo cual se introduce cierta incertidumbre en los datos resultantes. Por ello se ha incluido en las tablas de resultado el Q_{pico} absoluto del hidrograma inicial registrado en Capella, junto al Q_{pico} estimado una vez restado el caudal base.

Tabla 3.9.- Características de las principales crecidas registradas en Capella durante el periodo de estudio.

	t_{inicio} (h)	t_{base} (h)	t_{pico} (h)	t_c (h)	Q_{pico} (m^3/s)	$Q_{pico\ abs}$ (m^3/s)	Volumen (m^3)	$P(mm)$	Coef.escorrentía	Humedad ini.
4-abr-00	13:15	29,00	3,00		20,25	21,70	873383	32,9	0,063	Seca
10-abr-00	10:45	36,00	17,00		8,63	23,70	453676	23,3	0,046	Seca
16-abr-00	14:45	21,00	5,50		61,71	88,80	1507887	23,2	0,154	Seca
23-abr-00	0:15	23,50	7,25		7,22	28,30	326273	16,1	0,048	Seca
10-may-00 (I)	1:15	9,50	3,00	8,85	14,60	35,10	317691	11,0	0,069	Húmeda
10-may-00 (II)	18:00	6,75	2,00	6,65	17,30	44,00	283438	16,2	0,042	Húmeda
10-may-00 (III)	9:00	4,75	2,00	5,70	3,60	36,50	40176	4,4	0,022	Húmeda
10-may-00 (tot.)	1:15	21,00	7,00	7,07	17,30	44,00	641305	40,8	0,037	Húmeda
17-may-00	20:00	11,50	3,75	13,25	10,78	23,70	188082	20,9	0,021	Seca
10-jun-00	1:45	19,25	9,00	8,10	77,10	95,00	2090097	74,3	0,067	Seca
22-oct-00	2:00	12,15	4,75	7,90	23,20	27,20	399420	35,8	0,027	Seca
6-nov-00	4:30	9,75	3,75	8,05	23,22	37,20	381906	37,9	0,024	Media
13-nov-00	10:15	26,75	7,00	23,00	9,85	19,90	377460	27,3	0,033	Seca
23-nov-00	9:30	11,50	5,00	6,90	37,35	60,10	710753	43,0	0,039	Seca

Nota I: "Qpico abs" es el registrado en Capella, "Qpico" es el mismo caudal una vez deducido el Qbase estimado por el método de los logaritmos.

Nota II: t_c (h) es el tiempo de concentración estimado por diferencia entre el momento final de precipitación y el final del hidrograma neto de crecida.

Nota III: .Humedad antecedente definida según criterios del método del Número de Curva (Tabla 3.3).

Tabla 3.9.- (cont.)- Características de las principales crecidas registradas en Capella durante el periodo de estudio.

	t_{inicio} (h)	t_{base} (h)	t_{pico} (h)	t_c (h)	Q_{pico} (m^3/s)	$Q_{pico\ abs}$ (m^3/s)	Volumen (m^3)	$P(mm)$	Coef.escorrentía	Humedad ini.
5-ene-01	23:15	30,25	12,25		19,23	43,90	1310319	25,9	0,121	Húmeda
2-mar-01	15:15	22,50	13,00		24,00	47,70	979613	21,8	0,107	Seca
3-mar-01	20:45	11,25	1,50		23,40	56,30	350964	9,9	0,085	Húmeda
4-mar-01	15:00	11,25	6,00		33,00	74,60	632826	18,9	0,080	Húmeda
7-mar-01	18:45	10,50	3,75		61,50	95,00	726066	35,1	0,049	Húmeda
30-abr-01	1:45	22,50	14,50	8,45	64,20	91,20	2153371	46,6	0,110	Seca
22-may-01	19:15	2,75	0,75	5,80	12,99	21,60	77328	22,0	0,008	Seca
24-may-01	10:00	1,25	0,50	16,95	26,80	37,20	137304	21,7	0,015	Media
9-jul-01	14:15	3,50	0,75	26,35	10,99	14,30	67491	18,6	0,009	Seca
4-sep-01	2:15	6,00	0,50	9,30	9,59	11,10	79439	17,0	0,011	Seca
21-feb-02	9:15	1,00	0,50	18,25	16,60	22,30	28814	0,9	0,079	Seca
8-abr-02	10:15	30,50	9,00	26,15	8,07	21,10	441018	16,9	0,062	Media-húmeda
11-abr-02	10:15	35,50	12,50	25,00	5,40	17,50	377865	19,7	0,046	Media-húmeda

Nota I: "Qpico abs" es el registrado en Capella, "Qpico" es el mismo caudal una vez deducido el Qbase estimado por el método de los logaritmos.

Nota II: t_c (h) es el tiempo de concentración estimado por diferencia entre el momento final de precipitación y el final del hidrograma neto de crecida.

Nota III: .Humedad antecedente definida según criterios del método del Número de Curva (Tabla 3.3).

El tiempo base de las crecidas fue muy variable, con un rango que va desde una hora hasta treinta y seis horas. Esta variable está influida en gran medida por la duración de la lluvia que ocasiona la crecida, así como su distribución temporal a lo largo de la cuenca, que puede hacer que los hidrogramas provenientes de las diferentes subcuencas se solapen. En verano este valor fue claramente inferior al resto, siendo como media de 5 horas, ya que solía estar ligado a tormentas de corta duración.

El tiempo al pico también fue muy variable, pero como promedio, se cumple que fue una tercera parte del tiempo base. En otras palabras, una vez pasado el caudal pico, como promedio, la crecida duró el doble del tiempo respecto del ya transcurrido desde el inicio de la crecida.

En cuanto al tiempo de concentración, en metodologías de modelización como la del Número de Curva, esta variable se supone invariante para la cuenca siempre que la precipitación sea homogénea, o bien siempre que la última gota de escorrentía provenga del punto más alejado de la cuenca. Como estimación inicial, aplicando la ecuación a la subcuenca de Cabecera (la más alejada del punto de salida) y sumando un tiempo de tránsito que oscila entre 1 h y 6,5 h (ver apartado 4.2) se obtuvo un tiempo de concentración de cálculo de entre 5,2 y 10,7 horas. Comparando este cálculo con los datos de la Tabla 3.9, se observa que la mayoría de crecidas se encuentran dentro de dicho rango. La Figura 3.14 muestra cómo sólo un pequeño grupo está claramente fuera de dicho rango, en general correspondientes a crecidas de caudal pico absoluto moderado a bajo.

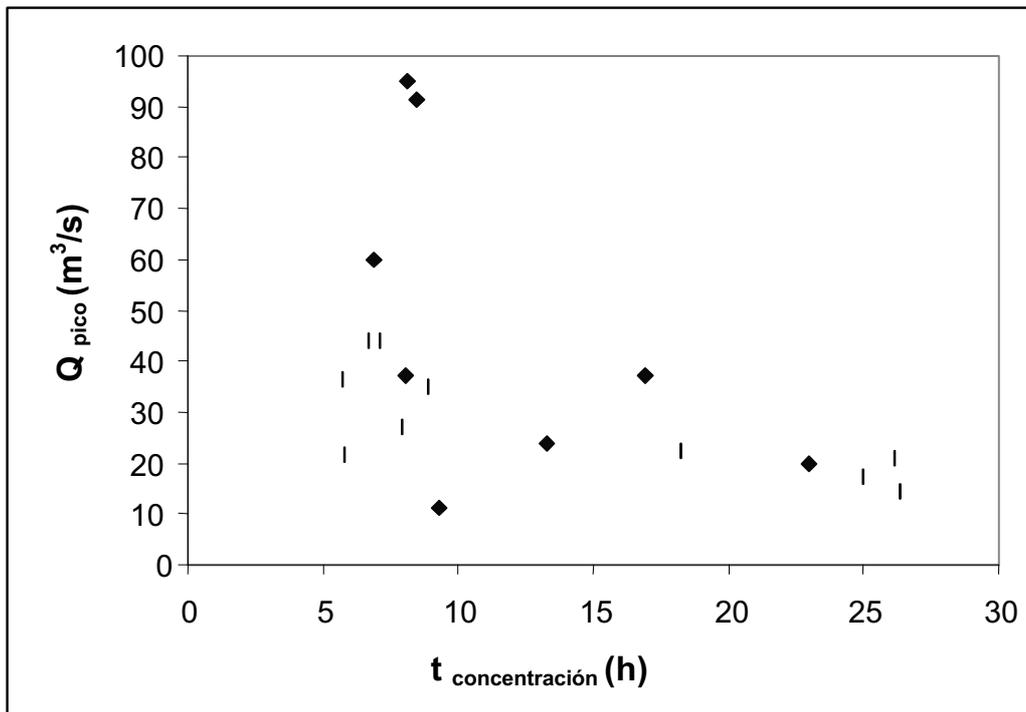


Figura 3.14.- Relación *Q_{pico}* versus tiempo de concentración.

Esto puede corresponder a un error en el cálculo del caudal base, que es más probable en crecidas moderadas, o bien en la aportación tardía o temprana de alguna subcuenca que

haga prolongar el resultado del tiempo base., quizá debido a una irregular distribución temporal de la lluvia. Cabe remarcar en cualquier caso la independencia del tiempo de concentración respecto de caudales máximos elevados, es decir no porque la crecida haya sido importante el tránsito de la última parte de la escorrentía ha de ser más rápido.

Se ha observado además una cierta estacionalidad en el tiempo de concentración, siendo su valor mayor en verano e invierno. Sin embargo, esto pudo deberse a la irregularidad espacial y temporal de la precipitación en verano, que introduce incertidumbre en el cálculo del momento y lugar del último aporte de escorrentía; y en cuanto al invierno, pudo deberse al efecto de la precipitación en forma de nieve en la cabecera de la cuenca, aspecto no considerado en el cálculo. Estos factores pueden explicar los casos en que el tiempo de concentración está fuera del rango esperado.

El volumen mayor de escorrentía superficial por evento que sale de la cuenca tuvo lugar en primavera, seguida del invierno, el otoño y por último el verano. Esto, unido a la concentración de crecidas y un mayor caudal base en primavera, hace que la generación de volumen de escorrentía haya sido destacable en esta estación.

En cuanto a los coeficientes de escorrentía, debido a la separación del caudal base, se trata de coeficientes relativos únicamente a escorrentía superficial, de respuesta rápida. El coeficiente de escorrentía superficial directa medio fue de un 5% en la cuenca, siendo de hasta un 9% en invierno, cuando la cuenca se encontraba más húmeda y fría, y de un 1% en los episodios de verano, en que no toda la cuenca estaba contribuyendo debido al tipo de lluvia, en forma de tormentas locales. Los coeficientes de escorrentía son un dato importante a la hora de evaluar los datos obtenidos en subcuencas y detectar errores en los datos. Por ejemplo el evento de 16/4/2000, con un caudal pico de 89 m³/s, presentó un coeficiente de escorrentía del 15%, cuando una semana antes, el evento anterior presentó un coeficiente del 5%. En este caso puede existir un error ya que la fuente de datos de precipitación fue únicamente los pluviómetros Instituto Nacional de Meteorología y pluviógrafos de la CHE en la cuenca, y el dato medio de precipitación resultante fue ciertamente bajo, 23 mm, considerando la magnitud de la crecida. López y Batalla (2001) encontraron coeficientes similares e incluso inferiores, concretamente de 0,7 a 7,7%, para la cuenca mediterránea de Arbúcies, de 110 km².

Un último dato a considerar es la relación entre el caudal pico y el caudal medio, que da una idea de la forma del hidrograma. El valor medio para las crecidas fue de 2,14 con una desviación típica de 0,5. Fue un valor bastante estable para todas las crecidas registradas, y no presentó ninguna estacionalidad, con lo cual se puede considerar como característico de la cuenca.

Finalmente, de acuerdo a la Figura 3.15, se puede observar que el estado antecedente de humedad, tal y como se define en el método del Número de Curva, no fue relevante en el coeficiente de escorrentía ni en el volumen de escorrentía registrado, lo cual permite poner en duda la adecuación del criterio que lo define. Este criterio fue el que se usó en el presente estudio para la modelización de las subcuencas, con lo cual supone una fuente de error a considerar.

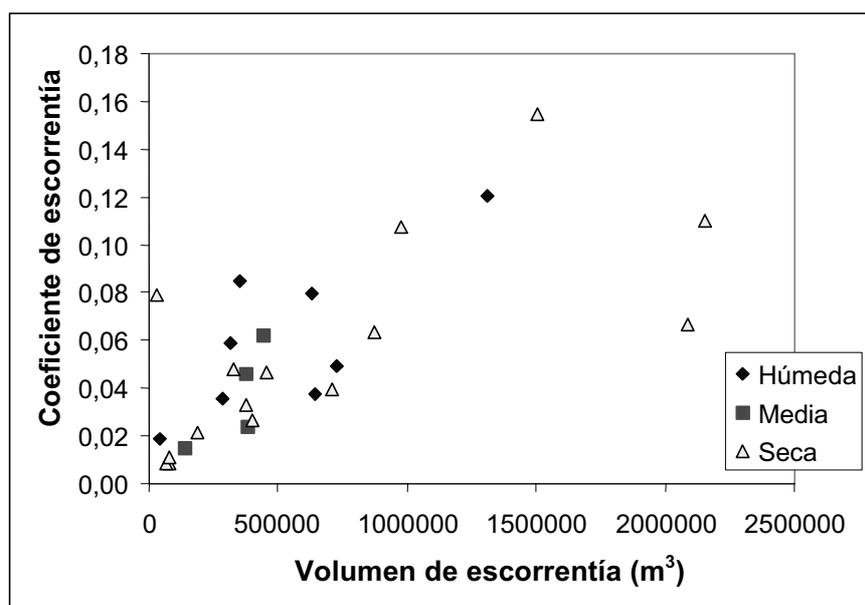


Figura 3.15.- Efecto de las condiciones de humedad antecedentes sobre el volumen y coeficiente de escorrentia.

3.2 Respuesta hidrológica a diferentes eventos de crecida registrados

3.2.1 Hidrogramas registrados: subcuencas de Cabecera, Villacarli y cuenca del Isábena

El periodo en que estuvieron operativos los sensores de caudal de Serraduy y Cabecera registraron 10 de las 24 crecidas contabilizadas en el Isábena en el aforo de Capella. La falta de más registros se debe a problemas técnicos de duración de baterías, así como a actos vandálicos. De esas 10 crecidas, en 4 de ellas se obtuvo información tanto del sensor de Cabecera como del sensor de Serraduy, lo cual permitió extraer información sobre el comportamiento de las subcuencas de Villacarli y Cabecera respecto del comportamiento general de la cuenca.

Los datos de caudal máximo diario obtenidos en los tres sensores se recogen en la Figura 3.12 y Figura 3.13, en el apartado anterior. Cabe comentar que el aforo de Serraduy y el de Cabecera2 tenían un caudal mínimo de alrededor de 4 m³/s por debajo del cual el sensor no quedaba sumergido y dejaba de medir, con lo cual en periodos de caudal bajo registró un caudal constante de unos 4 m³/s como se ve en el gráfico. En otras palabras, el umbral mínimo de funcionamiento es de 4 m³/s. La distinción entre el sensor de Cabecera y el de Cabecera2 se debe a que el primer sensor fue inutilizado por un acto vandálico en agosto de 2001 y hubo que sustituirlo por otro, localizado en otro puente unos 2 km aguas arriba, y que operó sólo desde noviembre de 2001 hasta abril de 2002.

En los periodos en que se dispone de datos, las crecidas registradas a la salida de la cuenca en Capella también fueron registradas en Serraduy y Cabecera. Esto permite decir que en la gran mayoría de los casos, la subcuenca de Villacarli y particularmente la subcuenca de

Cabecera contribuyeron a la crecida registrada a la salida de la cuenca del Isábena. Únicamente hay algunos casos excepcionales, como la crecida de 18/4/2001, con $18 \text{ m}^3/\text{s}$ (unos $12 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal neto) en Capella; la de 9/7/2001, con $14,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ($11 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal neto), o la de 4/9/2001 con $11,1 \text{ m}^3/\text{s}$ ($9,4 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal neto). En dichos casos, que tienen en común caudales pico de alrededor de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, la crecida apenas se registró en los sensores instalados aguas arriba, de lo cual se deduce que únicamente fueron generadas por precipitaciones localizadas al Sur de Serraduy. El caso más excepcional es la crecida de 21/2/2002, con un máximo de $22,3 \text{ m}^3/\text{s}$ ($16,6 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal neto) en Capella. Dicha crecida vino precedida de un periodo repentino de 12 días en que el caudal aumenta de $1,5$ a $10 \text{ m}^3/\text{s}$ en 15 minutos y se mantuvo a ese nivel hasta la llegada de la crecida ya citada, con una duración de 45 minutos. Este comportamiento es difícilmente explicable, puesto que la precipitación registrada ese día fue de $2,4 \text{ mm}$ en la parte baja de la cuenca y no hubo ninguna contribución de las subcuencas de Cabecera y Villacarli, por lo que podría deberse a un error de medida en el sensor de Capella.

El 19/9/2000 se da el único caso de una crecida en la que contribuye Villacarli pero no la subcuenca de Cabecera. El caudal pico fue de $9,63 \text{ m}^3/\text{s}$ ($8,5 \text{ m}^3/\text{s}$ de caudal neto), mientras que en Serraduy se registraron $5,0 \text{ m}^3/\text{s}$ y en Cabecera la crecida fue despreciable. De ello se concluye que en ese episodio la crecida fue generada parcialmente por la subcuenca de Villacarli, pero también de manera importante por el resto de subcuencas al sur de Serraduy.

Finalmente, se dió el caso de dos pequeñas crecidas ($7,7$ y $6,8 \text{ m}^3/\text{s}$), en septiembre de 2001 y abril de 2002, registradas únicamente en Serraduy y Cabecera, respectivamente. La crecida de 21/9/2001 correspondió a un periodo en que el aforo de Capella no estuvo operativo.

En el Anexo I figuran los hidrogramas comparativos de las 10 crecidas. La casuística es variada, crecidas de más de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ en general deben gran parte de su caudal a la aportación de Cabecera y Villacarli, como en el caso de los episodios de 23/11/2000 y del periodo 2 a 7/3/2001. Un ejemplo de este caso se puede observar en la Figura 3.16.

En ella se aprecia el ligero desfase temporal de picos (entre 1h y 2h según el caudal) entre el hidrograma de Serraduy y el de Capella, pero en cualquier caso el patrón en Capella es muy similar al de Serraduy. Puesto que la curva de gastos en Serraduy no está calibrada para el rango de caudales medidos en este caso, se puede plantear la hipótesis, dada la gran similitud de patrones, de que la gran mayoría del caudal de esta crecida procedió de Serraduy, es decir de las cuencas de Cabecera y Villacarli.

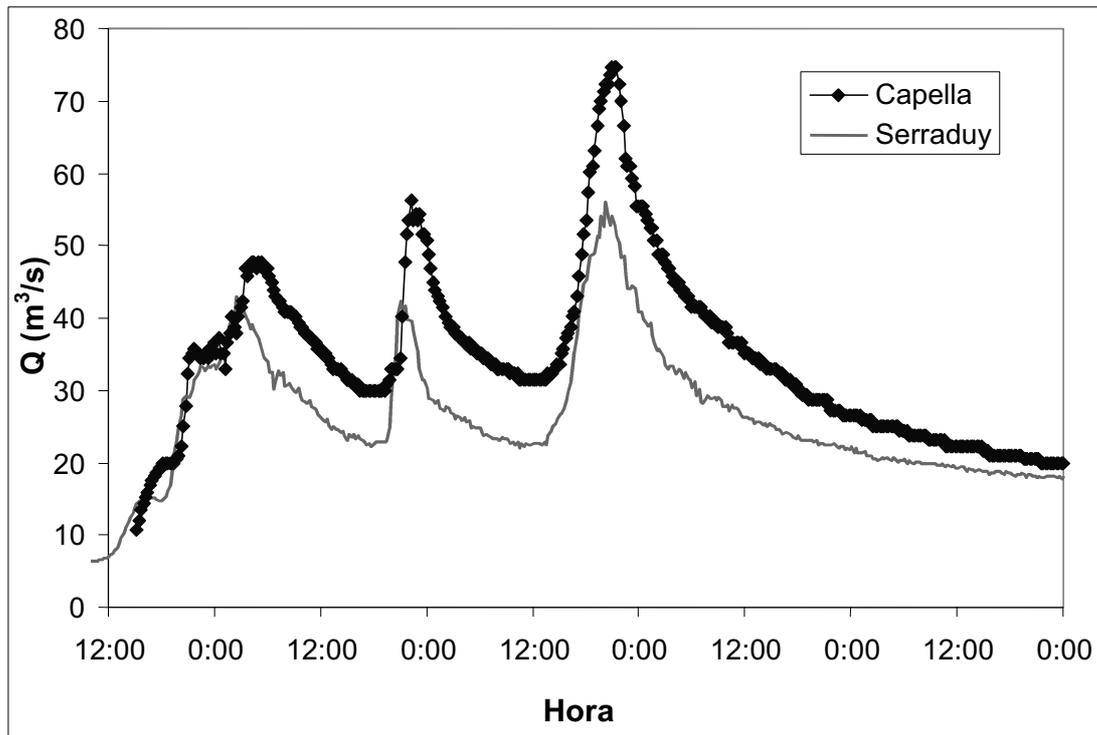


Figura 3.16.- Crecidas del 2 al 6/3/2001 en Capella y Serraduy.

La crecida del 30/4/2000, pese a ser de primera magnitud ($91 \text{ m}^3/\text{s}$), no tuvo su origen en la subcuenca de Cabecera, la cual aportó un caudal de algo más de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ de manera muy prolongada en el tiempo, en definitiva a modo de caudal base.

Crecidas de moderada magnitud (del orden de $20 \text{ m}^3/\text{s}$), siguieron un patrón en que sí distingue la aportación de una o varias cuencas. Es el caso de las crecidas de 13/11/2000, 23/5/2001, y 8 y 11/4/2002. En el caso de la de 13/11/2000, se ha observado la predominante aportación de la cuenca de Cabecera más un aporte inicial de otra cuenca sin identificar.

Finalmente, observando el desfase entre los caudales máximos de Serraduy y Capella se ha derivado una relación entre la velocidad media de tránsito en ese tramo y el caudal, como se observa en la Figura 3.17. Dicha relación se utilizó para una estimación grosera del tiempo de tránsito de los caudales máximos modelizados en las diferentes subcuencas, en el siguiente apartado, con el fin de hacer comparable su aportación en el hidrograma de salida de la cuenca.

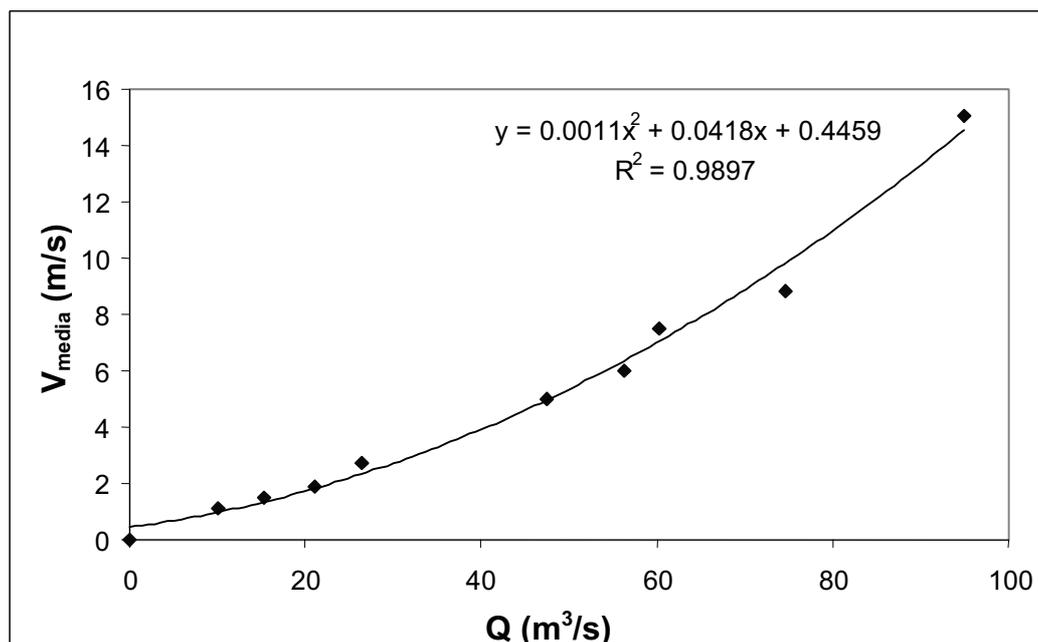


Figura 3.17.- Relación entre velocidad media y caudal de avenida en el río Isábena, para el tramo Serraduy-Capella.

3.2.2 Caudales máximos registrados y modelizados en las subcuencas

En el periodo de estudio, de las 24 crecidas que se registraron en Capella, a la salida de la cuenca, en 12 de ellas se dispuso además de datos de caudal máximo medido en campo para las principales subcuencas en estudio.

Para algunos de los eventos se disponía del hidrograma registrado para las subcuencas de Cabecera, pero para la mayor parte sólo se disponía del caudal máximo registrado en cada subcuenca, así como el hietograma de precipitación que lo generó. Mediante modelización hidrológica calibrada con el caudal máximo se generaron los hidrogramas de las diferentes subcuencas. Mediante las velocidades medias de tránsito derivadas del apartado anterior se hizo un tránsito simple del hidrograma de las subcuencas hasta la salida de la cuenca en Capella.

En el Anexo II se detallan las principales variables que definen las diferentes crecidas registradas. En el Anexo III se detallan los Números de Curva calibrados por cada evento, que oscilan de a 42 a 99, y los Números de Curva medios para cada subcuenca durante el periodo, que oscilan de 75 a 82. Cabe comentar la gran dispersión de los Números de Curva calibrados, la incertidumbre en cuanto a las pérdidas iniciales, así como la pobre representación de las condiciones iniciales de humedad. Conclusiones parecidas fueron señaladas por López y Batalla (2001) en un estudio de la riera mediterránea de Arbúcies, en que los Números de Curva calibrados por evento tuvieron una gran dispersión de valores, de 41 a 81.

En la Tabla 3.10 figuran los promedios y desviaciones estándar de las principales variables que definen cada crecida. Cabe recordar que son datos de caudal neto, una vez descontado el caudal base.

El tiempo base fue muy variable puesto que depende de la duración del evento de lluvia, pero se observó un gradiente de menor duración en las subcuencas del sur a una mayor duración en las subcuencas del norte de la cuenca, que por otra parte tienen una mayor superficie. El tiempo base incluso fue mayor a la salida de la subcuenca de Cabecera que el medido en Capella a la salida de la cuenca del Isábena.

Tabla 3.10.- Resumen de las principales variables de las crecidas registradas en las subcuencas.

	<i>Isábena</i>	<i>Lascuarre</i>	<i>Ceguera</i>	<i>Carrasquero</i>	<i>Villacarli</i>	<i>Cabecera</i>
t_{base} (h)	22,05 ± 10,7	5,76 ± 7,3	8,54 ± 7,9	10,37 ± 7,4	13,40 ± 6,7	25,17 ± 3,9
t_{pico} (h)	8,50 ± 4,5	2,64 ± 4,6	3,16 ± 4,1	3,88 ± 5,1	5,39 ± 4,2	8,52 ± 4,3
Q_{pico} (m ³ /s)	29,8 ± 26,8	2,0 ± 3,1	4,2 ± 6,9	7,8 ± 3,8	13,6 ± 10,8	16,6 ± 9,0
Volumen (m ³ /1000)	730,0 ± 567,1	37,3 ± 68,6	92,8 ± 194,8	87,3 ± 60,1	201,5 ± 157,3	533,9 ± 271,1
Lluvia (mm)	36,1 ± 18,3	21,3 ± 24,7	22,9 ± 25,6	37,8 ± 25,7	38,6 ± 27,4	27,9 ± 19,9
Coef.escorrentía	0,047 ± 0,013	0,022 ± 0,031	0,063 ± 0,087	0,164 ± 0,204	0,132 ± 0,091	0,153 ± 0,071
% contribución	64,2 ± 42,8	3,0 ± 4,7	7,2 ± 13,7	9,6 ± 7,4	20,5 ± 9,5	64,5 ± 15,3
Nº eventos	8	11	11	9	11	12

El tiempo al pico fue muy similar como promedio en la cuenca del Isábena y la subcuenca de Cabecera, lo cual puede significar una predominancia del hidrograma de dicha subcuenca a la hora de explicar la forma del hidrograma de salida en Capella. El gradiente norte-sur en las subcuencas se vuelve a encontrar. Jones (1997) cita un valor de 0,7 h como típico para escorrentía superficial hortonianas en cuencas de 10 km²., en este caso Ceguera, con 25 km², tiene un tiempo al pico casi 4 veces superior a dicho valor aproximativo, aunque dicho valor sería mayor si se hubieran registrado eventos de mayor periodo de retorno.

En cuanto a caudal pico, se repitió el orden de importancia norte-sur, de manera que el caudal pico de las subcuencas principales de la parte baja apenas representó un 10% del registrado en Capella, como promedio.

En cuanto al dato de lluvia, resulta significativo destacar que las tormentas fueron más intensas como promedio en la parte central de la cuenca, es decir Carrasquero y Villacarli. Esto hizo que sus coeficientes de escorrentía medios (alrededor del 12-15%), pese a ser zonas más secas, fueran comparables a los de la subcuenca de Cabecera, que solió tener condiciones antecedentes de humedad superiores, debido a que tiene una mayor altitud, las temperaturas inferiores y la cantidad anual de lluvia fue superior y más homogéneamente distribuida (ver capítulo 2). Jones (1997) cita valores típicos del 18% para escorrentía superficial hortoniana en cuencas de 10 km², lo cual está sensiblemente por encima de lo

observado en este caso, seguramente debido a la escasa torrencialidad de los eventos registrados, que fueron como máximo de un periodo de retorno de 1,7 años.

Finalmente la contribución media en cuanto a volumen de escorrentía de las cuencas se muestra en la Figura 3.18, donde se observa la predominancia de la subcuenca de Cabecera.

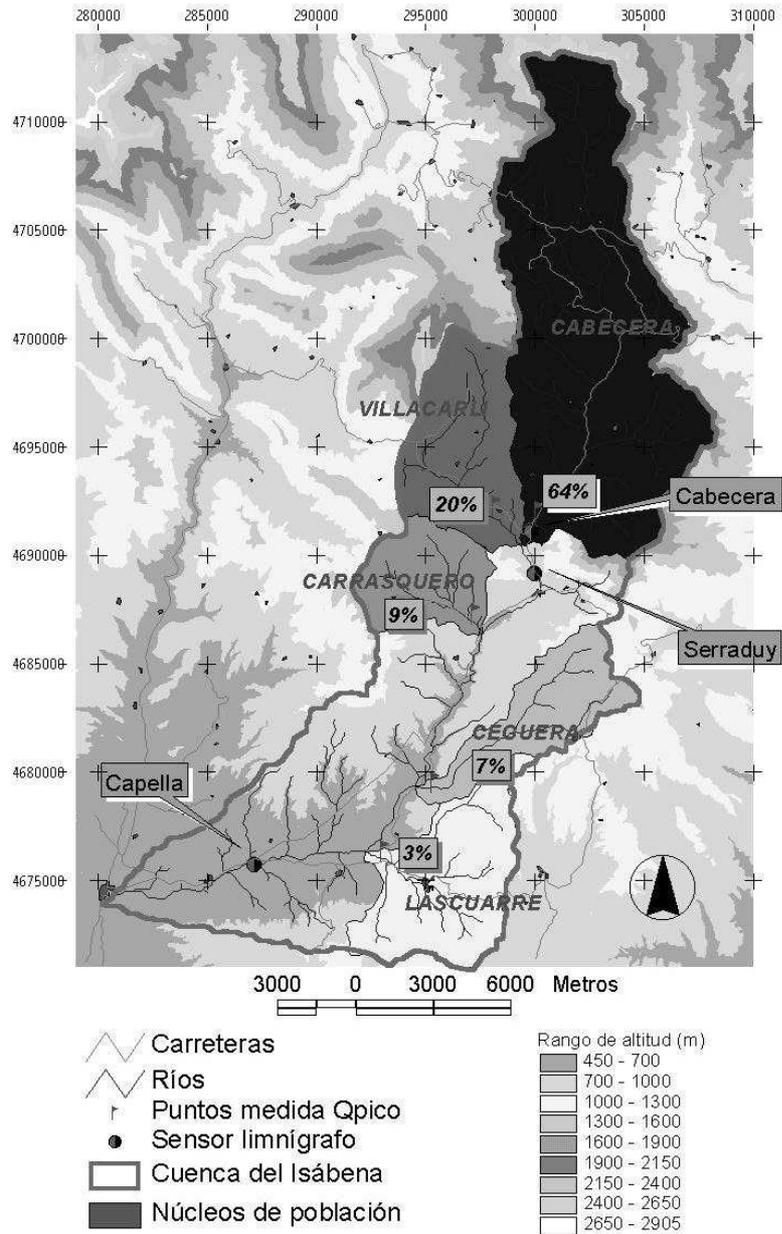


Figura 3.18.- Contribución relativa de escorrentía de las diferentes subcuencas del Isábena (coordenadas UTM 31N).

Cabe comentar que el dato medio de contribución en la Tabla 3.10 no suma 100% porque es una media del dato registrado en cada evento para cada subcuenca. Así mismo, el porcentaje de contribución en el dato del Isábena debería ser superior al 100% de la suma de las subcuencas de estudio, ya que no cubren completamente toda la superficie. Sin embargo, pese a ser variable, el dato resultó menor de 100%, lo cual es un indicativo del error volumétrico cometido en la modelización.

3.3 Fuentes de error y recomendaciones

Las fuentes de error que afectan a los resultados obtenidos en el presente estudio son numerosas y deben de tenerse en cuenta a la hora de evaluar los mismos, a modo de recomendaciones de cara a posteriores estudios. A continuación detallamos una lista priorizada de los mismos.

- *Medida de caudales.* Los datos de los sensores tienen cierto error, motivado por el efecto del sedimento en suspensión en la medida, así como la variación en la sección (lecho móvil) con el tiempo e incluso en el transcurso de una crecida. Para relacionar calados con alturas, tanto para sensores como para medidas puntuales de caudal máximo, se utilizó una curva de gastos obtenida por modelización hidráulica, pero únicamente validada con pocos datos puntuales de medida con correntómetro y para caudales inferiores a 10 m³/s. Esto implica que el error que se cometió para caudales de crecida es desconocido;
- *Distribución temporal de la precipitación.* Se estimó únicamente en base a tres pluviógrafos. Para algunos eventos esto resultó suficiente (ver anexo II), pero para otros se observaron diferencias de varias horas entre el sur y el norte de la cuenca, con lo cual el error en la estimación de la distribución temporal del hietograma por subcuenca puede ser importante;
- *Modelización hidrológica.* Los hidrogramas modelizados, pese a estar calibrados en base al caudal máximo para cada evento y subcuenca, tienen las limitaciones inherentes al modelo. Por ejemplo, el hecho de ser agregados espacialmente para cada subcuenca; la pobre representación de las condiciones humedades antecedentes; el uso del concepto de las pérdidas iniciales que a veces lleva a infravalorar picos en el tramo inicial del hietograma; o la linealidad inherente al uso del hidrograma unitario. Todo ello hace que exista incertidumbre en la validez de los hidrogramas modelizados;
- *Determinación del caudal base.* Los métodos de separación de caudal base son subjetivos y difíciles de aplicar en cuencas heterogéneas con aportes variables de las diferencias subcuencas. Sin embargo para poder comparar los hidrogramas medidos con los modelizados se ha tenido que separar el caudal base, con lo cual se introdujo cierto error en los parámetros estimados en base a hidrogramas medidos;

- *Estimación del total de precipitación por subcuencas y en la cuenca general.* El estudio de totalizadores no cubrió todo el periodo de estudio de crecidas, con lo cual se ha tenido que recurrir a otras fuentes (INM, CHE) para algunos eventos.

4 Conclusiones

Sobre la **respuesta hidrológica de la cuenca del Isábena**, que se puede considerar representativa de cuencas de similar tamaño del Prepirineo, los resultados obtenidos permiten llegar a las siguientes conclusiones sobre las crecidas en el periodo de estudio:

- Los periodos de retorno de los eventos registrados han sido de como máximo 1,7 años, correspondientes a caudales máximos de alrededor $90 \text{ m}^3/\text{s}$.
- El volumen de las crecidas se estimó en un 14,0% del aporte global de la cuenca del Isábena.
- La estacionalidad es marcada, con un verano seco con crecidas puntuales, y primavera con abundantes crecidas. El otoño e invierno se han mostrado variables en los dos años en estudio, muy húmedos en el 2000 y secos en el 2001, siguiendo el patrón de precipitación.
- Los coeficientes de escorrentía superficial directa oscilan entre el 2% y el 15% en general, correspondiendo los primeros al periodo estival seco y los segundos al invierno.
- El tiempo al pico es variable, entre 4 y 12 horas, y depende distribución temporal de la precipitación, que determina la contribución relativa de las subcuencas.
- La relación entre caudal pico y caudal medio es de 2:1, y la relación entre tiempo base y tiempo al pico es de 3:1, sin ninguna estacionalidad marcada.
- Los tiempos de concentración se encuentran en el rango de 5 a 11 horas, dependiendo de la velocidad de tránsito.

Sobre la **respuesta hidrológica de las subcuencas del Isábena**, las conclusiones son las siguientes para el periodo de estudio:

- En términos de volumen de crecida, la subcuenca de Cabecera representa el 64% de la suma de aportes de las principales subcuencas, seguido de Villacarli con un 20%.
- En general, salvo excepciones, los hidrogramas resultantes en la confluencia de las cuencas de Villacarli y Cabecera son los responsables del patrón de crecida que se registra en Capella, y el tiempo de tránsito del máximo de avenida oscila entre 1 hora y 6 horas, en función del caudal.
- El origen de las principales crecidas depende del tipo de evento. En eventos de precipitación homogénea (temporalmente) en toda la cuenca, el caudal máximo se

alcanza cuando llega a Capella la contribución de la subcuenca de Cabecera, aunque la contribución del resto de cuencas ya haya terminado o esté en fase de recesión. Sin embargo, la precipitación en forma de tormenta es más intensa en general para la parte media del Isábena, y por tanto hay eventos en que el caudal máximo se explica por la contribución de las subcuencas de Villacarli y Carrasquero básicamente.

- En general, los parámetros principales de las crecidas indican un claro gradiente norte-sur de respuesta hidrológica, con coeficientes de escorrentía, tiempos base, y caudales máximos superiores en subcuencas situadas en la parte alta. Los coeficientes de escorrentía medios en Cabecera, Villacarli y Carrasquero oscilan alrededor del 15%, con tiempos base de 10 a 25 h, mientras que en las subcuencas de la parte baja el coeficiente de escorrentía es de alrededor de un 4% y el tiempo base de 8 h como máximo.

En cuanto a **conclusiones metodológicas**, cabe destacar:

- La correcta estimación de la distribución temporal de la precipitación en las subcuencas resulta indispensable para explicar la distribución temporal del 50% de los eventos de crecida.
- La aplicación de la metodología clásica sin calibrar del Número de Curva y el hidrograma unitario en estas subcuencas da en general un error por defecto en la estimación de caudales punta, especialmente en los casos en que la humedad antecedente es seca o normal (tipo I o II).
- La calibración de Números de Curva para cada evento y subcuenca permite concluir que éste parámetro no es uniforme en el tiempo para la cuenca, sino que presenta desviaciones estándar apreciables, de entre 15 y 20 unidades de Número de Curva. Además, la calibración en base al caudal máximo no es ninguna garantía de cara a obtener un hidrograma fiable.
- La modelización de cuencas como la del río Isábena, con orografía destacable y gran influencia del tiempo de tránsito desde las subcuencas, así como de la distribución temporal y espacial de la precipitación, debería mejorarse con modelos distribuidos espacialmente, y a ser posible de funcionamiento en continuo (no en base a eventos) para poder simular mejor la complejidad de la cuenca y evitar problemas como el cálculo del caudal base o las condiciones de humedad antecedentes.

5 Bibliografía

- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., O'CONNELL, P.E., RASMUSSEN, J., 1986. An introduction to the european hydrological system - Systeme hydrologique europeen, "SHE". *Journal of hydrology*, 87: 45-77.
- ABBOTT M.B., REFSGAARD J.C., 1996. *Distributed hydrological modelling*. Kluwer Academic, Dordrecht.
- ASHAN, M., 1993. *System-theoretic techniques in rainfall-runoff modelling*. PhD thesis, National University of Ireland.
- BATHURST J.C., WICKS J.M., O'CONNELL P.E., 1995. The SHE basin scale water flow and sediment transport modelling system. En *Computer Models of Watershed Hydrology*. Singh V.P. (ed). Water Resource Publications, Colorado. pp. 563-594.
- BEVEN, K., 1985. Changing ideas in hydrology. The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105: 157-172.
- BEVEN, K.J., KIRKBY, M.J., 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science 'Bulletin*, 24(1): 43-69.
- BEVEN K., 2002. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes*, 16: 189-206.
- BRONSTERT A., PLATE E., 1997. Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and microcatchments. *Journal of Hydrology*, 198:177- 195.
- CALVER A., WOOD W.L., 1995. The institute of hydrology distributed model. En *Computer Models of Waterhed Hydrology*, Singh V.P. (ed). Water Resource Publicatoinis. Colorado. pp 595-626.
- CAMPLING P, FOBIN A., BEVEN K., FEYEN J., 2002. Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach. *Hydrological Processes*, 16: 231-253.
- CHANG, F.J., HWANG, Y.Y., 1999. A self-organization algorithm for real-time flood forecast, *Hydrological Processes*, 13: 123-138.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R., MAYS, L.W., 1988. *Applied hydrology*. Ed. McGraw Hill.
- CHUTA, P., DOOGE, J.C.I., 1990. The shape parameters of the geomorphologic unit hydrograph. *Journal of Hydrology*, 117: 81-79.
- CLARK, C.O., 1945. Storage and the unit hydrograph. *Transactions ASCE*, 110: 1419-1446.
- CRAWFORD, N.H., LINSLEY, R.K., 1966. *Digital simulation in hydrology: Standford Watershed Model Mark IV*. Dept. of Civil Engineering, Tech. Rep. 39, Standford University, Standford.

- DOOGE, J.C.I., 1959. A general theory of unit hydrograph. *J. Geophys. Res.*, 64 (2):241-256.
- DOOGE, J.C.I., 1977. Problems and methods of rainfall-runoff modelling. En: T.A. Ciriani, U. Maione and J. R. Wallis (Eds), *Mathematical models for surface water hydrology*, Proceedings of the Workshop of IBM Scientific Centre, Pisa, Italy. Wiley, New York: 71-108.
- FERRER, M., RODRÍGUEZ, J., ESTRELA, T., 1995. Generación automática del número curva con Sistemas de Información Geográfica. *Ingeniería del Agua*, 2: 43-58.
- FERRER, M., 2002. *Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva del modelo hidrológico del SCS: Datos de perfiles de suelos y teledetección*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca.
- GARCÍA, N., 2002. *Modelización de la respuesta hidrológica del río Isábena*. Proyecto Final de Carrera, Ingeniería de Montes. Universitat de Lleida.
- GRAYSON, R.B., MOORE, I.D., MCMAHON, T.A., 1992. Physically based modelling 2. Is the concept realistic? *Water Resources Res.*, 26(10): 2659-2665.
- GREEN, W.H., AMPT, G.A., 1911. Studies on soil physics. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*, 4(1): 1-24.
- GUPTA, V.K., WAYMIRE, E., WANG, C.R., 1980. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. *Water Resources Research*, 16 (5):855-862.
- HALL, M.J., 1977. On the smoothing of oscillations in finite-period unit hydrographs derived by harmonic method. *Hydro. Sci. Bull.*, 22(2):313-324.
- HEC, 2000. *Hydrologic Modeling System, HMS. Technical Reference Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- HEC, 2001a. *HEC-RAS, River Analysis System. User's Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- HEC, 2001b. *HEC-RAS, River Analysis System. Hydraulic Reference Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- JONES, J.A., 1997. *Global hydrology: processes, resources and environmental management*. Ed. Longman.
- KACHROO, R.K., NATALE, L., 1992. Non-linear modelling of the rainfall-runoff transformation. *Journal of Hydrology*, 135: 341-369.
- KHONDKER M.U.H., WILSON G., KLINTING A., 1998. Application of neural networks in real time flash flood forecasting. En *Hydroinformatics '98*, Babovic V., Larsen L.C. (eds). Balkema. Rotterdam.: 777-781.
- KNEALE P.E., SEE L., KERR P., 2000. Developing a prototype neural net flood forecasting model for use by the Environment Agency. *Proceedings 35th MAFF Conference of River and Coastal Engineers, 5-7 July*. University of Keele. 11.03.1-11.03-4
- LANGE, J., LEIBUNDGUT, C., GREENBAUM, N., SCHICK, A.P., 1999. A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resources Research*, 35 (7): 2161-2172.

- LEAVESLEY, G.H., LICHTY, R.W., TROUTMAN, B.M., SAINDON, L.G., 1983. *Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual*. Water-Resources Investigations 83-4238 U.S. Geological Survey.
- LIANG, G.C., O'CONNOR, K.M., KACHROO, R.K., 1994. A multiple-input single-output variable gain factor model. *Journal of Hydrology*, 155 (1/2), pp. 185-198
- LIU, C.C.K., BRUTSAERT, W., 1978. A non-linear analysis of the relationship between rainfall and runoff for extreme floods. *Water Resour. Res.*, 14(1): 75-83.
- LOAGUE K.M., KYRIAKIDIS P.C., 1997. Spatial and temporal variability in the R-5 infiltration data set: déjà vu and rainfall-runoff simulations. *Water Reseources Research*, 33: 2883-2896.
- LÓPEZ, R., 2001. Consideraciones acerca de los límites de aplicación del método del número de curva del Soil Conservation Service. *Revista Montes*, 66: 92-97.
- LÓPEZ, R., BATALLA, R.J., 2001. Análisis del comportamiento hidrológico de la cuenca mediterránea de Arbúcies antes y después de un incendio forestal. *Actas III Congreso Forestal Español*: 547- 553.
- MADDAUS, W.O., EAGLESON, P.S., 1969. *A distributed linear representation of surface runoff*. MIT Dept. of Civ. Eng. Hydrodynamics Lab., Report N°15.
- MOORE, R.J., CLARKE, R.T., 1980. A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resour. Res.*, 17 (5): 1367-1382.
- MOORE R.J., CARRINGTON D.S., JONES D.A., STEWART E.J., 1994. The UK Hyrex experiment. *Ann. Geophys.*, 12 (suppl. II): C402.
- MULVANY, T.J., 1850. On the use of self-registering rain and flood gauges. *Proc. Institution of Civil Engineers of Ireland*, 4 (2): 1-8.
- NASH, J.E., 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.*, 45 (3): 114-118.
- O'KELLEY, J.J., 1955. The employment of unit-hydrographs to determining the flows of Irish arterial drainage channels. *Int. Civ. Eng. (Ireland) Proc.*, 4(3):365-412.
- PARKIN G., O'DONNELL G., EWEN J., BATHURST J.C., O'CONNELL P.E., LAVABRE J., 1996. Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 175: 595- 613.
- PAUWELS V., HOEBEN R., VERHOEST N., DE TROCH F., TROCH P., 2002. Improvement of TOPLATS-based discharge predictions through assimilation of ERS-based remotely sensed soil moisture values. *Hydrological Processes*, 16: 995-1013.
- PETERS, J., EASTON, D., 1996. Runoff simulation using radar rainfall data. *Water Resources Bulletin*, AWRA, 32 (4): 753-760.
- PONCE, V. M., HAWKINS, R. H., 1996. Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engeenering*. 1(1): 11-19.
- REFSGAARD J.C., 1997. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198: 69-97.

- RODRÍGUEZ-ITURBE, I., VALDÉS, J.B., 1979. The geomorphologic structure of the hydrologic response. *Water Resources Res.*, 15(6): 1409-1420.
- ROSS, C.N., 1921. The calculation of flood discharges by the use of a time contour plan. *Trans. Inst. of Aust. Eng.*, 2: 85-92.
- SHAMSELDIN, A., 2002a. Development of Rainfall-Runoff models. En: *Advanced course on river basin modelling for flood risk mitigation*. 7-18 Oct 2002. University of Birmingham.
- SHAMSELDIN, A., 2002b. Real-time river flow forecasting. En: *Advanced course on river basin modelling for flood risk mitigation*. 7-18 Oct 2002. University of Birmingham.
- SHAMSELDIN, A., O'CONNOR K., 1999. A real-time combination method for the outputs of different rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 44(6): 895- 912.
- SHAMSELDIN, A., O'CONNOR K., 2001. A non-linear neural network technique for updating of river flow forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(4): 577-597.
- SHERMAN, L.K., 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. New Rec.*, 108: 501-505.
- SNYDER, F.F., 1938. Synthetic unit-graphs. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol 19: 447-454.
- SNYDER, W.M., MILLS, W.C., STEPHENS, J.C., 1970. A method of derivation of nonconstant watershed response functions. *Water Resources Research*, 6(1):261-274.
- SINGH, V.P., 1988. *Hydrologic systems*. Ed. Prentice Hall.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS), 1972. Hydrology. Sec 4 En: *National Engineering Handbook*. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1986). *Urban hydrology for small watersheds*. Technical Report 55. USDA, Springfield, VA.
- STRAHLER, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63: 1117-1142.
- TÉMEZ, J.R., 1991. Extended and improved rational method. Version of the Highways Administration of Spain. *Proceedings of the XXIV IAHR Congress*. Madrid Vol A. 33-40.
- TODINI, E., 1988. Rainfall-runoff modelling. Past, present, future. *Journal of Hydrology*, 100: 341-352.
- TODINI, E., 1996. The Arno rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 157: 339-382.
- TODINI, E., WALLIS, J.R., 1977. Using CLS for daily or longer period rainfall-runoff modelling. En: Ciriani, T.A., Maione, U., Wallis, J.R. (Eds.), *Mathematical models for surface water hydrology*, proceedings of the workshop of IBM scientific centre, Pisa, Italy. Wiley, New York: 149-168.
- TRAGSA, 1994. *Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid.

VERTESSY R.A., HATTON T.J., O'SHAUGHNESSY P.J., JAYASURIYA M.D.A., 1993. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology*, 150: 665-700.

WOODS R., GRAYSON R., WESTERN A., DUNCAN M., WILSON D., YOUNG R., IBBITT R., HENDERSON R., MCMAHON T., 2001. Experimental design and initial results from the Mahurangi River Variability Experiment: MARVEX. Land surface hydrology, meteorology and climate: Observations and Modeling. *Water Science and Application*, 3: 201-213.

ZHAO, R.J., 1992. The Xinanjiang model applied in China. *Journal of Hydrology*, 135: 371-381.

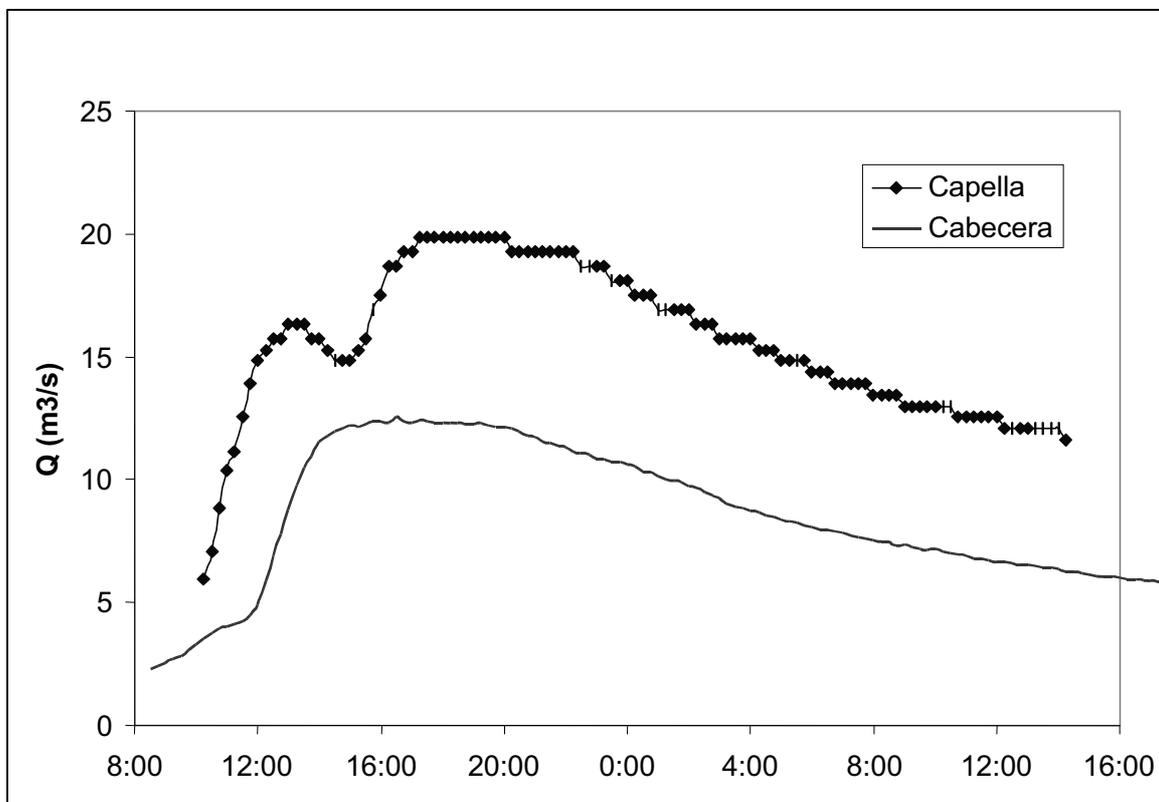
Web Confederación Hidrográfica Ebro: <http://www.oph.chebro.es>

ANEXO I: Comparación de hidrogramas de crecida en Capella, Serraduy y Cabecera

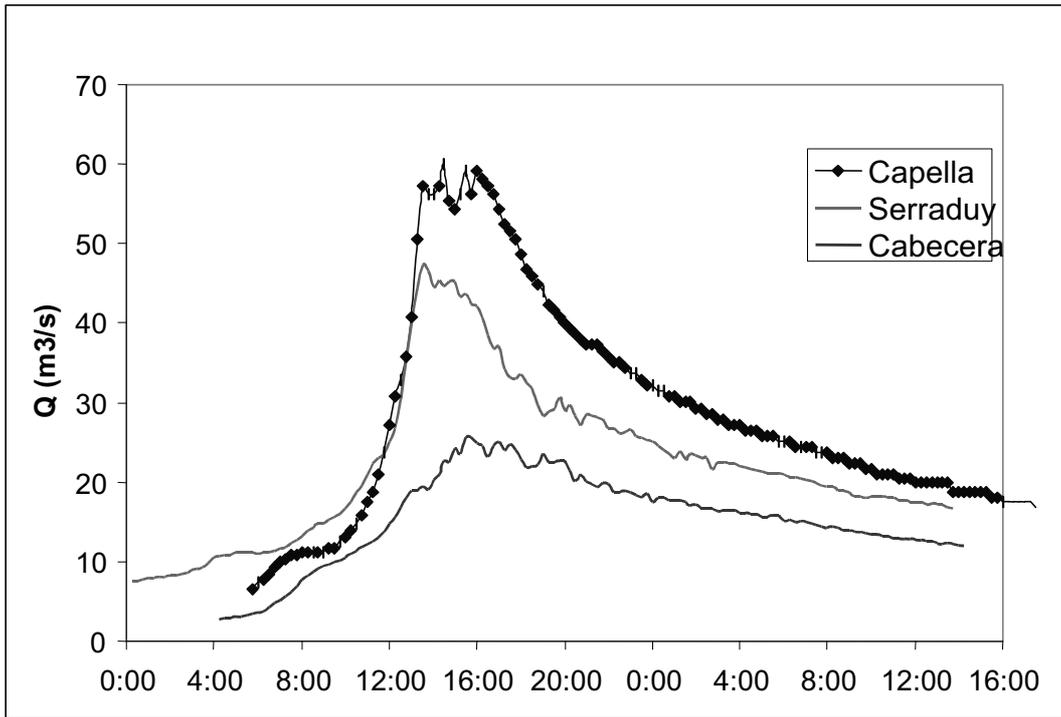
A continuación se presentan los hidrogramas de las 7 crecidas registradas durante el periodo marzo de 2000 a abril 2002 simultáneamente en Capella (a la salida de la cuenca) y otro sensor, ya sea el de Cabecera (subcuenca de Cabecera) o bien el de Serraduy (subcuencas de Cabecera más Villacarli).

Los sensores de nivel de Serraduy y Cabecera tienen una curva de gastos no comprobada para caudales superiores a $10 \text{ m}^3/\text{s}$, con lo cual es posible que haya error en la estimación de caudales de crecida. A la vista de los resultados los hidrogramas de Cabecera se da un error por defecto en la estimación de caudal.

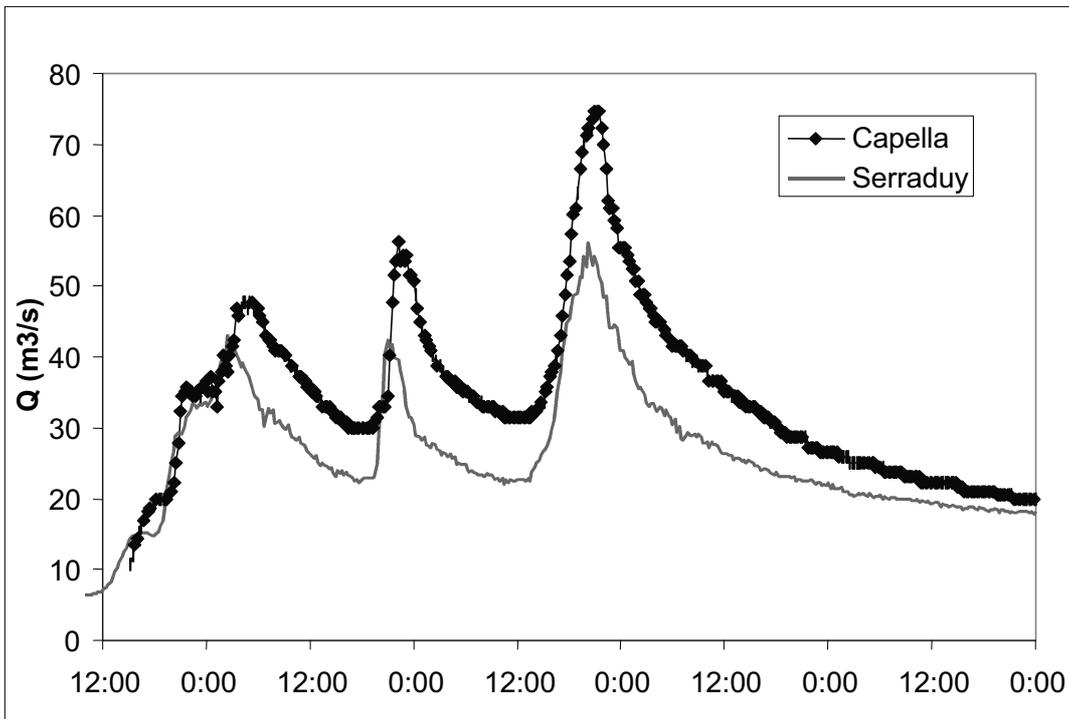
Las marcas en los hidrogramas indican intervalos de 15 min.



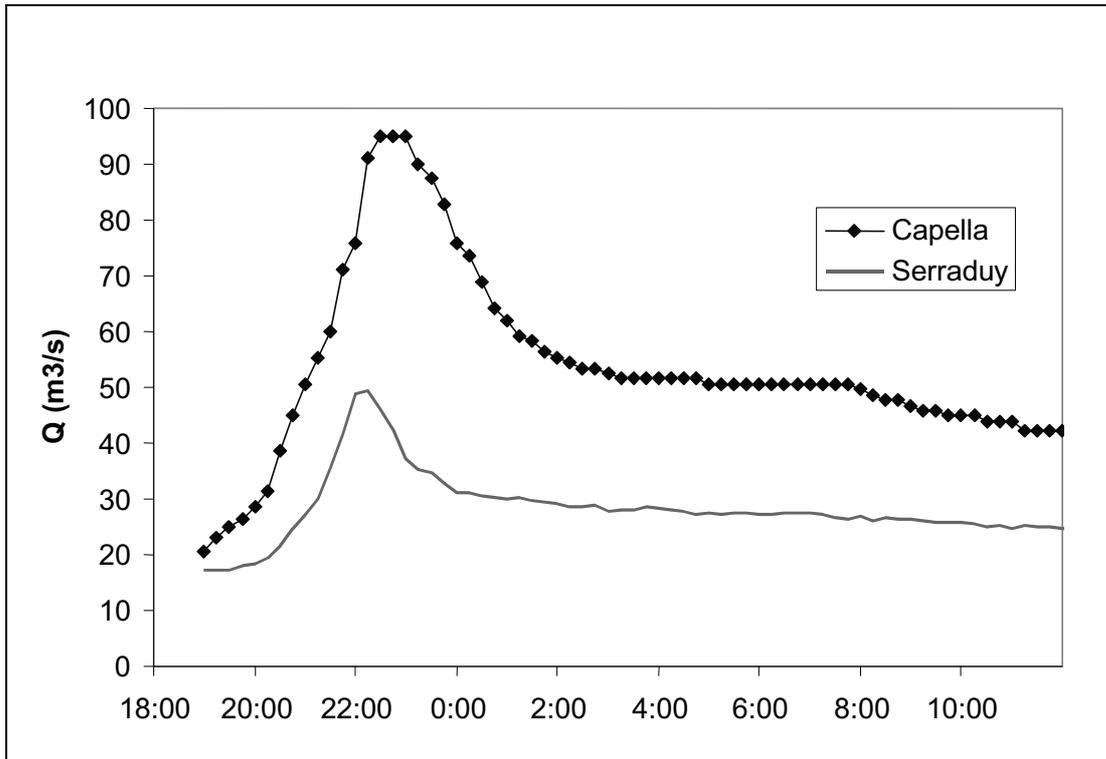
Hidrograma A.1.- Crecida del 13/11/2000 en Capella y en Cabecera.



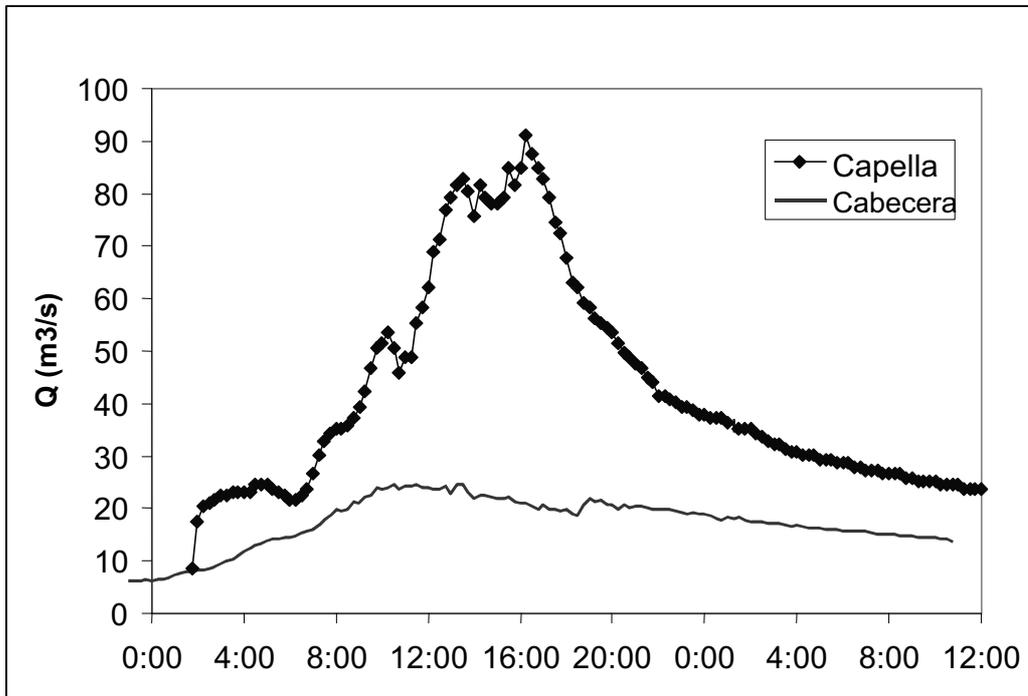
Hidrograma A.2.- Crecida del 23/11/2000 en Capella, Serraduy y Cabecera.



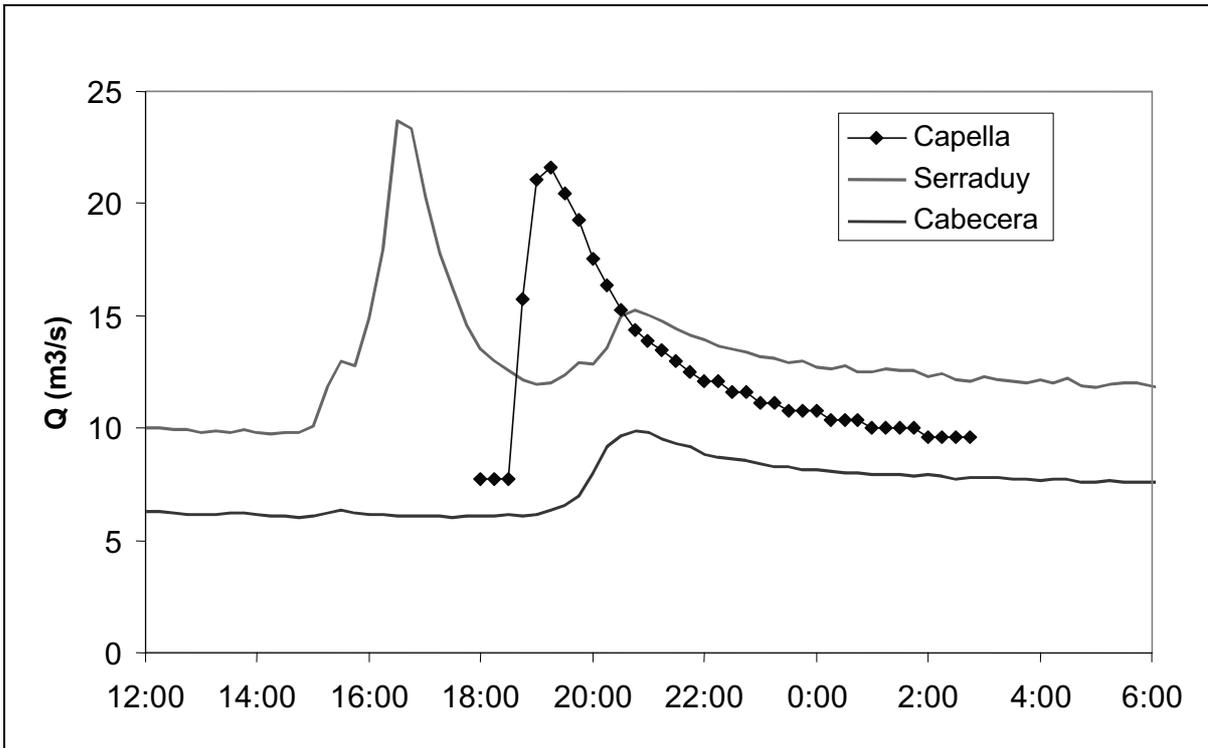
Hidrograma A.3.-Crecida del 2 al 4/3/2001 en Capella y Serraduy.



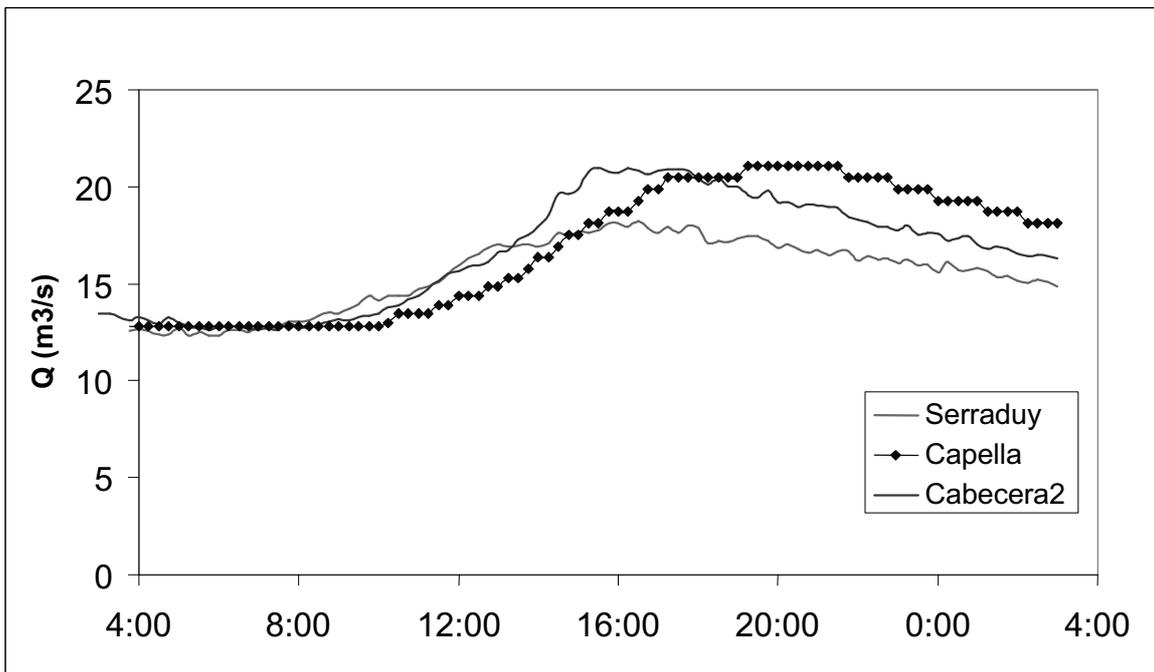
Hidrograma A.4.- Crecida del 7 al 8/3/2001 en Capella y Serraduy.



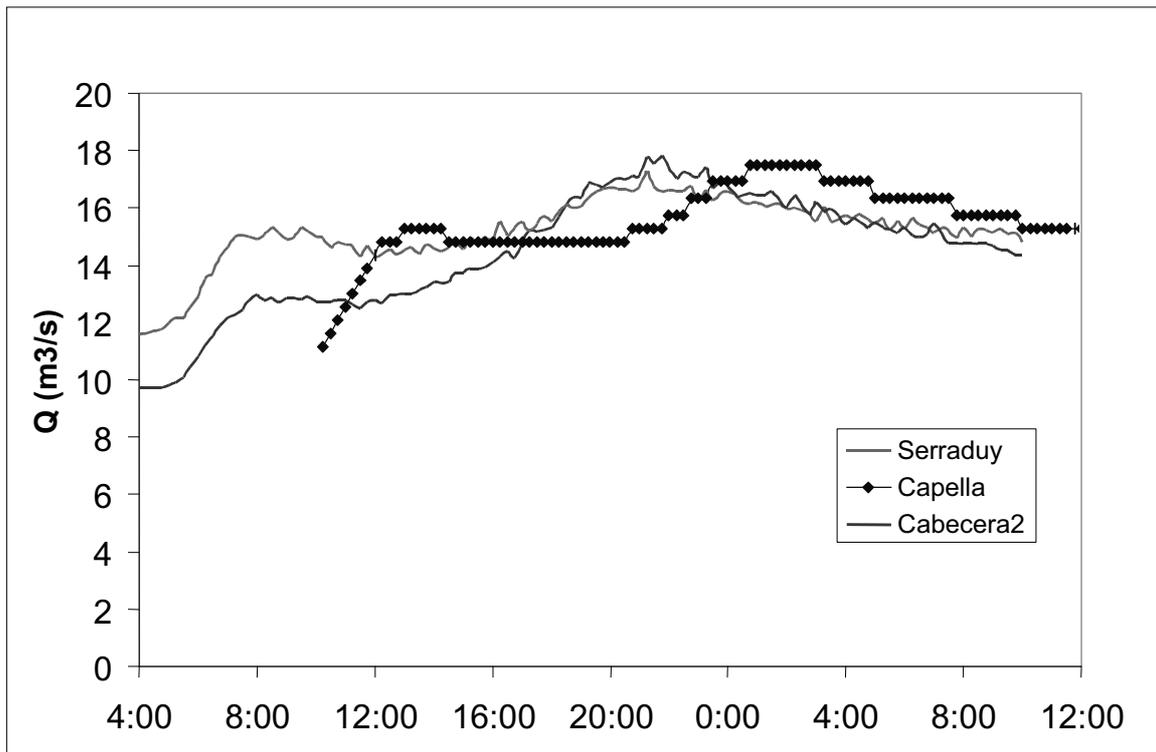
Hidrograma A.5.- Crecida del 30/4/2001 en Capella y Cabecera.



Hidrograma A.6.- Crecida del 23/5/2001 en Capella, Serraduy y Cabecera.



Hidrograma A.7.- Crecida del 8/4/2002 en Capella, Serraduy y Cabecera2.



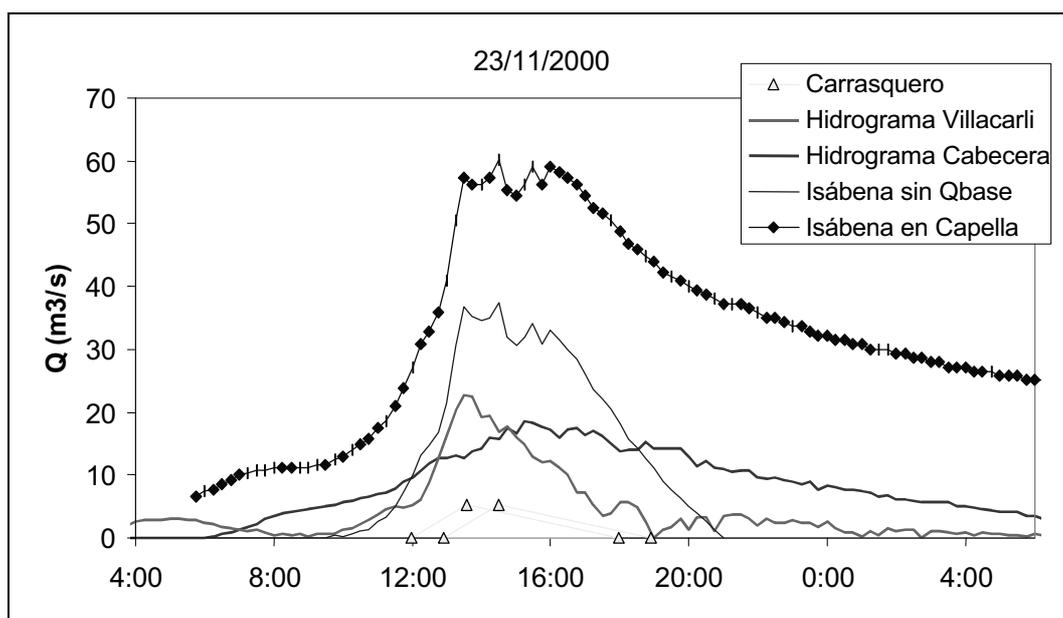
Hidrograma A.8.- Crecida del 11/4/2002 en Capella, Serraduy yCabecera2.

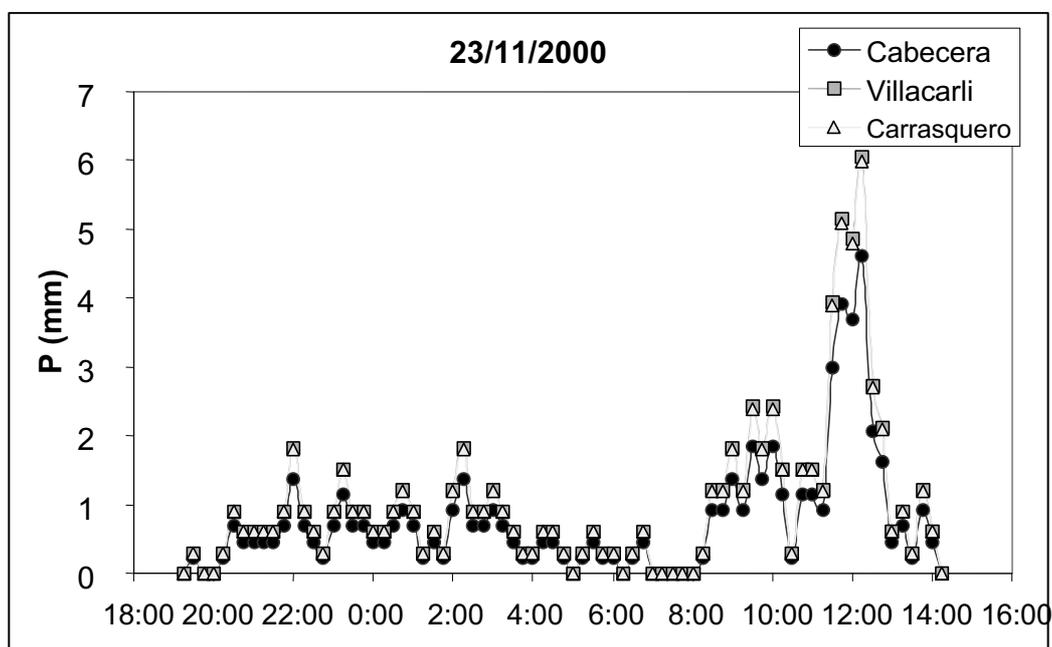
ANEXO II: Comparación de los parámetros principales de las crecidas en las subcuencas

A continuación se presentan los resultados de la respuesta por subcuencas y en la cuenca principal para 3 eventos de crecida estudiados a modo de ejemplo. En todos los casos se trata de caudales netos correspondientes a la escorrentía superficial generada en el evento, es decir restado el caudal base. En los casos en que había hidrogramas medidos en Serraduy y Cabecera, estos se han utilizado para el estudio de las subcuencas de Villacarli y Cabecera. Además, se ha añadido el Número de Curva calibrado resultante para cada evento y cada subcuenca, para un 20% de pérdidas iniciales.

Crecida de 23/11/2000

	ISABENA	Lascurarre	Ceguera	Carrasquero	Villacarli	Cabecera
Día	23/11/2000			23/11/2000	23/11/2000	23/11/2000
inicio (h:min)	9:30:00			11:59	4:00	6:30
tbase (h)	11,50			6	21	27,5
tpico (h)	5,00			1,6	9,5	9
Qpico (m ³ /s)	37,35			5,18	22,8	18,6
Volumen (m ³)	710752,50			42560	414277	822669
Lluvia	42,9906025	0	0	76,1	77,7	58,7
Coef.esc.	0,039			0,022	0,127	0,095
Humedad antec		Seca	Seca	Seca	Seca	Húmeda
NC				48,4	48,0	64,0



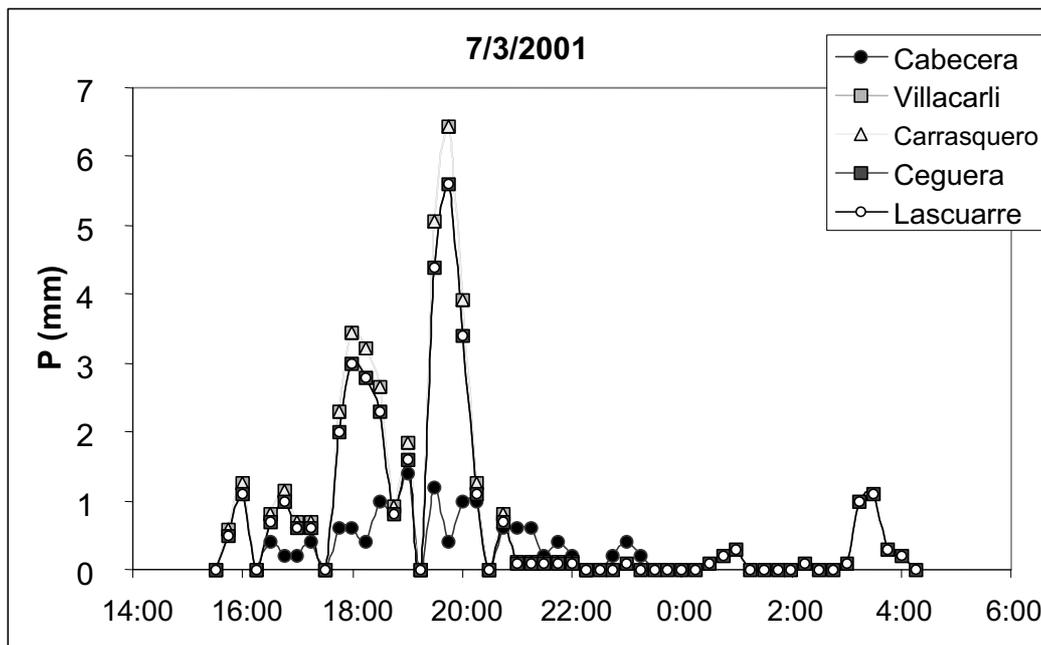
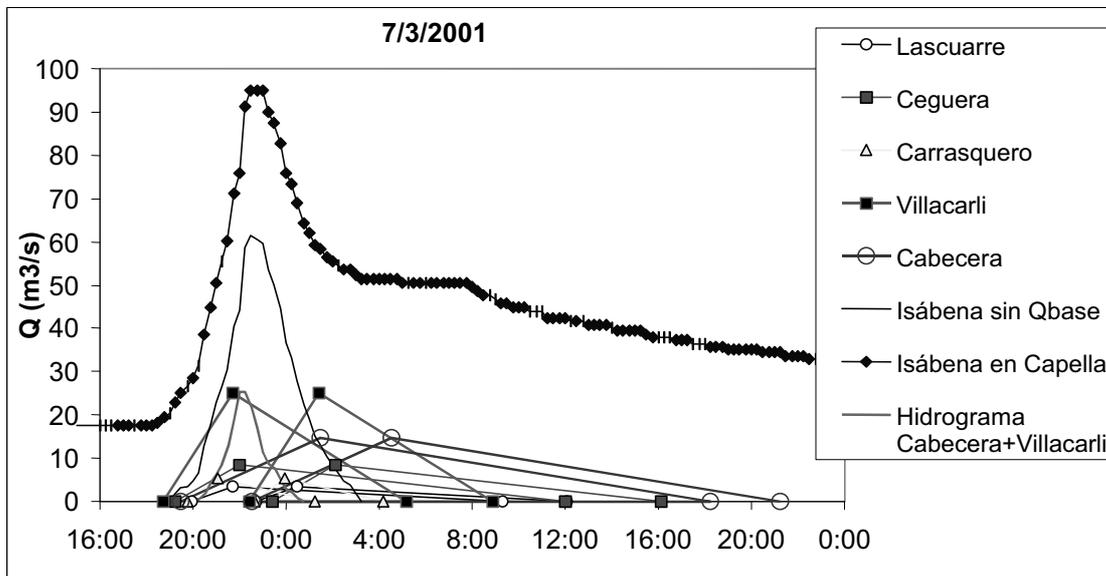


En este caso la distribución temporal de la precipitación es la igual en toda la parte centro y norte de la cuenca. Por ello el caudal pico coincide con la llegada del caudal máximo de la cuenca de Villacarli, mientras que el aporte de Cabecera comporta picos de caudal posteriores y no tan elevados.

Se trata de un evento de larga duración, y, pese a condiciones antecedentes secas, con coeficientes de escorrentía superan el 10%. Esto se corresponde con el tipo de precipitación, de larga duración y con el máximo al final, cuando la humedad acumulada en el suelo es elevada.

Crecida de 7/3/2001

	<i>ISABENA</i>	<i>Lascuarre</i>	<i>Ceguera</i>	<i>Carrasquero</i>	<i>Villacarli</i>	<i>Cabecera</i>
dia		07/03/2001	07/03/2001	07/03/2001	07/03/2001	07/03/2001
inicio (h:min)	18:45:00	19:56	19:15	19:45	18:41	19:30
tbase (h)	10,50	13,35	16,75	5,5	10,5	22,75
tpico (h)	3,75	1,8	2,75	1,3	3	6
Qpico (m ³ /s)	61,50	3,3	8,45	5,4	25,2	14,8
Volumen (m ³)	726066	55980	143100	37600	263900	361340
Lluvia	35,1	35,4	38,2	37	37,6	12,6
Coef.esc.	0,049	0,036	0,130	0,041	0,167	0,198
Humedad antec		Húmeda	Húmeda	Húmeda	Húmeda	Húmeda
NC		68,5	76,0	68,6	62,7	92,5

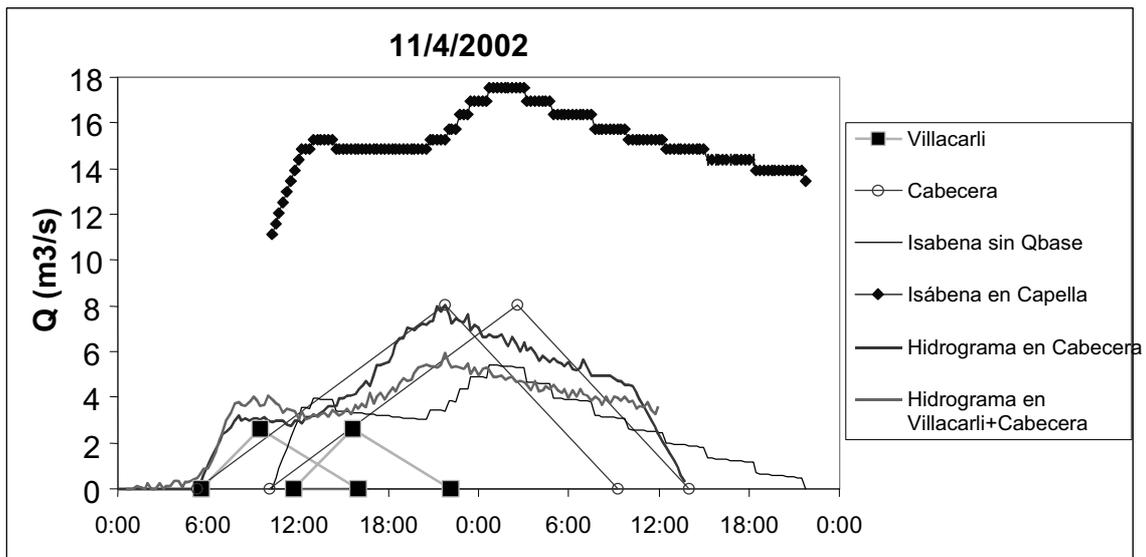


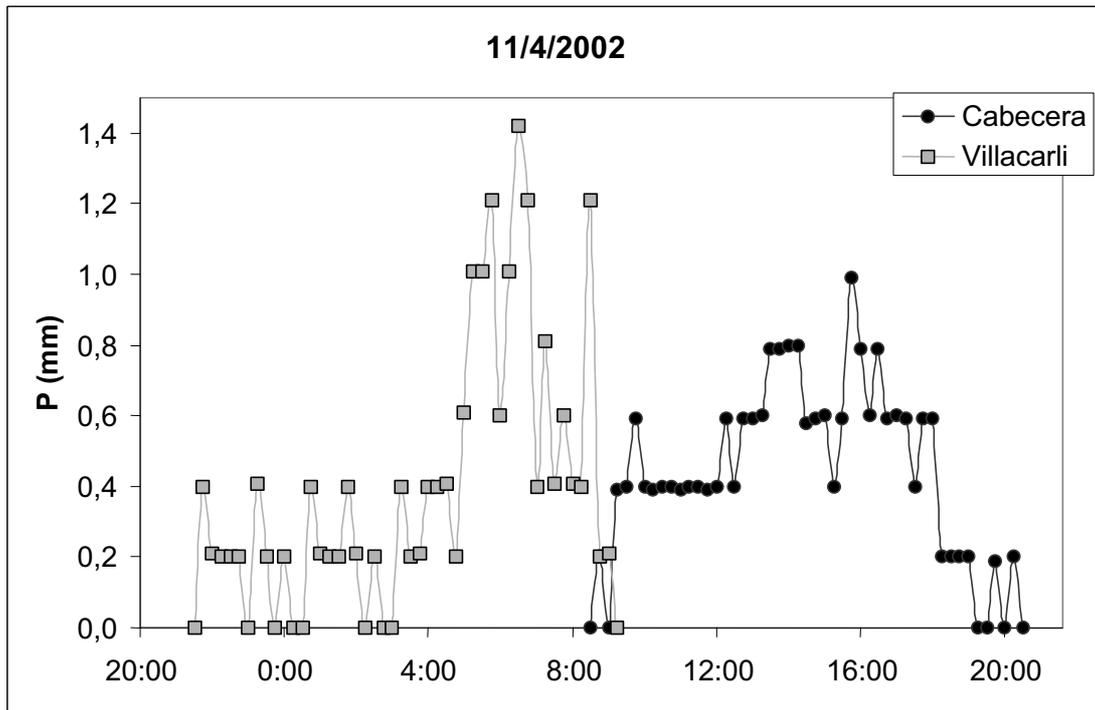
Nuevamente un caso de precipitación homogénea en el tiempo para toda la cuenca, con el resultado de un caudal máximo elevado. Los picos modelizados suman $57 \text{ m}^3/\text{s}$ una buena aproximación al caudal total medido, que es de $61 \text{ m}^3/\text{s}$. De nuevo hay un cierto retraso temporal de los hidrogramas modelizados.

Al ser una precipitación homogénea en el tiempo por toda la cuenca, la contribución de Cabecera es la última en llegar a Capella y eso hace que se prolongue la fase de recesión.

Crecida de 11/4/2002

	ISABENA	Lascuarre	Ceguera	Carrasquero	Villacarli	Cabecera
día		11/04/2002	11/04/2002	11/04/2002	11/04/2002	11/04/2002
inicio (h:min)	10:15:00	0	0:00	sd	5:30	5:15
tbase (h)	35,50	0	0	sd	10,5	28,0
tpico (h)	12,50	0	0	sd	4,0	16,5
Qpico (m ³ /s)	5,40	0	0	sd	2,6	8,02
Volumen (m ³)	377865,00	0	0	sd	64761	578129
Lluvia	19,67	0	0	sd	18,8	21,6
Coef.esc.	0,046	0	0	sd	0,0218	0,171
Humedad antec					Media-húmeda	Media-húmeda
					79	85,8





Un caso de crecida de baja magnitud, pero en este caso con un desfase temporal importante entre la precipitación en Villacarli y en Cabecera, concretamente unas 10 horas de adelanto de la intensidad máxima en Villacarli. Esto origina un hidrograma de doble pico tanto en Serraduy como el medido en Capella. La modelización en este caso se ajusta bastante a los hidrogramas medidos, aunque se aprecia discrepancias entre la medida en Serraduy y en Cabecera, debido a errores en la curva de gastos.

El coeficiente de escorrentía resulta sensiblemente inferior en Villacarli que en Cabecera, pero ello se debe a que el volumen de escorrentía fue calculado por diferencia entre hidrogramas, cuando en realidad hay discrepancia entre ambos.

ANEXO III: Calibración y validación de la modelización hidrológica de las crecidas en las diferentes subcuencas

Es necesario destacar que para la mayoría de episodios, la modelización con el Número de Curva inicial sin calibrar (Tabla 3.2 y Tabla 3.3) pronosticaba un resultado de caudal nulo (García, 2002). Esto se debe en gran medida al elevado valor de pérdidas iniciales (P_0) que se deriva de los Números de Curva aplicado. Se ha observado además que en muchos de estos casos el factor más decisivo es el grupo de humedad antecedente, que puede hacer variar el Número de Curva ajustado en un 20%. Conceptualmente el grupo de humedad de antecedente incorpora el grado de humedad del suelo previo al episodio de lluvia, de manera que a menor humedad, más pérdidas iniciales se producirán antes de iniciarse la escorrentía superficial, y por tanto mayor es el Número de Curva a aplicar. Sin embargo, su aplicación se basa en criterios ciertamente empíricos y discutibles, por cuanto para elegir uno de los tres grupos hay que ajustarse a unos rangos de lluvia antecedente caída durante los 5 días previos al evento (TRAGSA, 1994). Este criterio lleva a considerar como situación antecedente ‘seca’ muchos de los eventos estudiados, lo cual implica un número de curva muy bajo, de manera que la escorrentía que se simula resulta nula, lo cual no coincide con las observaciones de campo. En el apartado 4.1 ya se vió que la clasificación entre condiciones secas, medias o húmedas no guarda ninguna relación ni con el volumen de escorrentía ni con el coeficiente de escorrentía medidos globalmente en la cuenca del Isábena, lo cual permite dudar de la adecuación de dicho criterio.

En definitiva, las modelizaciones que en general suponen un mayor caudal máximo simulado corresponden a los episodios de 14/5/00, 14/6/00, y 8/3/01. Sin embargo, mientras que el episodio del 14/6/00 sí que corresponde a uno de los de mayor precipitación, los otros dos corresponden a dos episodios de humedad antecedente máxima según el método de cálculo (TRAGSA, 1994), es decir de tipo III atendiendo a la precipitación registrada los 5 días anteriores al evento. Esto hace que según el modelo las pérdidas antecedentes sean mínimas y sí se produzca una escorrentía considerable para estos casos. Sin embargo, para el resto de eventos, la mayoría de condiciones de humedad antecedente seca (tipo I), el modelo calcula caudales máximos de salida nulos o muy bajos, lo cual no se corresponde con la realidad observada.

La calibración del Número de Curva en base a los caudales máximos observados se realizó iterativamente hasta que estos coincidieron con los caudales máximos simulados por el modelo. Se consideraron pérdidas iniciales del 10 y del 20%.

Los resultados para los diferentes eventos figuran en la Tabla A3.11, para el caso de 20% de pérdidas iniciales, y en la Tabla A3.12, para el caso de un 10% de las pérdidas iniciales. Para que el Número de Curva fuera comparable entre diferentes eventos, se descontó el efecto de la humedad antecedente, es decir que a partir del Número de Curva calibrado se dedujo, a través de la tabla de transformación (TRAGSA, 1994), un Número de Curva calibrado para condiciones de humedad antecedentes tipo II (NC_{II}) en todos los casos.

Cabe comentar que si el método fuese suficientemente robusto y fiel al comportamiento hidrológico, conceptualmente el Número de Curva debería ser constante para cada subcuenca. Sin embargo, en las tablas se observa cómo esto no es cierto.

Tabla A3.11.- Número de Curva calibrado para los diferentes eventos y subcuencas, considerando 20% de pérdidas iniciales.

	<i>Lascuarre</i>			<i>Ceguera</i>			<i>Carrasquero</i>			<i>Villacarli</i>			<i>Cabecera</i>		
	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}
24/03/2000	69	II	69	70	II	70	79,5	II	79,5	82,8	II	82,8	69,7	III	50
10/04/2000	89,5	I	95,3	87,3	I	94,24	98,25	I	99,26	89,5	I	95,3	92,4	I	96,66
03/05/2000													98,7	I	99,45
14/05/2000	81	III	64,96	69	III	49,18	85	III	71,13	83	III	67,98	91,6	II	91,6
14/06/2000	42	I	63,29	73,8	I	87,02	51,1	I	71,33	42,5	I	63,77	62,9	I	80,15
05/10/2000	85	II	85	90	II	90	95,1	II	95,1	97,3	II	97,3	90,5	II	90,5
21/10/2000	60	I	78,13	77	I	88,85	76,4	I	88,52	88	I	94,58	80,7	I	90,87
25/11/2000							48,35	I	69,03	47,95	I	68,69	64	II	64
08/03/2001	68,5	III	48,6	76	III	57,93	68,6	III	48,71	62,7	III	42,23	92,5	III	84,28
21/09/2001	89	I	95,07	88,5	I	94,82	80,2	I	90,61	68	I	83,5	57,5	I	76,31

Tabla A3.12.- Número de Curva calibrado para los diferentes eventos y subcuencas, para unas pérdidas iniciales del 10%.

	<i>Lascuarre</i>			<i>Ceguera</i>			<i>Carrasquero</i>			<i>Villacarli</i>			<i>Cabecera</i>		
	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}	NC	Tipo	NC _{II}
24/03/2000	54,5	II	54,5	56	II	56	73	II	73	76,9	II	76,9	58,5	III	38
10/04/2000	84,6	I	92,9	81	I	91,03	98,25	I	99,26	85,5	I	93,35	90,5	I	95,78
14/05/2000	77,3	III	59,69	60	III	39,47	78,7	III	61,63	77,2	III	59,55	90,2	II	90,2
14/06/2000	27,5	I	47,45	70	I	84,75	41	I	62,33	30,6	I	51,22	52	I	72,06
05/10/2000	76	II	76	84,5	II	84,5	93,7	II	93,7	96,9	II	96,9	87	II	87
21/10/2000	45	I	66,08	69,7	I	84,56	76,9	I	88,8	86	I	93,6	75,1	I	87,78
25/11/2000							35	I	56,18	35	I	56,18	55,5	II	55,5
08/03/2001	55,5	III	35,16	68	III	48,02	57	III	36,56	48	III	28,64	90,6	III	80,73
21/09/2001	83	I	92,08	83	I	92,08	75,6	I	88,06	55	I	74,42	50,8	I	71,08

En cualquier caso, pese a la dispersión, se ha intentado encontrar un Número de Curva medio por subcuenca para unas condiciones de humedad antecedente medias (tipo II), lo cual figura en la Tabla A3.13 para un 20% de pérdidas iniciales, y en la Tabla A3.14, para un 10% de pérdidas iniciales.

Tabla A3.13.- Resumen de Números de Curva calibrados por subcuenca para un 20% de pérdidas iniciales.

	<i>NC ponderado medio</i>	<i>Desviación estandar</i>	<i>NC inicial</i>	<i>Incremento (%)</i>
Lascuarre	74,92	16,46	58,3	28,50
Ceguera	79,01	17,65	60,2	31,24
Carrasquero	79,24	15,94	58,2	36,16
Villcarli	77,35	18,26	66,6	16,14
Cabecera	82,38	15,46	54,4	51,44

Tabla A3.14.- Resumen de Números de Curva calibrados por subcuenca para un 10% de pérdidas iniciales.

	<i>NC ponderado medio</i>	<i>Desviación estandar</i>	<i>NC inicial</i>	<i>Incremento (%)</i>
Lascuarre	65,48	20,59	58,3	12,32
Ceguera	72,55	21,14	60,2	20,52
Carrasquero	73,28	20,76	58,2	25,91
Villcarli	70,08	23,07	66,6	5,23
Cabecera	75,35	18,62	54,4	38,51

Se observa cómo en general se obtienen Números de Curva más bajos para el caso de 10% de pérdidas iniciales, porque al haber menos pérdidas iniciales no se requiere tanta impermeabilidad del suelo para alcanzar un mismo caudal de salida. Fijándonos sólo en el valor medio, los valores para 10% de pérdidas iniciales se acercan más a los valores iniciales de Número de Curva sin calibrar, obtenidos según la metodología expuesta en el apartado 3.1. Por contra, los valores calibrados para un 20% de pérdidas iniciales son mayores, lo cual implica que se han de modelizar como más impermeable que en el caso del 10% para obtener un mismo caudal.

En cuanto a la dispersión, resulta una mayor desviación estándar en el caso de considerar pérdidas iniciales del 10%, lo cual indica que la modificación de este factor no ayuda a explicar suficientemente la variabilidad de comportamiento hidrológico. A tal respecto, cabe comentar algún caso puntual en que la dispersión del Número de Curva ha sido más importante, como el 8/3/2001 para Lascuarre, en que la elección de una humedad antecedente tipo II en lugar de I hubiera llevado a un Número de Curva ajustado de 68,5 (para $P_0=20\%$), más cercano a la media de la cuenca, con lo cual la desviación estándar pasaría de 16,5 a 13,0. En otras palabras, los factores pérdidas iniciales y humedad

antecedente, de justificación dudosa, afectan de manera negativa a la homogeneidad de la calibración.

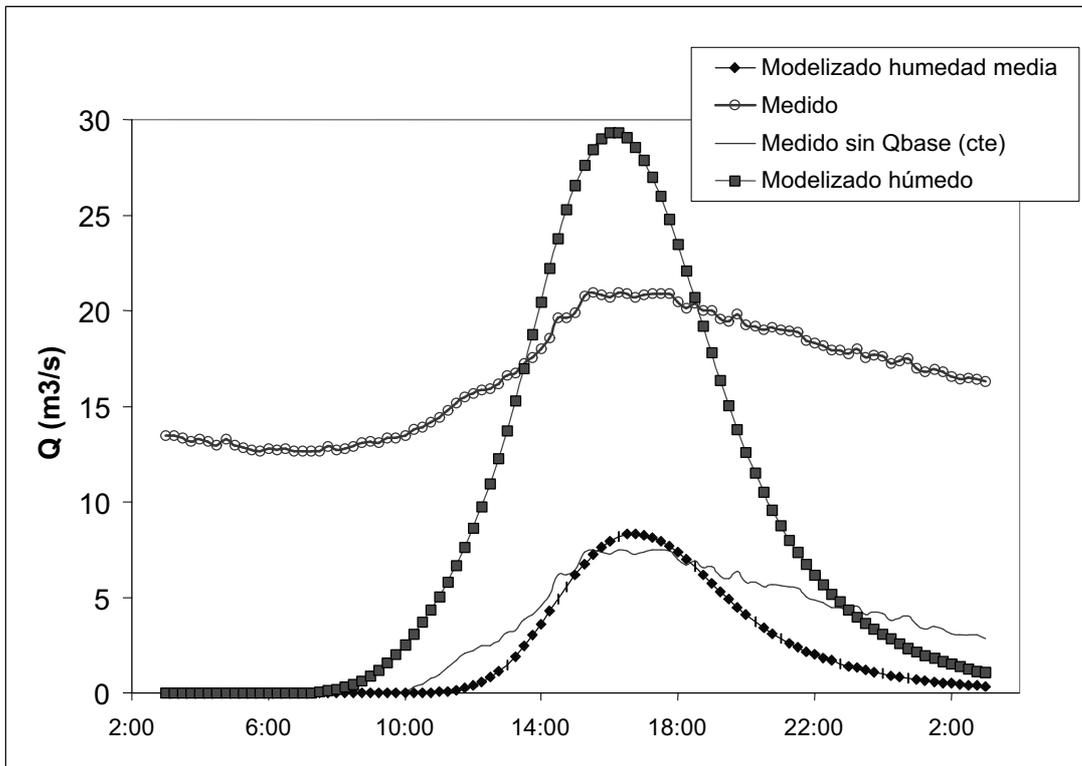
En cualquier caso, los valores de Número de Curva ajustados son siempre superiores a los NC iniciales. Es decir, para que tal como se estructura el modelo, éste pueda predecir siempre alguna escorrentía en los eventos registrados, se ha de considerar las subcuencas como más impermeables de lo que inicialmente se había estimado, a partir de la metodología clásica. O dicho de otra manera, la aplicación de la metodología clásica en estas subcuencas da en general un error por defecto en la estimación de caudales punta, especialmente en los casos en que la humedad antecedente es seca o normal (tipo I o II).

La menor dispersión de resultados al considerar una pérdida del 20% hace que se opte por este criterio a la hora de modelizar las crecidas en el periodo de estudio.

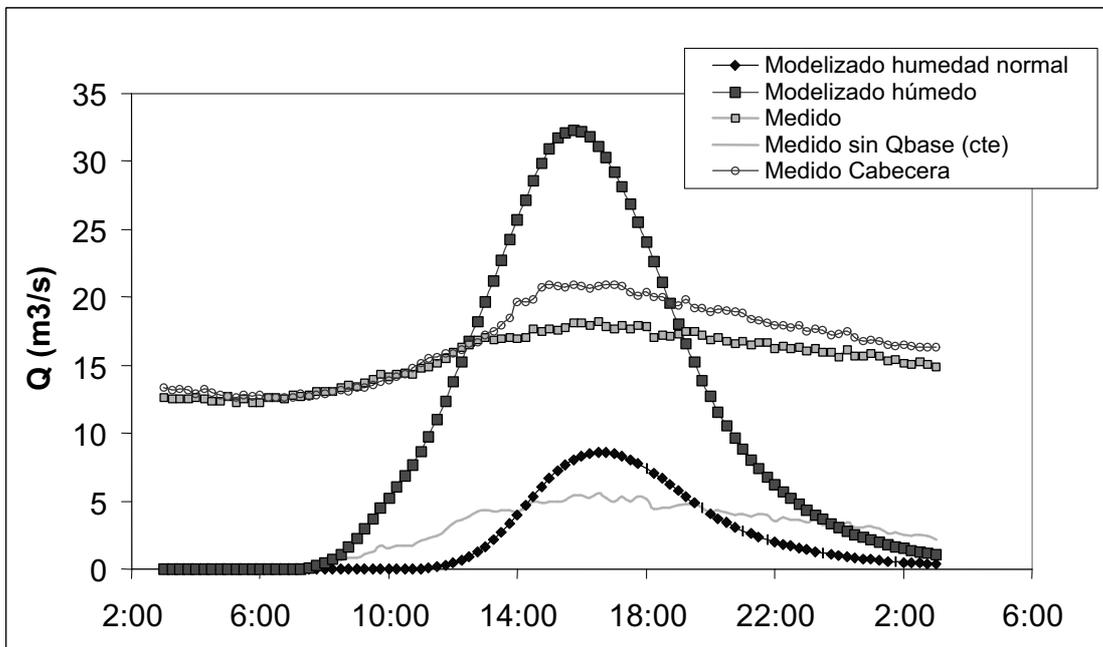
López y Batalla (2001) obtuvieron un valor de NC ponderado medio de 56 para la cuenca mediterránea de Arbúcies, de 110 km², también con una gran dispersión, ya que el rango osciló entre 41 y 81 para 22 episodios estudiados. Los NC calibrados en el Isábena han sido superiores, pero ello se debe seguramente a la baja intensidad de precipitación de los eventos estudiados, es decir, si se hubieran dado eventos de menor recurrencia el NC calibrado hubiera sido posiblemente menor, de acuerdo con López y Batalla (2001).

A modo de validación, para tener una estimación del grado de error de la modelización, los dos últimos eventos de crecida registrados (abril de 2002), para las subcuencas de Cabecera y Villacarli fueron modelizados con el Número de Curva calibrado medio, para los cuales se disponía de hidrogramas registrados en los sensores de Serraduy y Cabecera.

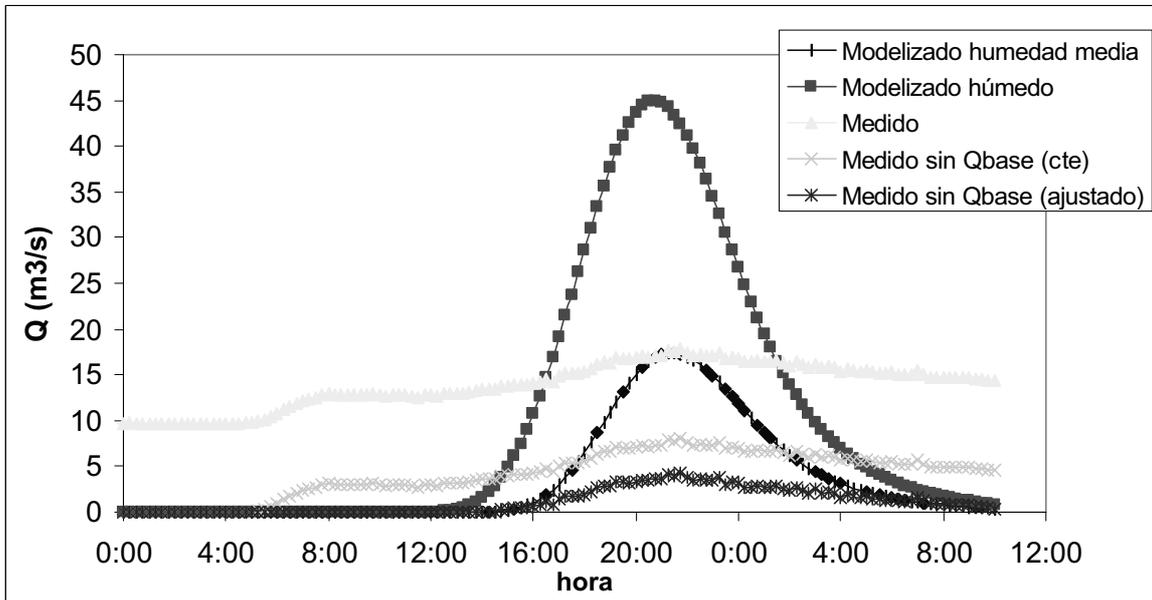
Los gráficos resultantes se representan en el Hidrograma A.9 y el Hidrograma A.10, para la crecida de 8/4/2002, y en el Hidrograma A.11 y el Hidrograma A.12, para la crecida de 11/4/2002.



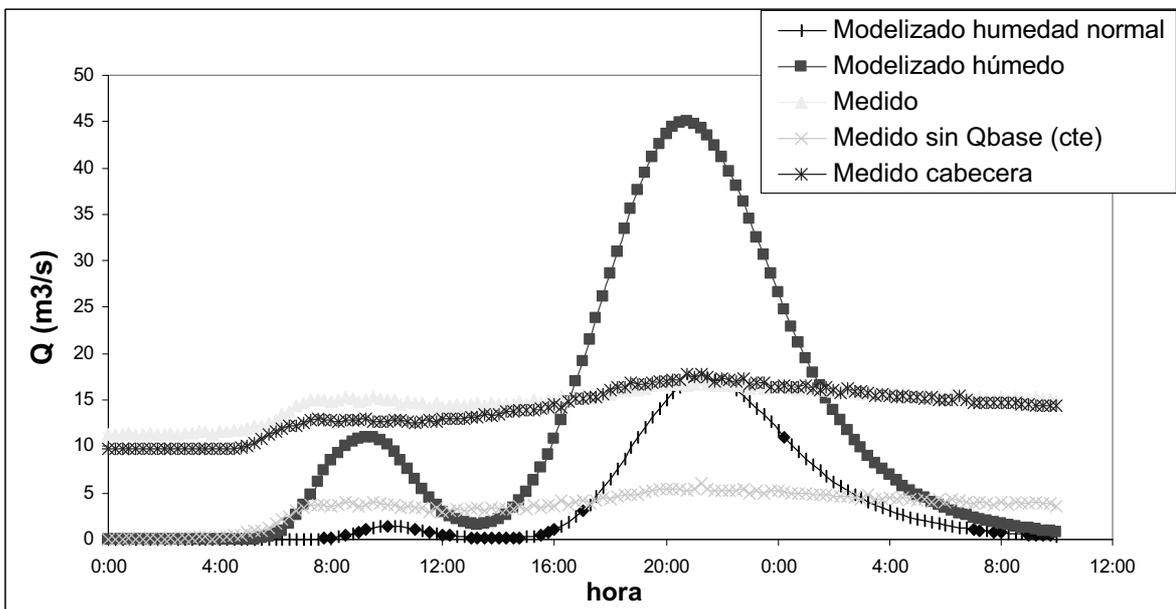
Hidrograma A.9.- Hidrograma modelizado y registrado para la subcuenca de Cabecera, 8/4/2002.



Hidrograma A.10.- Hidrograma modelizado y registrado para la subcuenca de Villacarli y Cabecera, 8/4/2002.



Hidrograma A.11.- Hidrograma modelizado y registrado para la subcuenca de Cabecera, 11/4/2002.



Hidrograma A.12.- Hidrograma modelizado y registrado, para las subcuencas de Villacarli y Cabecera, 11/4/2002.

En ambos casos se observa cómo la fuente de error principal es la consideración de las condiciones de humedad antecedente. En ambos casos, según el criterio del método del

número de curva, se estaba en el límite entre condiciones medias y condiciones húmedas, con cerca de 50 mm de precipitación en los 5 días anteriores al evento. Al validar los resultados, se observa que las modelizaciones se aproximan más a los hidrogramas registrados si se considera humedad antecedente media.

Los inconvenientes del modelo quedan evidentes comparando la crecida del 8/4 y la del 11/4 en la subcuenca de Cabecera. Usando el mismo Número de Curva, y para unas condiciones antecedentes muy parecidas, en un caso el hidrograma modelizado es muy parecido al registrado, mientras en el otro no. La variabilidad podría ser explicada mejor si se dispusiera de un modelo distribuido espacialmente, e información de precipitación a la vez distribuida en el espacio y el en tiempo.

Los inconvenientes de la calibración de los sensores también quedan evidentes en las discrepancias entre los hidrogramas de Serraduy y Cabecera para el evento del 8/4/2002.

La contribución de la cuenca de Villacarli queda diferenciada en el evento del 11/4, debido al desfase temporal de la precipitación (ver anexo II). En este caso el modelo se comporta bien en cuanto a predicción de los diferentes picos, pero no en cuanto a intensidad de la crecida ni forma del hidrograma.

BLOQUE II: RESPUESTA FLUVIAL DEL CAUCE

*Capítulo 4: Caracterización granulométrica
del cauce*

RESUMEN

La falta de información granulométrica en ríos de gravas ha venido siendo una limitación para estudios hidráulicos, de transporte de sedimento, o de habitat fluvial.

Se presenta una metodología de estimación mediante teledetección que relaciona la textura visual de imágenes digitales del cauce a escala 1:1000 y 1:40 con la granulometría del mismo. En primer lugar, se obtienen las firmas texturales de diferentes clases granulométricas, determinando las variables texturales mejor relacionadas, incluyendo el uso de semivariogramas. En segundo lugar, se obtienen relaciones matemáticas para estimar los diferentes diámetros característicos de la distribución granulométrica a partir de variables texturales de la imagen. El mejor grado de ajuste se consigue para los diámetros intermedios de la distribución, con un r^2 de 85% y un error RMS del 12,7% para D_{50} . Finalmente, utilizando únicamente una ortofoto a escala 1:1000 y cuatro variables texturales, se obtiene una cartografía de los diámetros característicos D_{50} y D_{84} de 11 km de cauce del río Isábena, con errores de estimación respectivos del 26 y 32%. La cartografía resultante, a una resolución espacial de 1,5 x 1,5 m, reproduce el gradiente negativo de D_{50} a medida que el río va perdiendo pendiente, de manera que el D_{50} es de 7,5 cm en el tramo superior, y de 3,2 cm en el tramo inferior.

La metodología presenta un elevado potencial de futura aplicación y mejora, siendo el factor clave la resolución espacial de las imágenes en relación al tamaño del rango de granulometrías a estimar.

RESUM

La manca d'informació granulomètrica en rius de graves ha suposat tradicionalment una limitació per a estudis hidràulics, de transport de sediment o d'hàbitats fluvials.

Es presenta una metodologia d'estimació mitjançant teledetecció que relaciona la granulometria de la llera amb la textura visual d'imatges digitals a escala 1:1000 i 1:40. En primer lloc, s'obtenen patrons texturals de diferents classes granulomètriques, determinant les variables texturals més ben relacionades, incloent l'ús de semivariogrames. En segon terme, s'obtenen relacions matemàtiques per a estimar els diferents diàmetres característics de la distribució granulomètrica a partir de variables texturals de la imatge. El millor grau d'ajust s'assoleix per a diàmetres intermigs de la distribució, amb un r^2 de 85% i un error RMS del 12,7% per D_{50} . Finalment, fent servir únicament ortofotos a escala 1:1000 i quatre variables texturals, s'obté una cartografia de diàmetres característics D_{50} i D_{84} de 11 km de llera de l'Isábena, amb errors d'estimació respectius del 26 i 32%. La cartografia resultant, a una resolució espacial de 1,5 x 1,5 m, reproduïx el gradient negatiu de D_{50} en el sentit del corrent, de manera que el D_{50} al tram superior es de 7,5 cm, per només 3,2 cm al tram inferior.

La metodologia presenta un elevat potencial de futura aplicació i millora, essent el factor clau la resolució espacial de les imatges en relació al tamany del rang de granulometries a estimar.

ABSTRACT

Scarcity of grain size distribution data for gravel-bed rivers has traditionally hindered hydraulic, sediment transport and river habitat studies.

A new remote sensing methodology is introduced, relating visual texture of riverbed digital images at 1:1000 and 1:40 scales with grain size distribution. First, textural patterns for each grain size range are obtained, selecting best-related texture variables, including the use of semivariograms. Second, polynomials estimating each value of the grain size distribution are derived from textural variables. Highest values of variance explained (r^2) are obtained at the medium part of the distribution: 85% for D_{50} , and a RMS error of 12.7%. Finally, new polynomials to estimate D_{50} and D_{84} are obtained from 1:1000 images and four textural variables, in order to derive a D_{50} and D_{84} maps of 11 km of the Isábena gravel-riverbed, resampled to 1.5 m pixel resolution. RMS errors of estimation were 26 and 32%, respectively. The negative grain size gradient following downstream direction is well reproduced. Thus, mean D_{50} of 7.5 cm and 3.2 were found for the highest and lowest reaches, following diminution in riverbed slope.

This methodology shows a great potential application in the future. We point out the relationship between spatial resolution of the images and mean grain size of the riverbed sediment as the main key issue for future development.

INDICE CAPÍTULO 4: Caracterización granulométrica del cauce

1	Introducción y objetivos	143
2	Área de estudio	148
3	Metodología.....	151
3.1	Caracterización en campo de la granulometría del cauce.....	152
3.2	Obtención de firmas texturales de las diferentes granulometrías	152
3.2.1	Firmas texturales a partir de ortofotografías 1:1000	152
3.2.2	Firmas texturales a partir de ortofotografías 1:1000 y fotografías 1:40.....	156
3.3	Obtención de relaciones granulometría- textura visual	156
3.4	Cartografía granulométrica 1:1000 de los tramos de estudio	157
4	Resultados y discusión.....	158
4.1	Caracterización en campo de la granulometría del cauce.....	158
4.2	Obtención de firmas texturales de las diferentes granulometrías	160
4.2.1	Imágenes digitales del cauce	160
4.2.2	Firma textural de las diferentes clases diamétricas	163
4.3	Relaciones granulometría- textura visual	169
4.3.1	Regresiones a partir de ortofoto 1:1000	169
4.3.2	Regresiones a partir de ortofoto y fotografía de globo.....	172
4.4	Cartografía granulométrica de los tramos de estudio	174
5	Conclusiones.....	179
6	Bibliografía.....	180

INDICE DE FIGURAS (Capítulo 4)

Figura 4.1.- Esquema de los ejes principales a y b del material del lecho.	143
Figura 4.2.- Ejemplo de curva de distribución granulométrica.	144
Figura 4.3.- Mapa de la cuenca del Isábena con la localización de los tramos fluviales en estudio (coordenadas UTM 31N).	148
Figura 4.4.- Ejemplo de un tramo del cauce del río Isábena.	149
Figura 4.5.- Detalle del cauce del Isábena, ejemplificando rápidos y poza, así como la variabilidad del material del lecho.....	150
Figura 4.6.- Esquema metodológico general para el análisis de la morfología fluvial del río Isábena.	151
Figura 4.7.- Diagrama del proceso de ortorrectificación de las fotografías aéreas.	153
Figura 4.8.- Ejemplo de semivariograma relacionado con las hipótesis de rugosidad.....	155
Figura 4.9.- Curvas granulométricas medias de las barras muestreadas en los tres tramos de estudio: Serraduy, Laguarres y Capella.....	159
Figura 4.10.- Ortofoto nº25276 del tramo de Laguarres, a baja resolución, mostrando la localización de las barras-test 9-2 y 9-3.	160
Figura 4.11.- Imágenes de ortofoto (a) y fotografía de globo (b) de la barra 9-2 del tramo de Laguarres ($D_{50}= 75$ mm; $D_{84}= 125$ mm).	161
Figura 4.12.- Imágenes de ortofoto (a) y fotografía de globo (b) de la barra 9-3 del tramo de Laguarres ($D_{50}= 35$ mm; $D_{84}= 50$ mm).	162
Figura 4.13.- Semivariogramas medios a partir de ortofoto, ordenados por clases diamétricas de D_{50} . (Las clases diamétricas se agrupan en rangos de 15 mm)	163
Figura 4.14.- Semivariogramas medios a partir de ortofoto, ordenados por clases diamétricas de D_{84}	164
Figura 4.15.- Semivariogramas medios a partir de fotografía de globo, ordenados por clases diamétricas de D_{50}	165
Figura 4.16.- Semivariogramas medios a partir de fotografía de globo, ordenados por clases diamétricas de D_{84}	166
Figura 4.17.- Semivariograma extendido para las barras test L7-3 ($D_{50}= 30$ mm, $D_{84}=60$ mm) y L11-1 ($D_{50}=80$ mm; $D_{84}=130$ mm).	167
Figura 4.18.- Firma textural promedio para diferentes clases granulométricas de D_{50}	168
Figura 4.19.- Error cuadrático medio porcentual, derivado de la autovalidación de los polinomios para los diferentes percentiles granulométricos. (ortofoto).....	171
Figura 4.20.- Gráfico de residuos para los polinomios correspondientes a los diámetros D_{50} y D_{84} . (ortofoto).....	171

Figura 4.21.- Error cuadrático medio porcentual, derivado de la autovalidación de los polinomios para los diferentes percentiles granulométricos. (ortofoto y foto de globo)	173
Figura 4.22.- Error cuadrático medio porcentual, derivado de la validación cruzada de los polinomios para los diferentes percentiles granulométricos. (ortofoto y foto de globo)	173
Figura 4.23.- Ejemplo de resultados de D_{50} en el subtramo de Laguarres. a) Ortofoto b) D_{50} .	176
Figura 4.24.- Cartografía de D_{50} medios de las diferentes barras del subtramo de Capella. En azul figuran las zonas submergidas para un caudal de $1 \text{ m}^3/\text{s}$.	177

INDICE DE TABLAS (Capítulo 4)

Tabla 4.1.- Clasificación de cauces según el tamaño medio de las partículas.....	143
Tabla 4.2.- Estadística de los percentiles granulométricos D_{50} y D_{84} muestreados.....	158
Tabla 4.3.- Valores de D_{50} y Índice de dispersión G por tramos, a partir de muestreos de campo.....	159
Tabla 4.4.- Resumen de resultados de regresión múltiple según los percentiles granulométricos (ortofoto).....	169
Tabla 4.5.- Resumen de resultados de regresión múltiple según los percentiles granulométricos (ortofoto más fotografía de globo).....	172
Tabla 4.6.- Polinomios de cálculo de D_{50} y D_{84} para todo el tramo en estudio.	175
Tabla 4.7.- Resumen de promedios y desviaciones estándar de D_{50} y D_{84} para los tramos en estudio.....	178
Tabla 4.8.- Validación de los polinomios de estimación de D_{50} y D_{84}	178

1 Introducción y objetivos

Por río de gravas se entiende comúnmente un río cuya composición granulométrica incluye gravas (ver Tabla 4.1). La distribución granulométrica en este tipo de ríos suele ser muy variable, ya que se suele encontrar mezclado tanto sedimento fino (arcillas, limos, arenas) como grueso (hasta bolos). En general, además, los ríos de gravas presentan una mayor pendiente, así como unos menores ratios profundidad *versus* tamaño de sedimento (Bathurst, 1985).

Tabla 4.1.- Clasificación de cauces según el tamaño medio de las partículas.

Tipo de cauce	Rango de tamaño medio de partícula (mm)
De arenas	0,063 - 2
De gravas	2 - 64
De cantos	64 - 256
De bolos	256 - 4096

Una buena caracterización de la morfología fluvial resulta fundamental para estudios hidráulicos, de transporte de sedimento e incluso de habitat fluvial (Lane, 2001). En este sentido, desde mediados de siglo XX se han venido realizando estudios que remarcan la importancia del estudio de la rugosidad del material del lecho, a través de su caracterización granulométrica, de cara a estudios de resistencia al flujo e inicio de movimiento del sedimento que lo compone (Coleman, 1967; Garde y Ranga-Raju, 1985).

Dicha caracterización granulométrica se basa en la medición del eje **b** de las partículas, es decir el eje perpendicular al eje longitudinal más largo, o eje **a** (Figura 4.1).

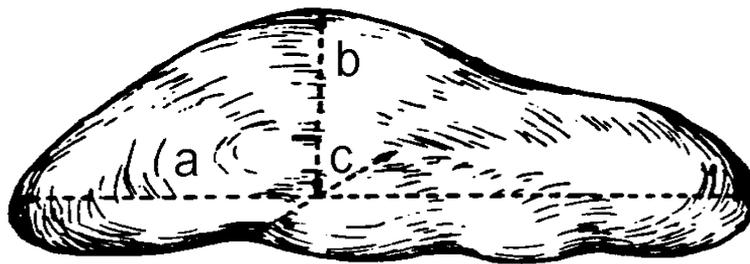


Figura 4.1.- Esquema de los ejes principales a y b del material del lecho.

Fuente: GRAM, Universitat de Barcelona

Un ejemplo de distribución granulométrica se muestra en la Figura 4.2. Resulta especialmente importante determinar los percentiles D_{50} , D_{65} , D_{84} y D_{90} , que son los más empleados en las ecuaciones de estimación de la resistencia al flujo y de transporte de sedimento (García, 1997).

En ríos de gravas la caracterización resulta compleja a causa del amplio rango de diámetros que en general se encuentran, desde finos (limos, $>0,03$ mm) hasta muy gruesos (bloques, >500 mm), y a la variabilidad tanto en superficie (barras de diferente material) como en profundidad, debido a la existencia de una coraza superficial de material más grueso formada por el lavado de finos en la fase de recesión de una crecida (Adams, 1979). El ratio en diámetro medio entre la coraza superficial y la subsuperficie típicamente es de 1,5 a 3,0 (Parker, 1980). La caracterización de la distribución granulométrica ha supuesto tradicionalmente un problema para los estudios de ríos de gravas. Se pueden citar estudios de variación lateral y longitudinal del material del cauce (Kellerhals y Bray, 1971); variaciones verticales (Klingeman y Emmett, 1982) y de optimización del volumen de las muestras (Mosley y Tindale, 1985; Hey y Thorne, 1983). Además, el sedimento se dispone frecuentemente en parches debido a la deposición selectiva por tamaños debido a variaciones espaciales de la tensión de corte, aporte de sedimento, o pendiente del lecho (Parker y Andrews, 1985).

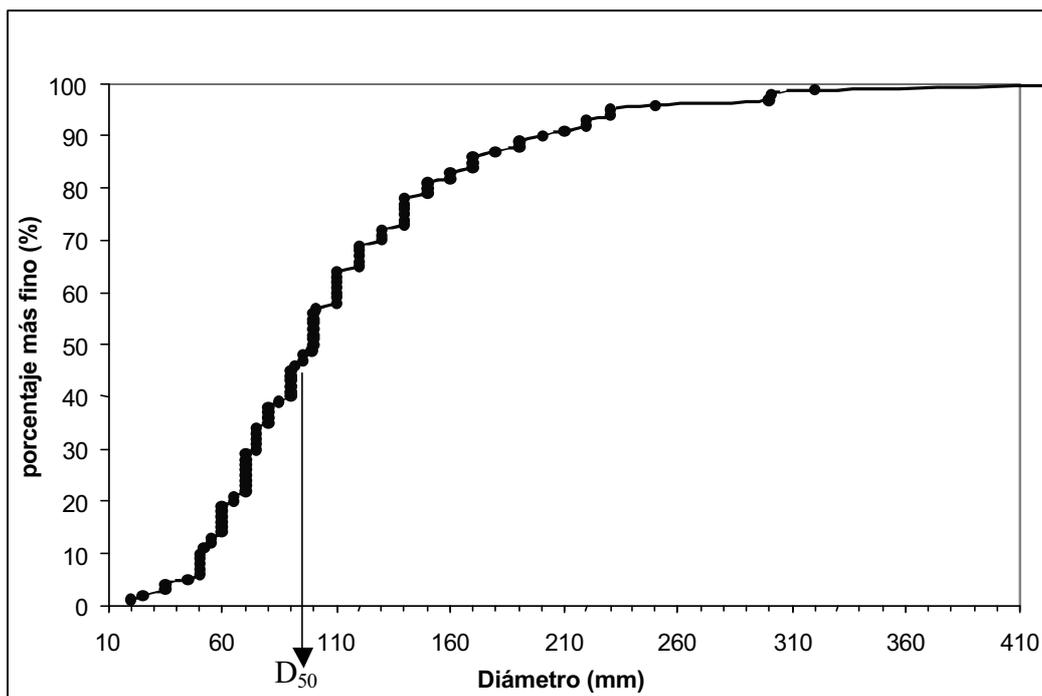


Figura 4.2.- Ejemplo de curva de distribución granulométrica.

Existen diferentes métodos de muestreo granulométrico de campo, cuya elección puede conducir a resultados no equivalentes (Kellerhals y Bray, 1971). La existencia de la coraza superficial, que es la que determina la resistencia al flujo, hace que para su caracterización se recomienden muestreos superficiales y no volumétricos (Kellerhals y Bray, 1971):

- El **método de la retícula** (Wolman, 1954; Kellerhals y Bray, 1971; Church *et al.*, 1987; Diplas y Sutherland, 1988), que consiste en la medición de las partículas que se hallen en las intersecciones de una retícula móvil que se coloca sobre la zona de estudio. Una variación es muestrear a paso hecho al azar (Leopold, 1970). El número mínimo aceptable de partículas es de 100 (Wolman, 1954).
- El **método de los transectos** (Wolman, 1954; Leopold, 1970), que consiste en la medición de partículas siguiendo una línea o transecto en la zona de estudio, a distancias regulares. El número mínimo a muestrear es igual al del apartado anterior, y así mismo se desestima material inferior a 8 mm, con lo cual ambos son recomendables cuando interesa especialmente la fracción gruesa del río (Diplas y Sutherland, 1988).
- El **muestreo areal**, que consiste en extraer y medir todas las partículas de una determinada área. Con este muestreo se puede caracterizar material fino y grueso, y también las capas superficial y subsuperficial por separado. Se utilizan ceras, resinas o sprays para determinar la muestra (Diplas y Sutherland, 1988; Diplas y Fripp, 1992).

Se han desarrollado relaciones para convertir estos muestreos superficiales en volumétricos, y evitar la sobreestimación de fracciones gruesas (Kellerhals y Bray, 1971; Diplas y Fripp, 1992), aunque no se considera necesario para el método de la retícula (Kellerhals y Bray, 1971).

La costosidad en tiempo de trabajo de campo de dichos métodos llevó al desarrollo de **métodos fotográficos** para el muestreo de retícula (Adams, 1979; Ibbenken y Schleyer, 1986; de Jong, 1995), que se basan en la medición sobre fotografías tomadas verticalmente sobre el lecho, siempre para la capa superficial. Se han de convertir las medidas sobre la foto en medidas reales mediante calibración. Permite considerar por separado el material estructurado (clusters) y el no estructurado (De Jong, 1995). Crozzoli (2000), a partir de fotografía en globo, consiguió estimaciones en percentiles a partir del D_{30} con un error de un 2% aproximadamente para un tramo de D_{50} medio de 52 mm.

Para extender la caracterización granulométrica de muestras a todo un tramo fluvial se han aplicado estos métodos de muestreo en esquemas estratificados y no estratificados, y a su vez siguiendo mallas estructuradas o bien al azar (Buffington y Montgomery, 1999).

El desarrollo de técnicas remotas de estudio en los años 90 ha permitido un nuevo enfoque para el estudio granulométrico de tramos de ríos de gravas, principalmente utilizando fotogrametría y análisis digital de imágenes (Lane, 2001). La alta resolución espacial necesaria para estudios de cauces hace que de momento los estudios se tengan que basar en sensores aerotransportados, como por ejemplo los vuelos fotogramétricos (Lane, 2001). Las nuevas generaciones de satélites de momento han permitido llegar a una resolución espacial de 0,61 m (banda pancromática, sensor QUICKBIRD), lo cual puede resultar suficiente según el objetivo del estudio.

Dichas técnicas remotas se basan en la idea de que los contornos del material del lecho están bien definidos en cuanto al valor de reflectancia en imágenes fotográficas. A partir de imágenes digitales de modelos de elevación de alta resolución se han obtenido distribuciones granulométricas con gran precisión (McEwan *et al.*, 2000). Recientemente,

Nyander *et al.* (2002) han desarrollado estudios de granulometría a partir del procesamiento de MDE de alta resolución (0,5 mm de tamaño de pixel) en un canal de gravas de laboratorio. Se aplican 'wavelets', es decir funciones en forma de 'ondas' a diferentes escalas que representan diferentes escalas de rugosidad superficial. Se ha observado que la metodología hace que se detecten tanto contribuciones de tamaños relativos a partículas individuales como tamaños relativos a formas o clusters de material, lo cual introduce un error de consideración en la curva granulométrica obtenida. Sin embargo, ambas metodologías resultan difícilmente aplicables actualmente a tramos fluviales debido a la costosa obtención de dichos modelos digitales de elevación (MDE).

Por otra parte, Butler *et al.* (2001) utilizan un procedimiento similar pero basado en imágenes digitales de alta resolución, sin necesidad de un MDE. La técnica supone una primera fase de caracterización del umbral de reflectancia que separa el material respecto del fondo de la imagen (sombra); en una segunda fase se hace una segmentación (individualización) de las gravas aplicando técnicas digitales de delimitación de cuencas-vertientes; en un tercer paso, con el contorno de las gravas ya delimitado, a cada una de ellas se le ajustan interiormente elipses para determinar los ejes **a** y **b**, y de esta manera computar progresivamente la distribución granulométrica de la imagen. Los resultados muestran una precisión muy similar a la obtenida midiendo manualmente dichos ejes sobre la fotografía digital. Actualmente se investiga la resolución de pixel necesaria según el tamaño del material del lecho, pero en cualquier caso el tamaño de pixel debe ser netamente inferior al tamaño del material a medir. También esta pendiente estimar el error cometido al estimar el eje **b** de una proyección horizontal de un material que es en realidad tridimensional (Adams, 1979).

En definitiva, las técnicas actuales se han desarrollado hasta el momento a una escala que hace muy difícil su extensión para el estudio de tramos fluviales del orden de kilómetros. Así pues la obtención de información granulométrica en una forma distribuida en el espacio (bidimensional) sigue constituyendo un reto para la comunidad científica. Lane (2001) sugiere para dichas escalas una separación inicial por rangos granulométricos mediante clasificación supervisada de imágenes, seguida del estudio de variables texturales como la varianza en una ventana de 3 x 3 píxeles.

La textura visual de una imagen de un lecho fluvial se plantea como un campo a explorar en su relación con la granulometría del material que lo compone. Es decir, **firmas texturales** diferentes deben relacionarse con rangos granulométricos diferentes para una misma escala de imagen. El análisis textural clásico de imágenes digitales se basa en los valores de ocurrencia y co-ocurrencia introducidos por Haralick *et al.* (1973), que se revelaron como los más adecuados para el análisis de imágenes remotas del terreno (Weszka *et al.*, 1976).

Los valores texturales de co-ocurrencia se basan en dependencias espaciales de los valores digitales de la imagen. Se define la matriz de co-ocurrencia en base a una ventana de píxeles, que se desplaza una distancia d en la imagen en una cierta dirección. La matriz recoge las frecuencias de los diferentes pares de valores. Es decir, la entrada (i,j) o también $P_{ij\theta}$ representa el número de veces que un pixel a tiene un valor i y el pixel b tiene un valor j , cuando el pixel a es vecino de b en la dirección θ , variando a y b a lo largo de la ventana en cuestión. A partir de esta matriz, se pueden definir diferentes parámetros texturales, de

entre los cuales destacan cuatro (Ohanian y Dubes, 1992): segundo momento angular, contraste, correlación, y entropía.

También el uso del parámetro varianza se ha revelado útil en diferentes estudios (Ulaby *et al.*, 1986; Hoekman, 1990; Sheen y Johnston, 1992; Verdú y Martínez-Casasnovas, 2001; Lane, 2001).

Recientes estudios han aplicado la geoestadística a la caracterización de la textura de imágenes digitales (Carr, 1996; Lark, 1996; Abarca-Hernández y Chica-Olmo, 1999; Chica-Olmo y Abarca-Hernández, 2000), mejorando la caracterización de patrones textural basada únicamente en los parámetros texturales basados en la matriz de co-ocurrencia. La aplicación de semivariogramas se basa en la idea de que una firma textural tiene unas dimensiones (distancias) características dentro las cuales se alcanza la máxima variabilidad, lo cual se relaciona con el concepto del semivariograma. Así el valor de cada pixel (Número Digital) se considera como variable regionalizada para el cálculo de semivariogramas.

Un semivariograma es una función que agrupa valores de semivarianza para determinadas distancias h . La semivarianza se define como la mitad de la esperanza matemática del incremento cuadrático de valor (DN) de un par de píxeles que se encuentran a una distancia h (Matheron, 1971), y se formula matemáticamente (SAS, 1996) como:

$$\gamma(h) = 1/2n(h) \cdot \sum \{DN(x_i) - DN(x_i+h)\}^2 \quad \text{Ecuación 4.1}$$

La introducción de bandas de información obtenidas a partir de semivariogramas, en que la clasificación de un pixel depende también de la estructura de los valores de los píxeles que le rodean (autocorrelación espacial), mejora los resultados de clasificaciones clásicas basadas únicamente en el valor puntual de cada pixel. Concretamente, las nuevas bandas de información corresponden al valor de la semivarianza calculada para una cierta distancia d en una ventana de determinadas dimensiones alrededor de cada pixel (Abarca-Hernández y Chica-Olmo, 1999). La elección de la distancia h será tal que la semivarianza de las clases a discriminar sea lo más diferente posible.

En este capítulo se pretende la caracterización morfológica del cauce del Isábena, concretamente de su granulometría, planteándose los siguientes objetivos:

- Obtener la firma textural característica de diferentes rangos de granulometrías en el cauce del río Isábena, a partir de ortofotos a escala 1:1000 y fotografías de globo a escala 1:40.
- Desarrollar una metodología para obtener relaciones matemáticas que estimen los diferentes diámetros característicos de una curva granulométrica en base a variables texturales de imágenes digitales a escalas 1:1000 y 1:40, validarla para el cauce del Isábena,
- Obtener una cartografía 1:1000 de los diámetros característicos D_{50} y D_{84} para tres tramos del cauce del Isábena;

2 Área de estudio

Para el presente estudio granulométrico se consideraron dos tramos de cauce del río Isábena (Figura 4.3), que coinciden con los tramos estudiados en el capítulo 5.

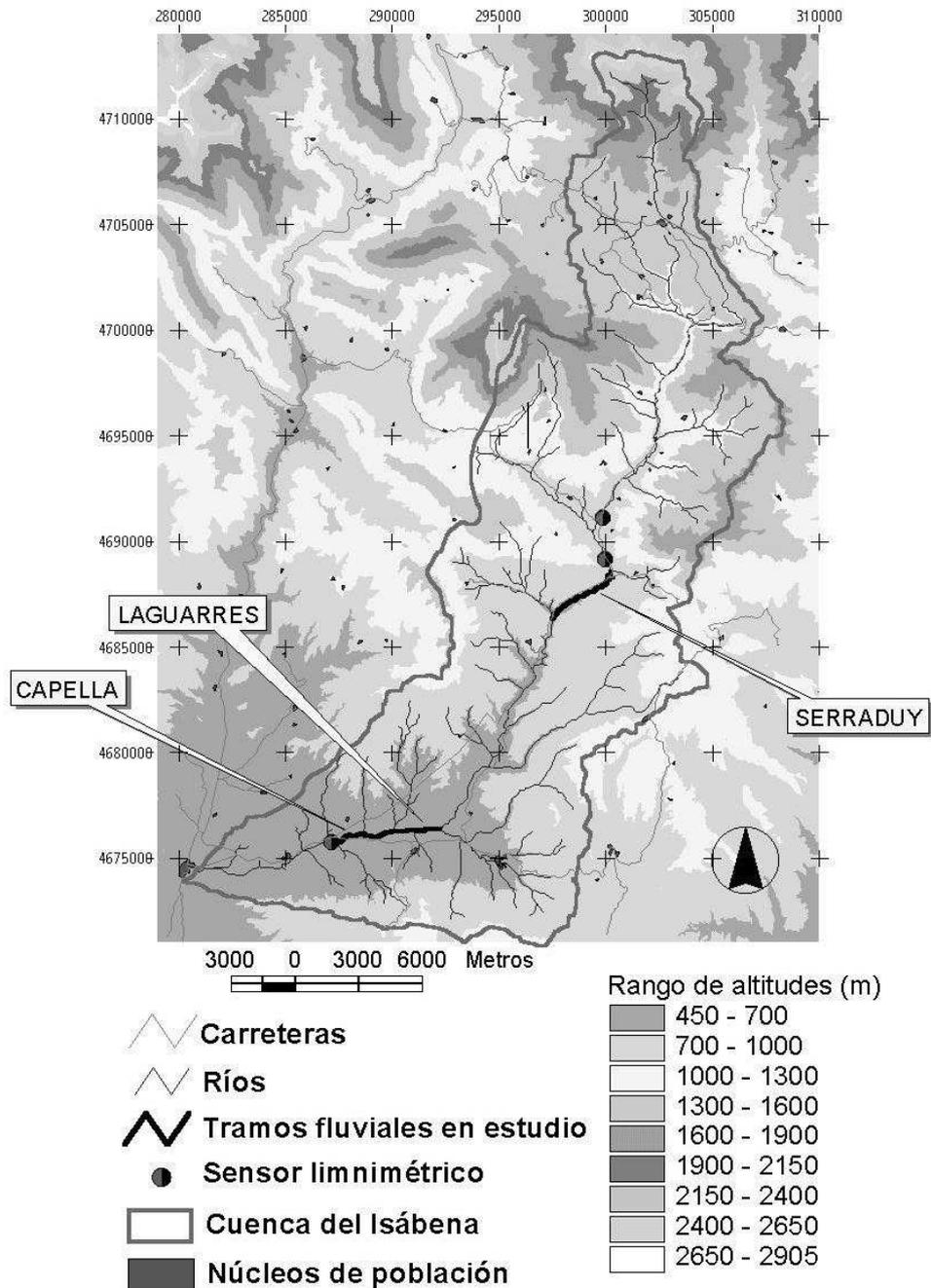


Figura 4.3.- Mapa de la cuenca del Isábena con la localización de los tramos fluviales en estudio (coordenadas UTM 31N).

El tramo superior (Serraduy), de unos 3 km, se sitúa entre los núcleos urbanos de Serraduy del Pont y La Puebla de Roda, y presenta una pendiente media del 1,4%, para una cuenca vertiente de unos 195 km². El tramo inferior, de unos 7,5 km, se localiza entre la confluencia del Isábena y el arroyo de Lascuarre, y el núcleo urbano de Capella. Este tramo tiene una pendiente media de aproximadamente el 0,9 %, y su cuenca vertiente es de unos 420 km². A efectos de nomenclatura, y por limitaciones computacionales, este tramo se ha separado en dos subtramos de longitud similar, denominados Capella y Laguarres.

El cauce del río Isábena es un ejemplo de río trezado de gravas. En la Figura 4.4 se presenta un tramo del cauce del río Isábena, en septiembre de 2000 con un caudal de 0,7 m³/s, apreciándose los diferentes brazos del río, así como barras vegetadas y barras con el material al descubierto. La anchura del cauce en este punto es de 120 m.



Figura 4.4.- Ejemplo de un tramo del cauce del río Isábena.

Las barras con vegetación están formadas por sedimentación de material aportado por el río en crecidas históricas, pero actualmente con una elevación tal que no se ven inundadas frecuentemente, y por tanto la vegetación leñosa se puede desarrollar. En la parte inferior izquierda de la imagen se observa el inicio de una barra vegetada por arbustos, indicativo de que actualmente no es activa, es decir que hace años que no ha sido moldeada por las aguas. También en la parte inferior central se observa una estrecha barra poblada por arbustos.

En la Figura 4.5 se observa una secuencia de rápido (*riffle*) y poza (*pool*), en este caso la poza se localiza debido al control estructural de una zona rocosa que motiva el cambio de dirección del flujo y la incisión debido a las turbulencias en el flujo en ese punto.



Figura 4.5.- Detalle del cauce del Isábena, ejemplificando rápidos y poza, así como la variabilidad del material del lecho.

Se puede apreciar también la variabilidad en la composición del cauce. A nivel orientativo, el diámetro del círculo de cantos mide 4,5 m. A la izquierda del mismo hay una pequeña barra de gravas finas de menos de 5 cm, mientras que hacia la derecha del mismo la barra se compone de gujarros y cantos de hasta 50 cm, e incluso bolos de hasta 150 cm.

3 Metodología

El esquema metodológico general seguido para el análisis de la morfología fluvial del río Isábena se presenta en el diagrama de la Figura 4.6.

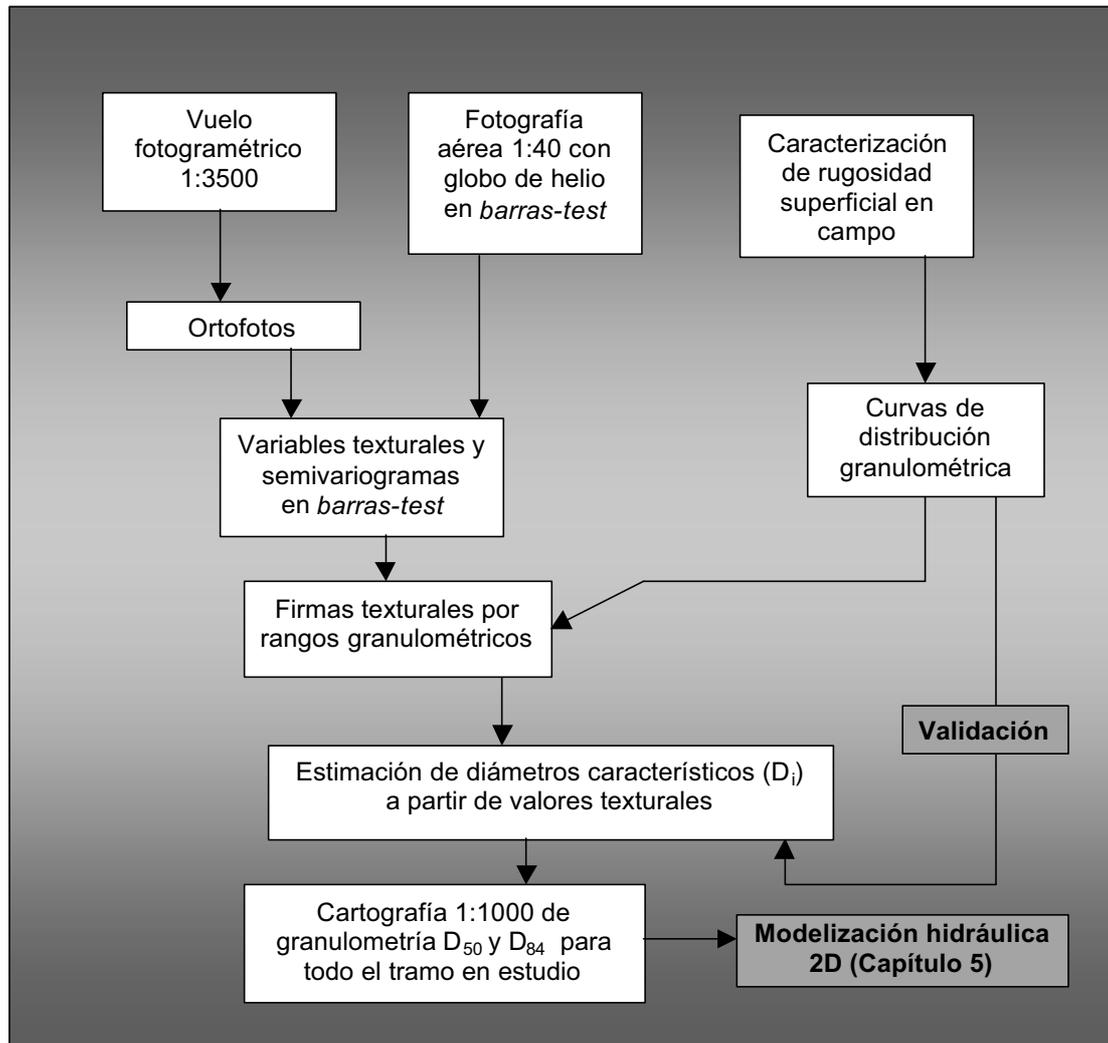


Figura 4.6.- Esquema metodológico general para el análisis de la morfología fluvial del río Isábena.

A partir de fotografías aéreas a diferente escala, junto con trabajo de campo en paralelo, se definió una metodología para la cartografía semiautomática de las formas del río, concretamente la cuantificación de la rugosidad del mismo, relacionando textura de la imagen con granulometría del material del cauce. Para ello se determinan las firmas texturales correspondientes a diferentes granulometrías.

3.1 Caracterización en campo de la granulometría del cauce

Durante el verano de 2000, se hizo una campaña de medidas de campo para identificar barras-test donde muestrear granulometrías para obtener las correspondientes curvas de distribución granulométrica.

Concretamente, consistió en un recorrido por los tramos de estudio en que se fue determinando la curva granulométrica de diferentes barras. Para ello se siguió el método de transectos (Wolman, 1954), midiendo los ejes b de 200 piedras en cada barra, y la localización de las barras se hizo mediante GPS. En total se muestrearon 64 barras-test, 25 de ellas localizadas en el tramo superior en estudio (Serraduy), y 39 en el tramo inferior (Capella-Lagarres). Los percentiles de la curva granulométrica se obtuvieron ordenando consecutivamente los tamaños de menor a mayor.

Se obtuvo una estimación del grado de clasificación del material mediante la aplicación del índice de dispersión de Folk y Ward (1957):

$$G = [(\phi_{84} - \phi_{10}) / 4] + [(\phi_{95} - \phi_5) / 6,6] \quad \text{Ecuación 4.2}$$

donde $\phi_i = -\log_2 D_i$

3.2 Obtención de firmas texturales de las diferentes granulometrías

Se pretende relacionar, para las barras muestreadas, la textura visual de las imágenes disponibles con la rugosidad del cauce, de manera que se llegue a cuantificar los principales parámetros granulométricos a partir de variables de textura de la imagen.

3.2.1 Firmas texturales a partir de ortofotografías 1:1000

3.2.1.1 Obtención de ortofotos 1:1000

Para los dos tramos en estudio, se encargó al Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) un vuelo fotogramétrico a escala 1:3500. Estos vuelos permiten derivar topografías a escala 1:500 o 1:1000. La cámara utilizada fue una Zeiss RMK Top 15.

En total se tomaron 36 fotos del tramo inferior y 15 fotos del tramo superior. El formato en el que después el ICC entregó las fotografías fue tanto en contactos (papel) como en formato digital. Las fotografías digitales tenían un tamaño aproximado de 11000x6000 píxeles, con un tamaño de pixel en el nadir de unos 5 cm.

De cara a su posterior análisis digital, se consideró que el hecho de tratarse de proyecciones cónicas podría ser una fuente de error subsanable. Así pues, se efectuó un proceso de ortorrectificación de las mismas, en base a la información facilitada por el ICC en cuanto a puntos de control tanto internos como sobre el terreno, junto con el modelo digital del

cauce y cierta información sobre la cámara utilizada. El Modelo Digital de Elevaciones, facilitado por el ICC, consistió en una malla de puntos de 3 x 3 m de resolución espacial. Dicho MDE también fue utilizado en el capítulo 5 para la modelización hidráulica. El proceso de ortorrectificación se resume en el diagrama de la Figura 4.7, y consta básicamente de un proceso de orientación interna, otro de orientación externa, y la ortorrectificación en sí. Finalmente es necesario un proceso de mosaico para solapar las diferentes ortofotos, formando una imagen continua del tramo en estudio. El software usado para ello fue el ENVI 3.4 (®RSI).

Se tomó como criterio en los polinomios de transformación que el error medio cuadrático (RMSE) de localización de los puntos de control fuera del orden de la resolución de pixel final, concretamente inferior a los 10 cm.

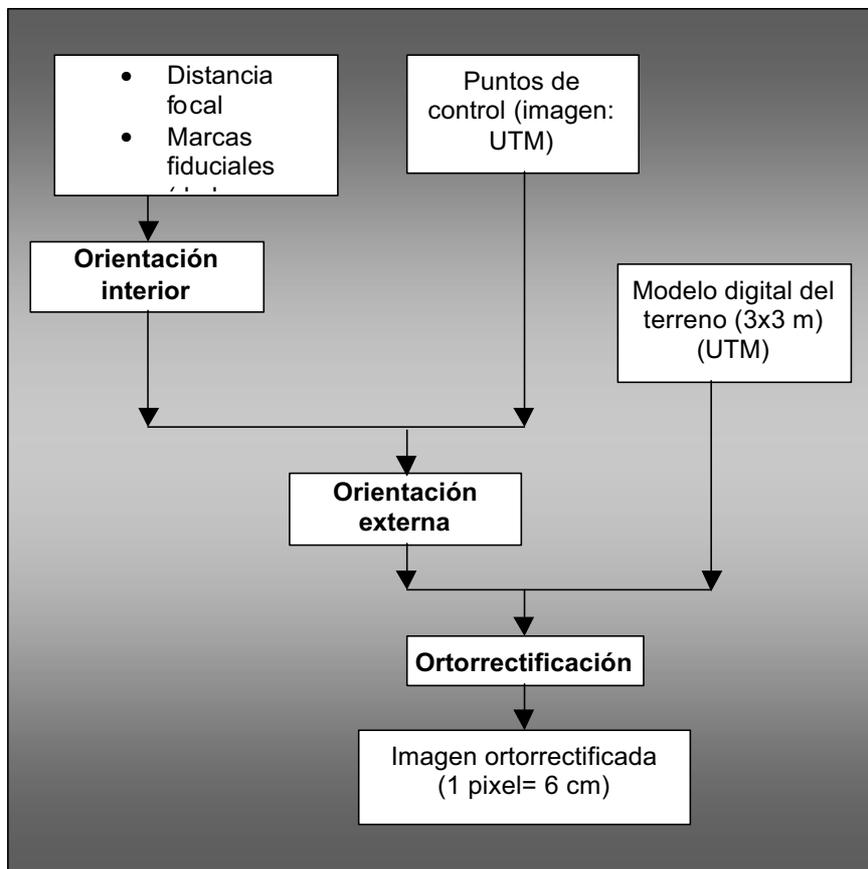


Figura 4.7.- Diagrama del proceso de ortorrectificación de las fotografías aéreas.

A partir de las ortofotos y el programa de tratamiento digital de imágenes ENVI 3.4, se delinearon las barras test, y se generaron y aplicaron máscaras digitales, de manera que se obtuvieron ortofotos de 6 cm de resolución para cada barra-test.

3.2.1.2 Obtención de firmas texturales

Por firma textural de una clase granulométrica se entiende el rango de valores de diferentes variables texturales que caracteriza una determinada clase diamétrica y la diferencia de las demás. Para obtenerla, primero hay que obtener diferentes variables texturales, y a continuación relacionar para las barras-test sus valores con la granulometría medida en campo.

En primer lugar se seleccionaron las variables texturales más adecuadas y se generó la información textural de las imágenes de cada barra. A continuación se calculó su valor medio para cada barra. Después se calcularon los semivariogramas de cada barra-test, de manera que las semivarianzas a diferentes distancias se consideraron también como variables texturales.

Los diferentes parámetros texturales se ensayaron preliminarmente con 5 barras-test: la varianza, la homogeneidad, el contraste, la entropía y el segundo momento angular. Se probaron diferentes ventanas de cálculo de la matriz de co-ocurrencia (3x3, 5x5, 7x7), y diferentes distancias (de 1 a 3 píxeles) y direcciones de desplazamiento ([+1,+1] y [-1,+1]). Se correlacionaron los valores obtenidos con los datos granulométricos (D_{50} y D_{84}). Las variables que resultaron mejor correlacionadas fueron la varianza y el contraste, para una ventana de 7x7 (lo que supone 42 x 42 cm), un tamaño que se comprobó que abarca hasta el material más grande del cauce (bolos). Se seleccionaron dos tipos de desplazamientos diferentes, (-3,+3) y (+3,+3). Se consideraron para el análisis los valores medios y desviación estándar de dichos parámetros. También resultó bien correlacionada la variable desviación estándar de la reflectancia en las barras-test, que da una idea de la variabilidad del Número Digital de la imagen.

En resumen se consideraron 9 variables texturales:

- Varianza 7+3: media y desviación típica;
- Varianza 7-3: media y desviación típica;
- Contraste 7+3: media y desviación típica;
- Contraste 7-3: media y desviación típica;
- Desviación típica de la reflectancia de cada barra-test.

A continuación, se generaron imágenes de cada uno de los parámetros texturales (varianzas y contrastes) para cada una de las 63 barras test, sumando un total 252 imágenes texturales (63 x 4). Finalmente, se hizo un cómputo del valor medio y desviación típica para cada barra-test. De esta manera se tuvo una estimación media de cada medida textural, y su grado de homogeneidad para cada barra. En definitiva, finalmente se obtuvieron 9 valores texturales integrados para cada barra-test.

En segundo lugar, se añadieron al análisis variables texturales de semivarianza provenientes del cálculo de los semivariogramas de cada imagen de barra-test. Las hipótesis de partida en la relación entre un semivariograma y granulometría del material (rugosidad), representada esta última por la textura de la imagen digital, son (ver Figura 4.8):

1. Cuanto más rugosidad, más alto es el valor final estabilizado de semivarianza;
2. Cuanto más pequeña sea la granulometría característica (el diámetro medio), el valor estabilizado se alcanza a una distancia más pequeña; en otras palabras, cuanto menos extendido sea el rango de granulometrías, más corto es el tramo ascendente del semivariograma, ya que la variabilidad se agrupa en un rango de distancias más reducido.

A partir de las ortofotos digitales, se calcularon los semivariogramas mediante un algoritmo programado en el lenguaje de tratamiento de imágenes IDL 5.4 (®RSI). El concepto básico de la programación es definir un puntero que vaya recorriendo todos los píxeles de la imagen, y para cada píxel calcule la semivarianza a diferentes distancias, y guarde el sumatorio de los valores y el número de pares de puntos utilizados en cada semivarianza. Al final, para cada distancia, el valor de semivarianza es el cociente entre la suma acumulada de semivarianzas y el número de pares de puntos con que fue generada. Dicho proceso resultó muy costoso en tiempo de cálculo debido al gran número y detalle de las imágenes. Se optó por calcular semivariogramas hasta una distancia de 12 píxeles, ya que después de algunas pruebas se observaron valores de semivarianza prácticamente estabilizados a esa distancia. Eso significa que con los semivariogramas se captura variabilidad a distancias típicas de entre 6 y 72 cm para las ortofotos.

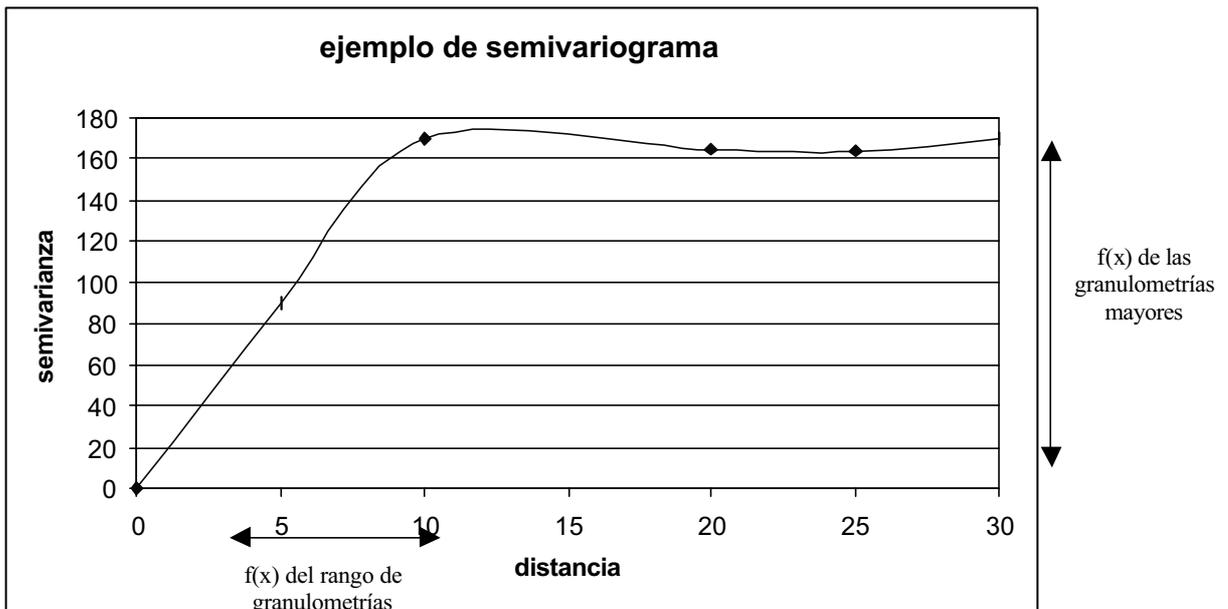


Figura 4.8- Ejemplo de semivariograma relacionado con las hipótesis de rugosidad.

En resumen, para cada barra-test se obtuvo 12 valores de semivarianza a distancias de 6 a 72 cm.

3.2.2 Firmas texturales a partir de ortofotografías 1:1000 y fotografías 1:40

Puesto que se disponía, para 23 de las 63 barras-test, de fotografías a escala 1:40, se investigó el efecto de utilizar esta segunda escala de imagen en la obtención de las firmas texturales.

Dichas fotografías a escala de gran detalle se tomaron en paralelo a la campaña de campo para la caracterización granulométrica, en julio de 2000. Para ello se utilizó un globo de helio de unos 2m de diámetro, del cual se colgó mediante unos tensores una cámara fotográfica convencional de enfoque automático y control remoto. Unos tensores servían para sujetar el globo e intentar asegurar una cierta verticalidad de la cámara. Este equipo y esta escala de trabajo ya se había utilizado con éxito en anteriores trabajos (Crozzoli, 2000). La cámara fue una Pentax Efina autofocus, distancia focal de 24 mm, y película Fuji Nexia IX240 de 400 ISO. Para una altura de 10m, la apertura de 71° da un tamaño aproximado del campo de visión de 7 x 4,5 m.

Por razones de accesibilidad, únicamente se hizo fotografías de las barras de material diferenciado que se encontraron en los transectos de control que ya se mencionaron en el apartado 3.1. En total fueron 23 barras-test fotografiadas a dicha escala, 5 de ellas localizadas en el tramo superior (Serraduy) y 16 en el tramo inferior (Capella-Laguarres).

Una vez digitalizadas las fotografías, se derivaron sus semivariogramas hasta una distancia de 12 píxeles, lo cual da un rango de semivarianzas a distancias de entre 0,3 y 3,6 cm para las fotografías de globo. Así se consiguió un rango de distancias de semivarianzas de 0,3 a 72 cm, de manera que las dos escalas son complementarias.

En definitiva, para cada una de estas 24 barras-test se obtuvo 12 valores de semivarianza a distancias de 6 a 72 cm, más 12 valores suplementarios de semivarianza, de 0,3 a 3,6 cm, además de los 9 valores de las otras variables texturales, como se explicó en el apartado anterior. De esta manera se consiguieron firmas texturales para dos escalas espaciales combinadas.

3.3 Obtención de relaciones granulometría- textura visual

Finalmente mediante regresión lineal múltiple se determinaron los valores texturales que explican significativamente la variabilidad de la granulometría en el conjunto de las barras-test. Se obtuvieron polinomios que estiman los valores de la curva de distribución granulométrica (por ejemplo D_{50}) a partir de valores texturales de las imágenes.

El objetivo era cuantificar los diferentes valores de una curva de distribución granulométrica teniendo como variables explicativas disponibles diferentes variables de textura y semivarianza. Para ello se aplicó regresión lineal múltiple paso a paso (*stepwise*) (Esbensen *et al.*, 1996), que permitió seleccionar sólo las variables que expliquen de manera significativa la variabilidad de cada parámetro granulométrico. El procedimiento (usando SAS 8.0 ©) determinó las variables significativas, el polinomio de ajuste, y el grado de ajuste (r^2). El nivel de significación para la entrada o salida de variables del proceso fue del 95%.

Se tenía especial interés en la determinación de los percentiles D_{50} , D_{84} y D_{90} de la curva granulométrica, ya que son los más importantes de cara al estudio hidráulico del capítulo 5.

Para cada una de las variables dependientes D_{10} , D_{16} , D_{20} , D_{30} , D_{40} , D_{50} , D_{60} , D_{70} , D_{80} , D_{84} , D_{90} , y D_{95} , se obtuvieron dos polinomios:

- Un polinomio a partir de 10 variables texturales y 12 semivarianzas derivadas de las ortofotos, y 63 repeticiones correspondientes a barras-test;
- Otro polinomio a partir de 10 variables texturales y 12 semivarianzas derivadas de las ortofotos, más 12 semivarianzas derivadas de las fotos de globo. En este caso 23 repeticiones correspondientes a barras-test.

La validación de dichos polinomios se hizo por el método de validación cruzada (Esbensen *et al.*, 1996), que consiste en separar la muestra en un 75% para el cálculo de la regresión y un 25% para validación. Después de calcular los polinomios y el error de validación, se repite el proceso cambiando el 25% de la muestra que se dedica a validar. Y así sucesivamente cuatro veces hasta que todos los cuartiles de la muestra han sido usados alguna vez para validar. De esta manera el error de validación es el promedio de los errores calculados en cada una de las 4 iteraciones. Sin embargo, los polinomios finales se derivan con el 100% de la muestra. Esta es una manera de validar adecuada cuando la muestra no es muy grande, como era el caso.

3.4 Cartografía granulométrica 1:1000 de los tramos de estudio

En el apartado 3.3 se determinaron las variables texturales que mejor explicaban la granulometría, así como los polinomios para estimar las diferentes variables granulométricas.

Con objeto de generar coberturas de información de D_{50} y D_{84} para toda la superficie del tramo de estudio, se calcularon las variables texturales y de semivarianza necesarias para su determinación a partir de ortofoto, adaptando los polinomios obtenidos según el apartado anterior. Por razones computacionales y de practicidad, sólo se obtuvieron dichos percentiles granulométricos para los dos tramos en estudio.

Una vez calculadas las coberturas texturales y de semivarianza, se combinaron linealmente según el polinomio determinado anteriormente, generando coberturas de D_{50} y D_{84} . Dichas coberturas se remuestrearon a 30 cm de resolución espacial por razones prácticas.

En esas coberturas, posteriormente, se aplicaron máscaras para separar las zonas vegetadas, y las zonas submergidas bajo el agua. En dichas zonas no se pudo aplicar el polinomio de cálculo al suponer condiciones muy diferentes a las de las barras-test.

Dicha separación se intentó hacer mediante clasificación supervisada de la imagen digital (Chuvieco, 1996) para distinguir zonas de vegetación rala, de matorral, zonas submergidas, y barras en general. Sin embargo, pese a incorporar variables texturales para generar más bandas de información, la confusión entre pasto/matorral y zonas submergidas era grande, como ya se había encontrado en la bibliografía (Lane, 2001), con lo que se optó por

delinear digitalmente sobre la ortofoto dichas zonas, y obtener la correspondiente máscara digital. La clasificación supervisada hubiera sido posible en caso de disponer de ortofoto a color en lugar de blanco y negro.

A los polígonos de zonas submergidas por el río se les asignó la granulometría de las barras adyacentes que visualmente presentaban una rugosidad similar. En cualquier caso, dichas zonas son poco importantes en superficie, ya que el caudal circulante en el momento del vuelo fotogramétrico era de 0,7 m³/s. En caso de haber sido más importante, una alternativa habría sido obtener texturas digitales y polinomios específicos para dichas zonas.

4 Resultados y discusión

4.1 Caracterización en campo de la granulometría del cauce

En la Tabla 4.2 se muestran los valores medios, desviación estándar, mínimo y máximo absoluto de los percentiles D_{50} y D_{84} de todas las barras muestreadas. El D_{50} medio fue de 6,9 cm. El rango de valores muestra que nos hallamos ante una mezcla de gravas más guijarros, cantos e incluso bolos. También hay un contenido variable en sedimento fino, que en un 7 % de las barras supera el 10%. En general en los casos que se superó el 10% se trataba de barras vegetadas y estables.

Tabla 4.2.- Estadística de los percentiles granulométricos D_{50} y D_{84} muestreados.

<i>Diámetros (mm)</i>	D_{50}	D_{84}
Medio	69,5	133,1
Desviación estándar	31,7	71,6
Mínimo absoluto	25	46
Máximo absoluto	188	410

En la Figura 4.9 se muestran las curvas granulométricas medias derivadas del estudio de 64 barras del río Isábena. Se observa que en los tres tramos estudiados, las barras-test apenas difieren en su granulometría como promedio.

En la Tabla 4.3 se observan los Índices de Dispersión G (Folk y Ward, 1957) obtenidos de los muestreos de campo. Son frecuentes valores superiores a 1, que se interpretan como una pobre clasificación del material. Para ser considerado como bien clasificados, dicho valor debería ser inferior a 0,70.

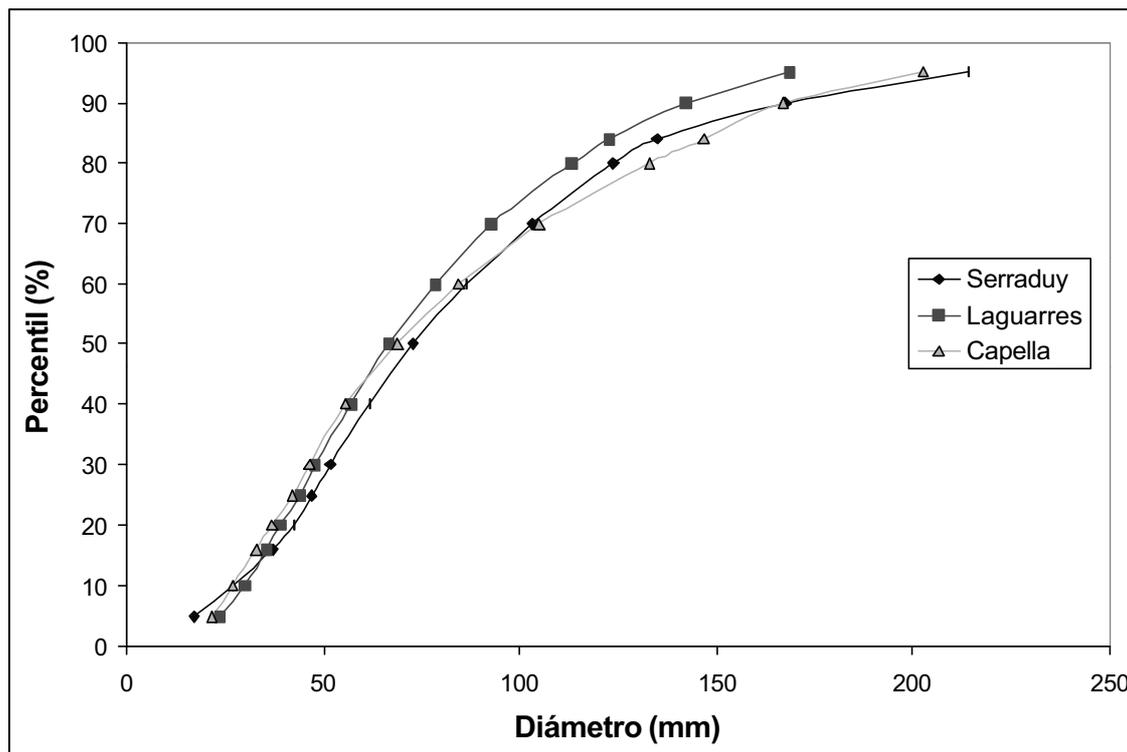


Figura 4.9.- Curvas granulométricas medias de las barras muestreadas en los tres tramos de estudio: Serraduy, Laguarres y Capella.

Laguarres es el único tramo que puede considerarse moderadamente clasificado, pero en general se puede concluir que hay una dispersión notable de granulometrías, es decir que para cada barra el rango de granulometrías presente es elevado, puesto que predominan Índices G superiores a 1.

Batalla y Martín-Vide (2001) encontraron un valor de G 2,7 para la riera mediterránea de Arbúcies, de lecho mixto de gravas y arenas, por lo tanto algo pero clasificado que el Isábena, aunque en ese caso, pese a una pendiente del 1%, se trataba de partículas más pequeñas.

Tabla 43.- Valores de D_{50} y Índice de dispersión G por tramos, a partir de muestreos de campo.

Tramo	D_{50} medio (mm)	G medio	Desv. estándar	G mínimo	G máximo
Serraduy	72,8	1,32	0,69	0,60	2,97
Laguarres	66,4	0,84	0,20	0,55	1,52
Capella	69,0	1,19	0,68	0,68	2,85
Media general	69,5	1,12	0,59	0,55	2,97

4.2 Obtención de firmas texturales de las diferentes granulometrías

4.2.1 Imágenes digitales del cauce

A partir de las 51 fotografías aéreas digitalizadas, se obtuvo por ortorrectificación un mosaico fotográfico digital de los tramos en estudio. La reflectancia fue digitalizada en formato *byte*, por lo que los valores digitales oscilaban entre 0 (negro) y 255 (blanco). Las ortofotos a baja resolución se pueden ver en el Anexo 1.

A partir de la información GPS obtenida durante el estudio granulométrico de campo, se localizaron y delinearon las 63 barras muestreadas. A partir de esta delineación se generaron máscaras digitales, que sirvieron para extraer del mosaico ortofotográfico general la ortofoto de cada barra muestreada.

Las fotografías de globo de 23 barras fueron escaneadas y pasadas a formato digital (*byte*), y cubren una superficie aproximada de 31,5 m² de cada barra-test.

Como ejemplo de las diferentes escalas de las fuentes de información digitales obtenidas, en la Figura 4.10 se muestra la ortofoto n°25276 (a baja resolución) que representa 410 m de cauce en el tramo de Laguarres, con un caudal circulante de 0,7 m³/s. En ella se localizan dos de las barras muestreadas, denominadas 9-2 y 9-3. La barra 9-3 se encuentra a una altura más baja que la barra 9-2, por tanto se ve submergida con más frecuencia. Para su localización en el tramo, se encuentran en la la sección de control L-9 (ver Anexo 1).

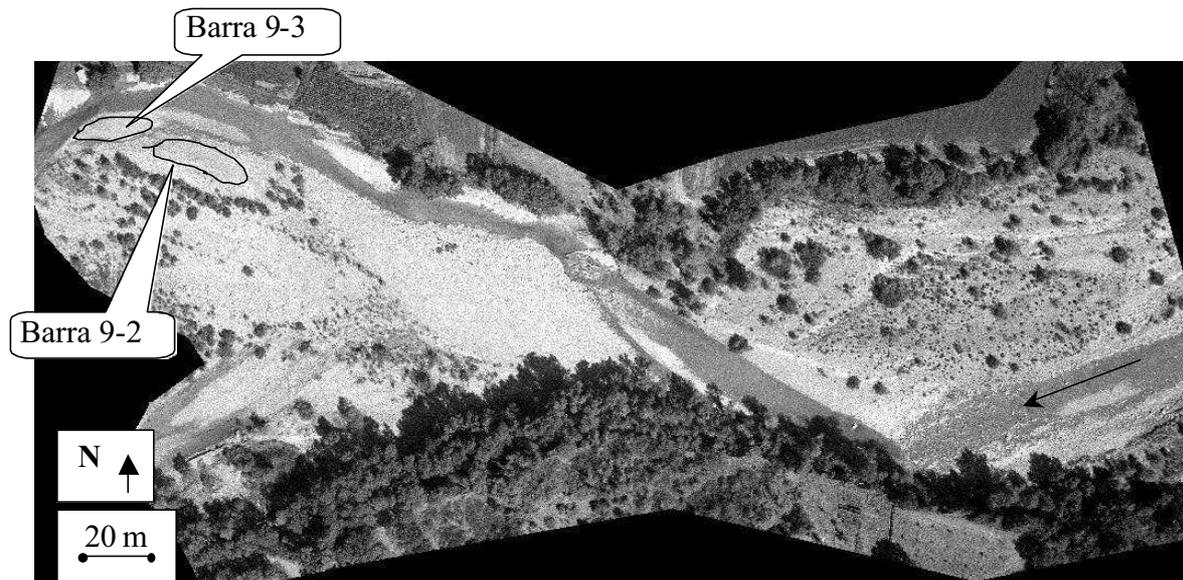


Figura 4.10.- Ortofoto n°25276 del tramo de Laguarres, a baja resolución, mostrando la localización de las barras-test 9-2 y 9-3.

En la Figura 4.11 y la Figura 4.12 se muestran la ortofoto y la fotografía de globo de las barras 9-2 y 9-3 respectivamente, junto con los diámetros granulométricos D_{50} y D_{84} obtenidos en el muestreo de campo. En las fotos de globo se aprecia la cinta métrica utilizada para estimar el tamaño de pixel.

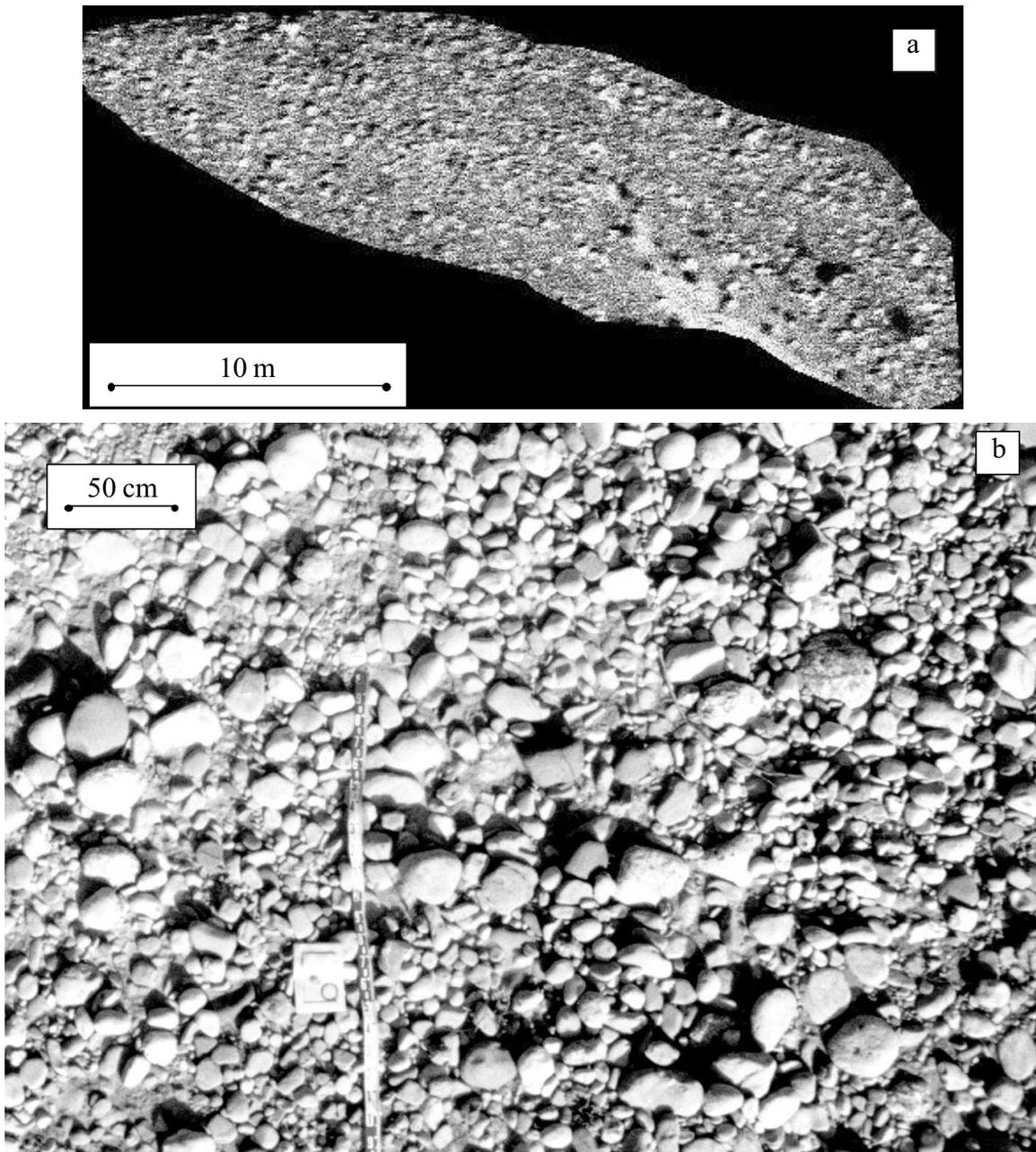


Figura 4.11.- Imágenes de ortofoto (a) y fotografía de globo (b) de la barra 9-2 del tramo de Laguarres ($D_{50}=75$ mm; $D_{84}=125$ mm).

La barra 9-2 presenta un D_{50} de 7,5 cm, superior al tamaño de pixel de la ortofoto, que es de 6 cm. Por ello, en la ortofoto se aprecian individualmente muchas de las gravas que lo componen.

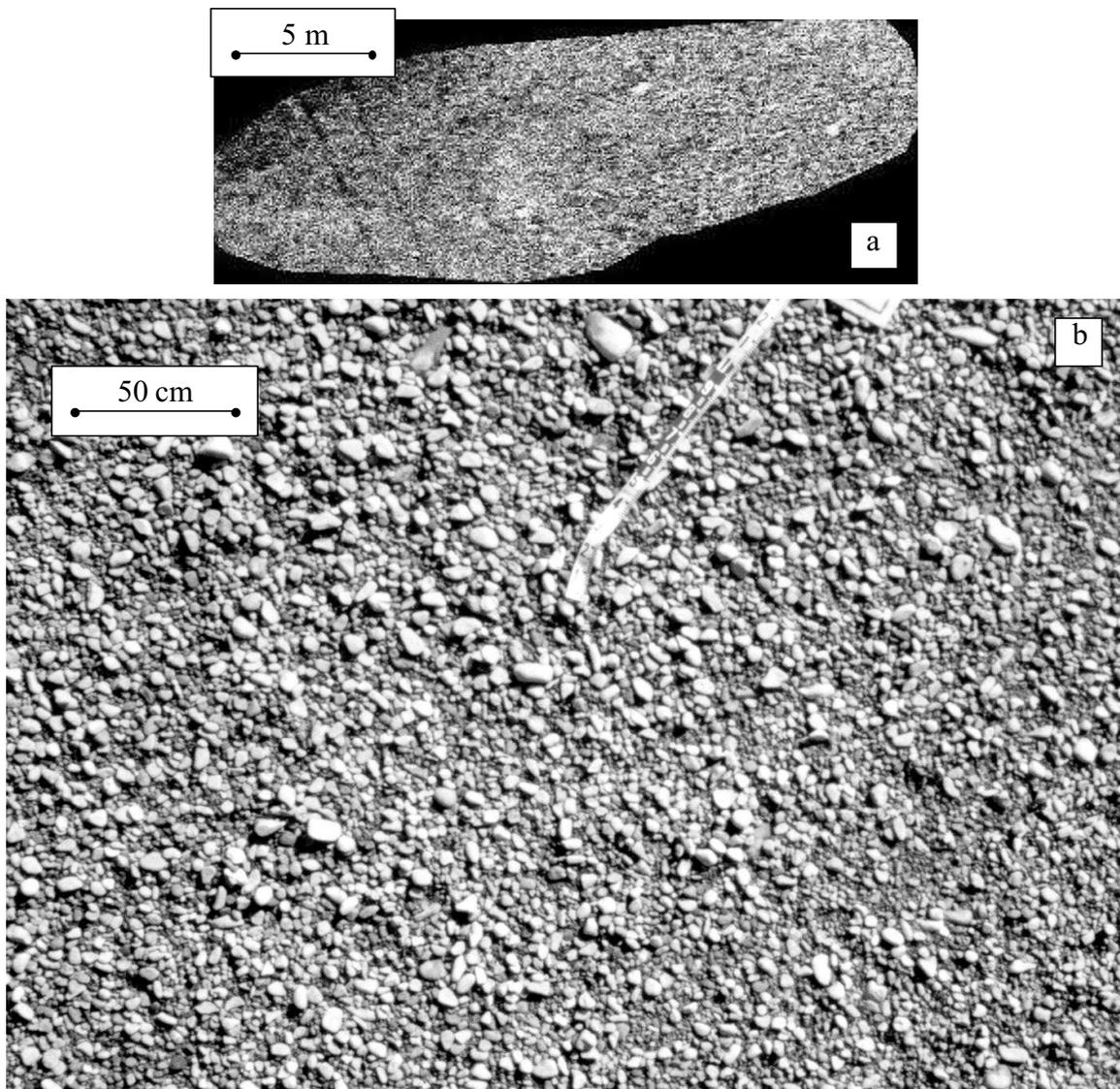


Figura 4.12.- Imágenes de ortofoto (a) y fotografía de globo (b) de la barra 9-3 del tramo de Laguarres ($D_{50}=35\text{ mm}$; $D_{84}=50\text{ mm}$).

En el caso de la barra 9-3, el tamaño de pixel de la ortofoto es incluso superior al D_{84} , por lo cual apenas se distingue visualmente ninguna de las gravas que la componen. En cambio, en la fotografía de globo, con un tamaño de pixel aproximado de 3mm sí se distinguen individualmente las gravas.

4.2.2 Firma textural de las diferentes clases diamétricas

En este apartado se estudia la firma textural de los semivariogramas medios de las diferentes clases diamétricas de las barras-test muestreadas en campo.

En cuanto a las **ortofotos**, en la Figura 4.13 se observa el patrón de semivarianzas, por clases diamétricas de D_{50} , para diferentes distancias, desde 6 cm que es el tamaño de pixel de la ortofoto hasta 72 cm (12 pixeles de distancia).

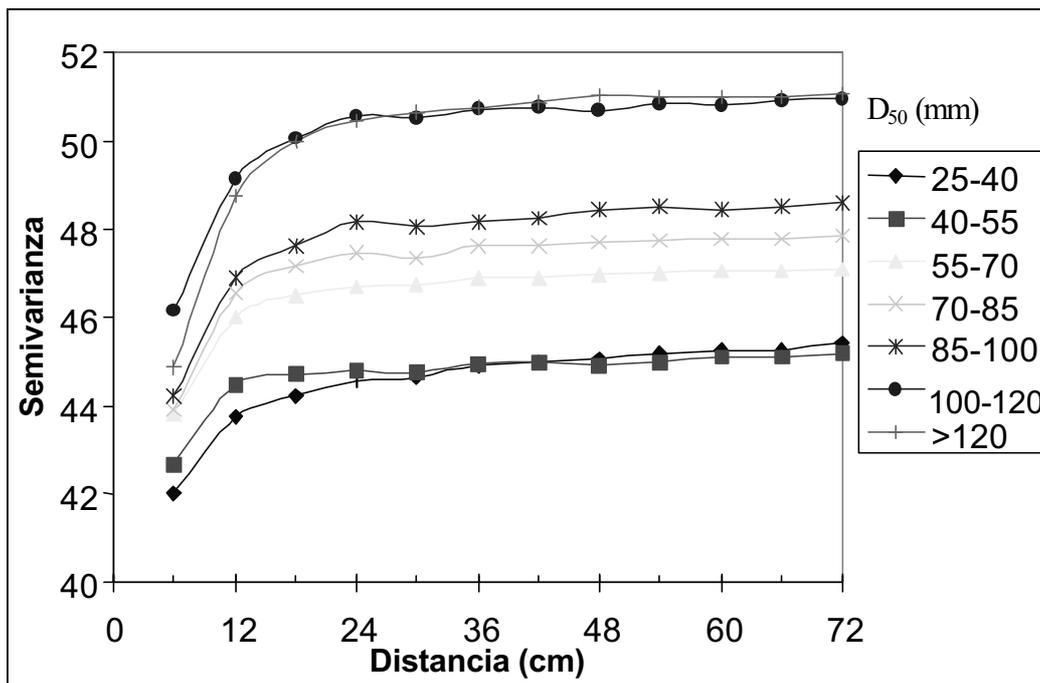


Figura 4.13.- Semivariogramas medios a partir de ortofoto, ordenados por clases diamétricas de D_{50} . (Las clases diamétricas se agrupan en rangos de 15 mm)

En todos los casos se observó una pepita de valor superior a 40 (recordemos que los valores digitales oscilan entre 0 y 255), y un valor prácticamente estabilizado a partir de los 24 cm. Lo primero indica que hay una importante variación de valores a una distancia inferior a un pixel (<6 cm), pero que no se puede decir nada sobre dicha escala espacial con la resolución de pixel de la ortofoto. Lo segundo indica, para la información disponible para esta resolución de imagen, que el semivariograma a partir de dichas distancias está saturado, es decir un aumento en la distancia de cálculo ya no aporta un incremento en la variabilidad media de la reflectancia de la imagen.

La desviación estándar de los valores promediados osciló entre 1,0 y 1,3, lo cual es ligeramente inferior a la distancia en varianza entre rangos granulométricos.

La Figura 4.14 confirma dicha tendencia, puesto que la gradación en semivarianzas se corresponde con la gradación en D_{84} desde los 40 hasta los 180 mm. A partir de ahí se observó confusión en los semivariogramas, especialmente para el rango de $D_{84} > 280$ mm,

aunque cabe decir que las últimas tres clases fueron un promedio de únicamente tres datos cada una. El hecho de que no hubiera confusión en los rangos menores de D_{84} se debe a que en este caso estamos hablando de granulometrías de eje b de entre 4 y 6 cm, y que por tanto ya entraban en el límite de lo detectable con la resolución de ortofoto disponible.

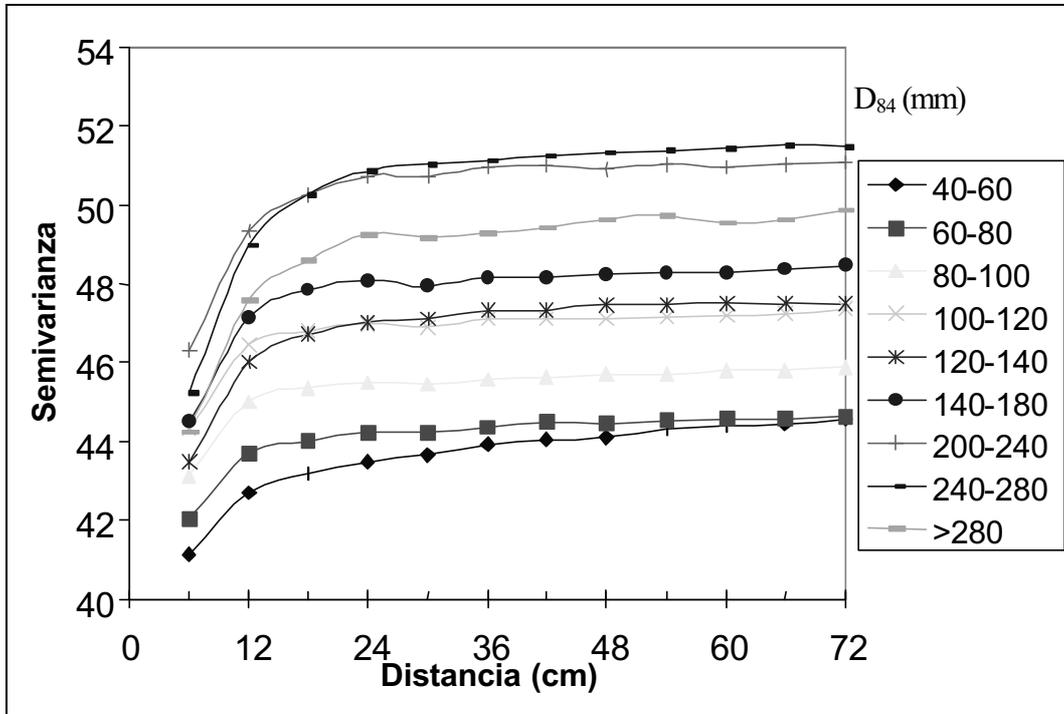


Figura 4.14.- Semivariogramas medios a partir de ortofoto, ordenados por clases diamétricas de D_{84} .

En definitiva se cumplió la hipótesis 1 del apartado 3.2.1., y se ha demostrado la utilidad de esta escala de información para el estudio del tramo de estabilización del semivariograma, que presentó un valor mayor cuanto mayor fue la granulometría. La relación entre la resolución espacial y el tamaño del material a estimar se ha revelado crucial. Las hipótesis se cumplieron para tamaños igual o superiores al tamaño de pixel, aunque dejaron de ser relevante para tamaños algo inferiores a la distancia a partir de la cual se empezaba a estabilizar el valor del semivariograma.

En cuanto a las fotografías de globo, con una resolución de mucho mayor detalle, en la Figura 4.15 se observa el patrón de semivarianzas, por clases diamétricas de D_{30} , para diferentes distancias, desde 3 mm que es el tamaño de pixel de la ortofoto hasta 36 mm (12 pixeles de distancia). En primer lugar cabe destacar que en este caso la pepita tiene un valor de aproximadamente 25, lo cual corrobora el aporte de información suplementario a esta escala de más detalle.

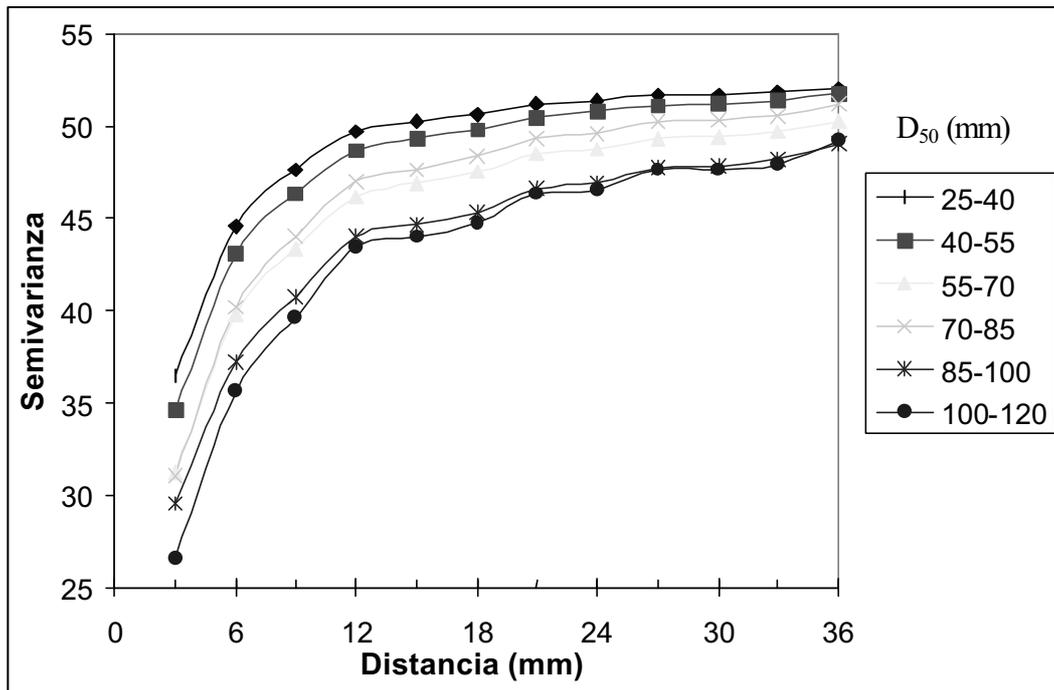


Figura 4.15.- Semivariogramas medios a partir de fotografía de globo, ordenados por clases diamétricas de D_{50} .

En este caso se cumplió la hipótesis 2 del apartado 3.2.1, es decir, que a menor granulometría antes se alcanza un valor estabilizado. En este caso, al encontrarnos en el tramo creciente del semivariograma (ver Figura 4.8), las granulometrías más gruesas tienen valores menores que las más finas, debido a que para distancias tan pequeñas la mayoría de pares de píxeles que se evalúan corresponden al mismo canto del río, y por tanto su semivarianza es baja. Por contra, cuanto más pequeña sea la granulometría, mayor cantidad de pares de píxeles corresponderán a píxeles de alto contraste, al corresponder uno a una grava iluminada (alta reflectancia) y otro a una sombra (baja reflectancia).

La Figura 4.16, que representa los semivariogramas medios agrupados por rangos de D_{84} , confirma esta tendencia, aunque hay escasa diferencia en algunos rangos. En cualquier caso cabe recordar que en el caso de fotografía de globo sólo se disponía de 23 muestras, con lo cual algunos rangos diamétricos se componían de datos de 3 o 4 barras-test.

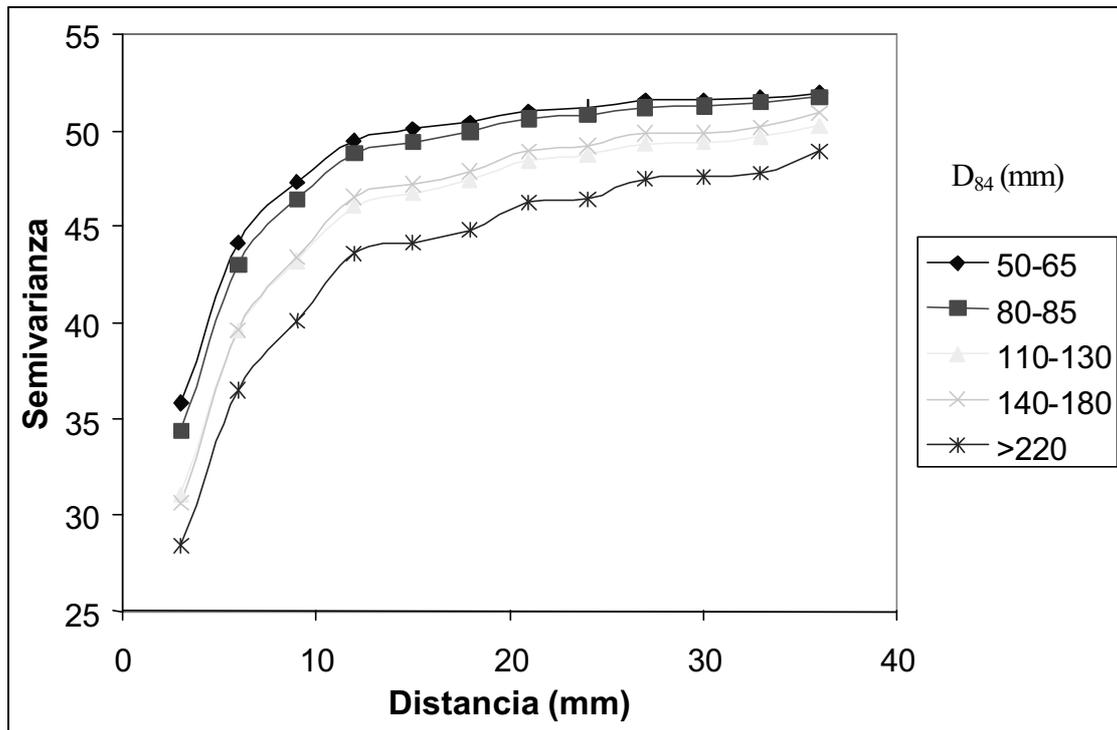


Figura 4.16.- Semivariogramas medios a partir de fotografía de globo, ordenados por clases diamétricas de D_{84} .

Queda pendiente comprobar el comportamiento del semivariograma en el rango de distancias que no cubren las figuras anteriores, es decir, entre 3,6 cm y 6 cm. Por debajo de 3,6 cm a menor tamaño de granulometría, mayor semivarianza. Por encima de 6 cm el comportamiento es inverso, a mayor tamaño de granulometría mayor semivarianza. Por consistencia es esperable que encontrar un tramo en que la tendencias se inviertan. Debido al prolongado tiempo de proceso, este semivariograma extendido sólo se ha hecho para dos muestras (Figura 4.17), a fin de comprobar las hipótesis. La muestra L7-3 tiene un D_{50} de 30 mm y la muestra L11-1 de 80 mm.

Pese a tratarse únicamente de dos muestras, se han cumplido las hipótesis anteriores, ya que la barra de granulometría más fina tiene valores mayores a distancias milimétricas, mientras que a partir de unos 80 mm, curiosamente correspondiente al D_{50} de la segunda muestra, ésta pasa a tener semivarianzas superiores, mientras que la muestra L7-3 se estabiliza pronto en un valor aproximado de 51.

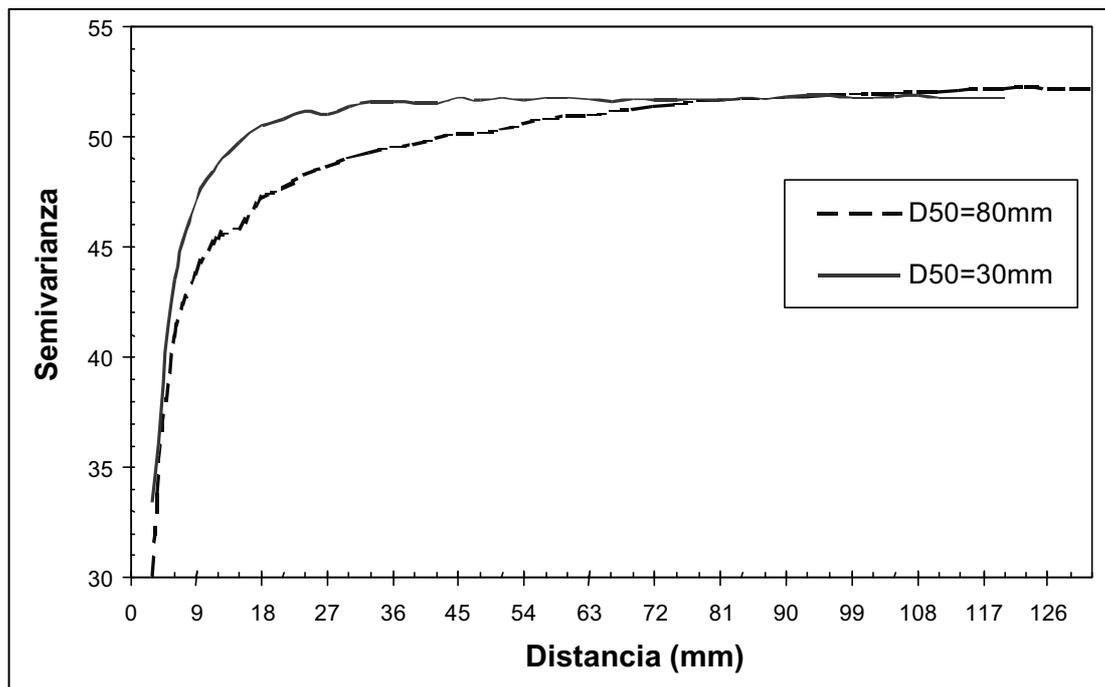


Figura 4.17.- Semivariograma extendido para las barras test L7-3 ($D_{50}= 30$ mm, $D_{84}=60$ mm) y L11-1 ($D_{50}=80$ mm; $D_{84}=130$ mm).

En definitiva se ha demostrado la utilidad de fuentes de información a diferente escala, y se han confirmado las hipótesis de partida en cuanto a la relación entre el patrón de semivariograma y el patrón granulométrico, y que se repiten a continuación:

1. Cuanto mayor tamaño del material, más alto es el valor final estabilizado de semivarianza;
2. Cuanto más pequeña sea el diámetro característico, el valor estabilizado se alcanza a una distancia más pequeña; en otras palabras, cuanto menos extendido sea el rango de granulometrías, más corto es el tramo ascendente del semivariograma, ya que la variabilidad se agrupa en un rango de distancias más reducido.

En cuanto a la firma textural correspondiente a otras variables texturales, se hicieron ensayos previos con algunas barras-test utilizando los diferentes parámetros texturales clásicos derivados de la matriz de co-ocurrencia.

Existen múltiples combinaciones en cuanto a tamaño de ventana y también en cuanto a dirección y longitud del movimiento a la hora de definir la matriz de co-ocurrencia, que es la base del cálculo de las variables. Sin embargo, es muy costoso en cuanto a tiempo probar empíricamente todas las distancias y ventanas, de manera que no se ha probado mayor tamaño que el de 3, 5 y 7 píxeles (18 a 42 cm) y de 1, 2 y 3 píxeles de longitud de desplazamiento (6 a 18 cm), ya que se consideró que los patrones de textura visual que se pretendían capturar estaban dentro de dichos rangos. De entre ellos se seleccionó como más

apropiada la ventana de 7x7 y la distancia de 3 pixeles. Sin embargo, al tratarse de una aproximación empírica no se puede concluir que este sea el óptimo. Para estas dimensiones de ventana y distancia, las variables varianza y contraste resultaron seleccionadas.

En la Figura 4.18 se observa la firma textural correspondiente a diferentes rangos de D_{50} . Se han representado sólo las variables que mejor se han correlacionado cualitativamente con los rangos granulométricos. Se observa que como promedio se sigue la tendencia que a mayor tamaño granulométrico, mayor contraste y mayor varianza de la imagen, para una ventana móvil de 7x7.

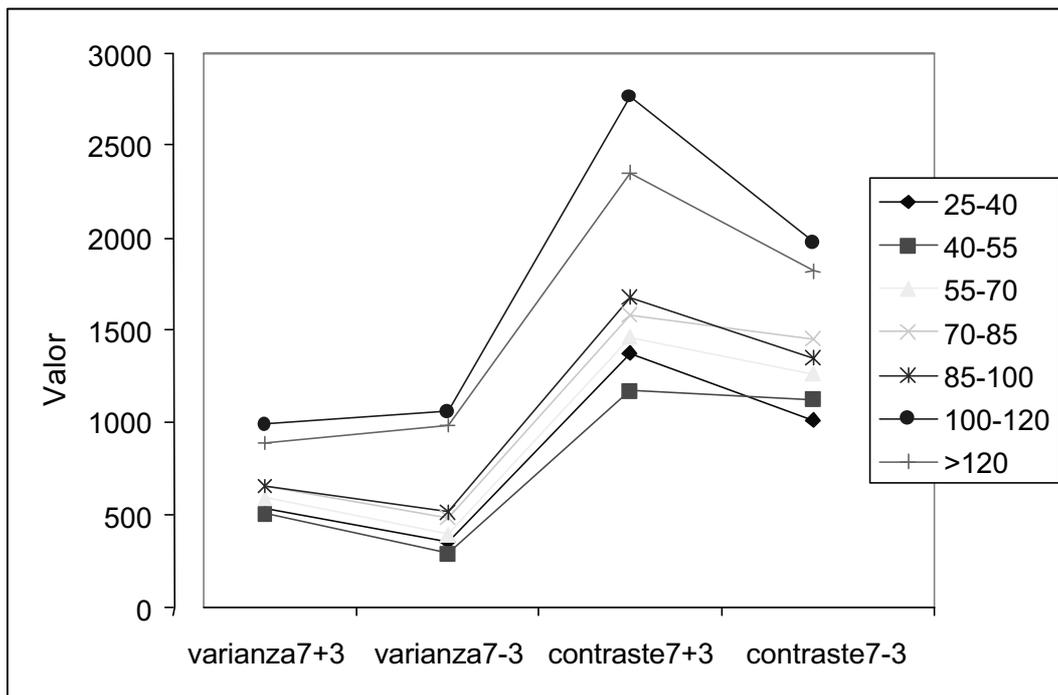


Figura 4.18.- Firma textural promedio para diferentes clases granulométricas de D_{50} .

Hay ciertas diferencias si el movimiento de esa ventana es (+3,+3) o bien (-3,+3), aunque estudiando casos concretos se ha visto que tienen más influencia las direcciones preferenciales en que se dispone el sedimento, más que el tamaño en sí del sedimento, con lo cual esto es una fuente de error.

Pese a una aparente buena correlación cualitativa en cuanto a clases granulométricas, la dispersión de los valores respecto del promedio es grande, típicamente del orden de 300 para los contrastes y de 100 para las varianzas, con lo cual en este caso hay solape más claro entre clases. Debido a dicha dispersión, también se incluyeron como variables la desviación estándar de cada variable textural, con la idea de que a mayor heterogeneidad de la distribución granulométrica, mayor desviación estándar de las variables texturales para las barras en estudio. También se incluyó la desviación estándar de la reflectancia de las barras-test.

En resumen se consideraron 9 variables texturales para el análisis por regresión múltiple:

- Varianza 7+3: media (Var7+3) y desviación típica (StdvVar7+3);
- Varianza 7-3: media (Var7-3) y desviación típica (StdvVar7-3);
- Contraste 7+3: media (Cont7+3) y desviación típica (StdvCont7+3);
- Contraste 7-3: media (Cont7-3) y desviación típica (StdvCont7-3);
- Desviación típica de la reflectancia de cada barra-test (Stdev).

4.3 Relaciones granulometría- textura visual

A continuación se detallan los resultados de las regresiones lineales múltiples para estimar diámetros de la curva de distribución granulométrica a partir de variables texturales de la imagen.

4.3.1 Regresiones a partir de ortofoto 1:1000

En el caso del uso sólo de imágenes de ortofoto (escala 1:1000), la Tabla 4.4 recoge los parámetros seleccionados, el porcentaje de explicación de los polinomios resultantes, el error cuadrático medio (RMS) y la media del percentil. La nomenclatura para las variables texturales es la utilizada en el apartado anterior. Para las semivarianzas la nomenclatura es 'Vi', siendo 'i' la distancia (en píxeles) a la que se refiere. Las estadísticas de las variables texturales utilizadas figuran en el Anexo 2.

Tabla 44.- Resumen de resultados de regresión múltiple según los percentiles granulométricos (ortofoto).

<i>Percentil diamétrico</i>	<i>Variables seleccionadas</i>	<i>r²</i>	<i>RMS (mm)</i>	<i>Media (mm)</i>
D₁₀	Var7+3, StdvVar7+3, Stdev	0,44	10,4	28,1
D₁₆	Cont7-3, StdvCont7+3	0,51	11,2	35,6
D₂₀	Var7+3, StdvVar7+3	0,61	10,6	39,8
D₃₀	Stdev	0,58	13,8	49,1
D₄₀	Cont7-3, StdvCont7+3, V3	0,68	15,0	58,5
D₅₀	Cont7-3, StdvCont7-3, V1, V3, V11,	0,78	15,6	69,6
D₆₀	Cont7-3, StdvCont7-3, V1, V2, V8, V11,	0,79	19,1	83,0
D₇₀	Cont7-3, StdvCont7-3, V1, V2, V8, V10,	0,77	25,5	99,7
D₈₀	Stdev	0,55	43,5	122,1
D₈₄	Stdev	0,57	47,2	133,2
D₉₀	Stdev	0,62	54,4	158,2

Se observa cómo, para percentiles menores que 40%, es decir granulometrías finas (menos de 50 mm), son las variables texturales clásicas las únicas que aportan significativamente información para la explicación de la variabilidad de la granulometría de las diferentes barras. El grado de explicación en este tramo es más bajo que para otros percentiles, pero en general va creciendo a medida aumenta el percentil de la granulometría en estudio.

A partir del D_{40} , que como media es de 58,5 mm, las variables de semivarianza pasan a ser las más significativas en la explicación de la variabilidad de la granulometría. Recordemos que este límite inferior, de 58,5 mm, coincide aproximadamente con la resolución de la imagen de base, que es de 6 cm. En el rango entre D_{40} y D_{70} , es decir entre unos 6 cm y 10 cm de granulometría, las variables relacionadas con el semivariograma resultan ser las más explicativas, en general una o dos variables del tramo inicial del semivariograma (V1, V2 o V3) y una o dos variables del tramo final (V8, V10, V11). En este rango además se alcanzan los mayores coeficientes de ajuste, de hasta un 0,79 (D_{60}).

A partir del D_{80} (12,2 cm de promedio), las semivarianzas dejan de ser significativamente explicativas, y encontramos que la desviación estándar de la reflectancia es la única variable significativa, aunque sólo llega a explicar el 62% de la variabilidad como máximo. El peor ajuste para percentiles elevados puede deberse a que el material correspondiente a dichos percentiles no suele presentar el eje b en superficie, al estar medio enterrado, y esto afecta a su estimación a partir de imágenes aéreas (Lane, 2001).

En la Figura 4.19 se observa el error cuadrático medio porcentual en las estimaciones de los diferentes percentiles, por autovalidación con los datos de las barras-test. En el tramo en que los semivariogramas aportan información (D_{40} a D_{70}) es donde el error porcentual es menor. El mínimo se produce para D_{50} , con un error RMS del 22,4% (o bien 27,9% según la validación cruzada).

En el gráfico de residuos (Figura 4.20) se observa un ligero incremento del error para diámetros de D_{50} y D_{84} elevados (a partir de 150 mm). La adopción de polinomios no lineales podría ayudar a corregir este pequeño sesgo, pero seguramente no resultaría fácil debido a las limitaciones en la aplicabilidad de la información de semivarianza para esas dimensiones, como ya se ha visto anteriormente.

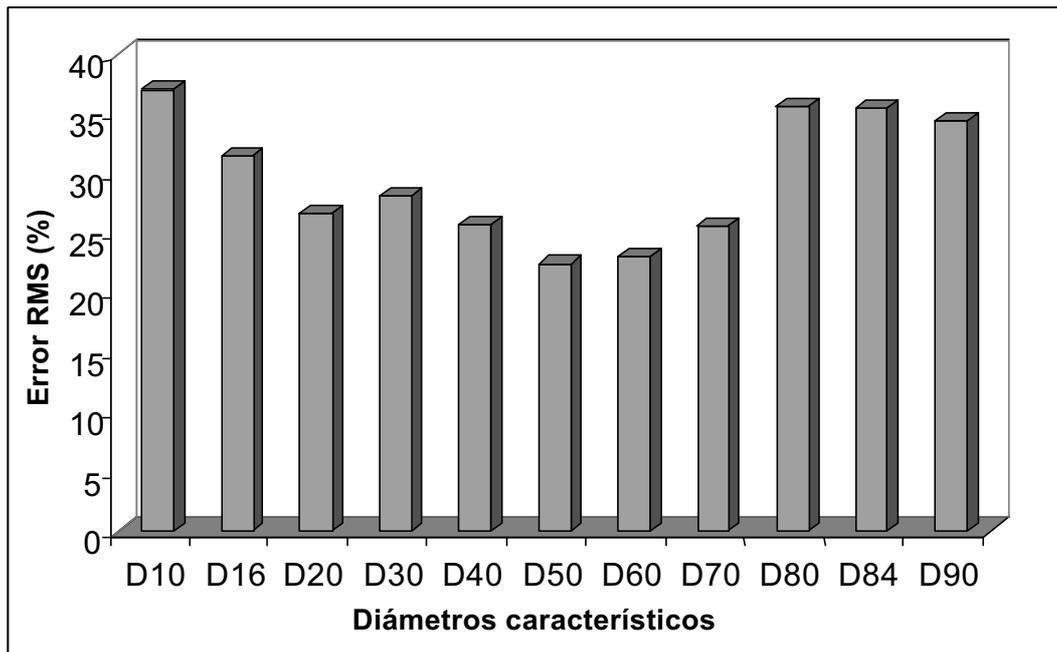


Figura 4.19.- Error cuadrático medio porcentual, derivado de la autovalidación de los polinomios para los diferentes percentiles granulométricos. (ortofoto)

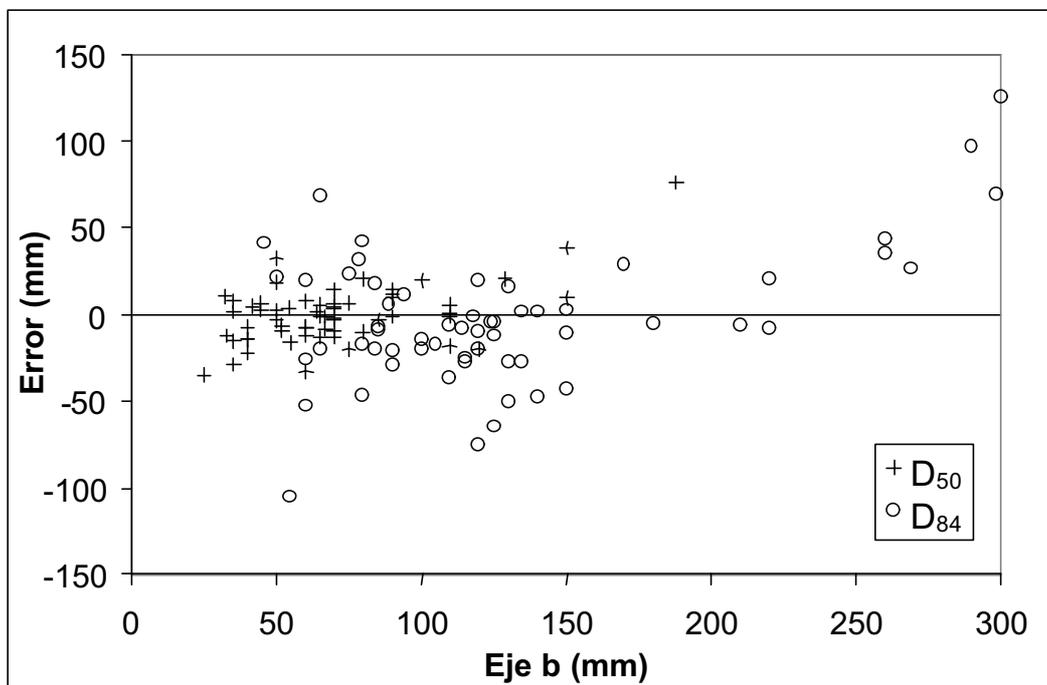


Figura 4.20.- Gráfico de residuos para los polinomios correspondientes a los diámetros D_{50} y D_{84} . (ortofoto)

4.3.2 Regresiones a partir de ortofoto y fotografía de globo

En este caso se utilizaron dos escalas de información textural para su correlación con la granulometría del cauce, que se corresponden a dos tipos de imágenes digitales: la ortofoto (pixel de 6cm) y la fotografía de globo (píxeles aproximadamente de 3 mm).

La Tabla 4.5 recoge los parámetros seleccionados, el porcentaje de explicación de los polinomios resultantes, el error cuadrático medio (RMS) y la media del percentil. La nomenclatura para las variables texturales y de semivarianza de ortofoto es la utilizada en el apartado anterior. Para las semivarianzas de fotografía de globo, la nomenclatura es 'Gi', siendo 'i' la distancia (en píxeles) a la que se refiere. Las variables seleccionadas se enumeran en orden decreciente de grado de significación.

Tabla 45.- Resumen de resultados de regresión múltiple según los percentiles granulométricos (ortofoto más fotografía de globo).

<i>Percentil diamétrico</i>	<i>VARIABLES SELECCIONADAS</i>	r^2	<i>RMS (mm)</i>	<i>Media (mm)</i>
D₁₀	G1, Cont7+3	0,66,2	6,5	32,8
D₁₆	G1, Stdev	0,72,7	6,3	38,0
D₂₀	Stdev, G1	0,82,2	5,6	42,5
D₃₀	G1, Stdev	0,78,5	7,6	50,2
D₄₀	G2, Stdev	0,82,7	8,2	59,8
D₅₀	G2, Stdev	0,85,7	8,9	69,8
D₆₀	G2, Stdev	0,83,0	11,5	81,3
D₇₀	G2, Stdev	0,74,7	19,8	97,9
D₈₀	G3, V1, V9	0,78,1	28,8	122,9
D₈₄	G3, Stdev	0,63,4	42,8	136,2
D₉₀	Stdev, G3, V1	0,78,7	45,1	167,4

Se observa un incremento general de la capacidad de los polinomios al añadir información de semivarianzas calculadas a partir de fotografía de globo de alta resolución (3 mm). Además, para la mayoría de los casos únicamente son necesarios dos parámetros, típicamente una semivarianza de distancia corta (3 a 9 mm) y la desviación estándar de la reflectancia de la ortofoto. Sólo a partir de percentiles altos (D₈₀) las semivarianzas de la ortofoto aportan información adicional significativamente importante para explicar los valores de granulometría. Se observa una tendencia a que para explicar tamaños crecientes, se usen distancias crecientes del semivariograma de la fotografía de globo.

En la Figura 4.21 se comparan los errores porcentuales en la autovalidación de los polinomios. En la se comparan los mismos errores según validación cruzada

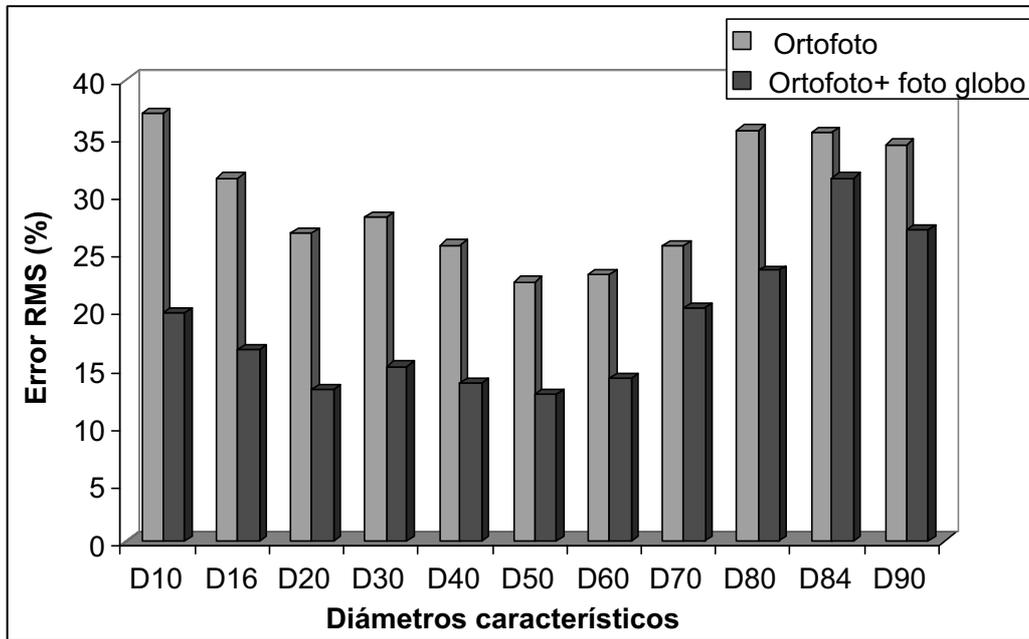


Figura 4.21.- Error cuadrático medioporcentual, derivado de la autovalidación de los polinomios para los diferentes percentiles granulométricos. (ortofoto y foto de globo)

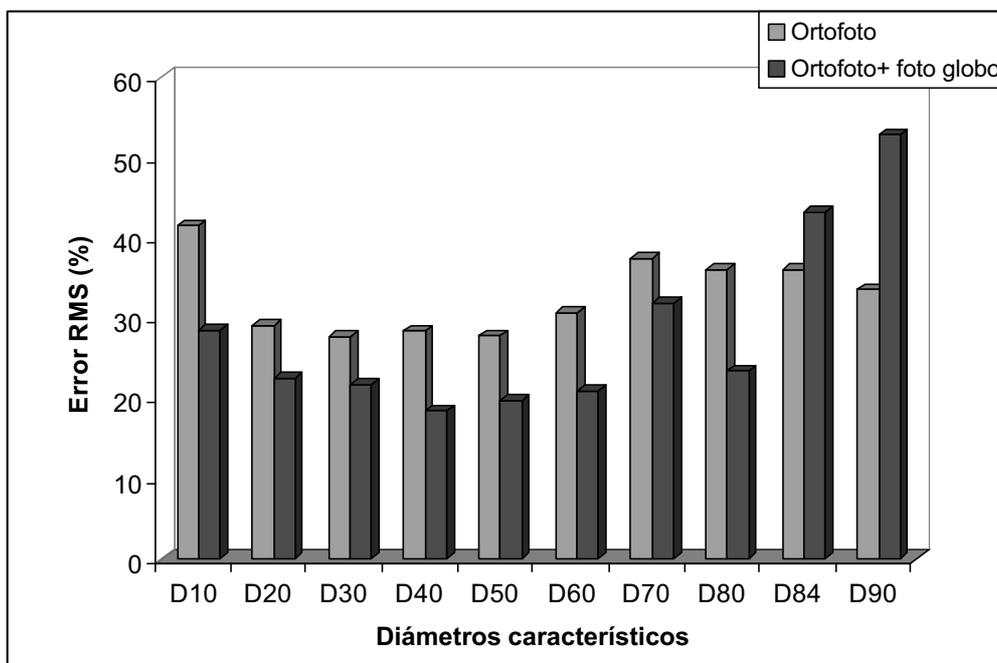


Figura 4.22.- Error cuadrático medio porcentual, derivado de la validación cruzada de los polinomios para los diferentes percentiles granulométricos. (ortofoto y foto de globo)

Se observa que la reducción en el error al considerar foto de globo es especialmente destacable para percentiles medios-bajos, debido al aporte de información de semivarianzas a una resolución igual o de más detalle que el tamaño de la granulometría que se estima. La estimación del error por validación cruzada se ha de tomar con mayores reservas en el caso de los polinomios que incluyen foto de globo, ya que el número de muestras es considerablemente menor.

El error mínimo nuevamente se produce para la granulometría D_{50} , con un 12,7% (un 18% según validación cruzada), una reducción del 50% respecto del que se cometía usando sólo la información de las ortofotos digitales.

Es interesante destacar, además, que según el resultado del análisis multivariante, no resulta necesario el uso de semivariogramas para ortofoto para casi ningún percentil de la distribución granulométrica. El semivariograma a partir de fotografía de globo detallado resulta más explicativo, aunque en general hace falta una variable textural de la ortofoto (en general la desviación estándar) para complementar la estimación. Sin embargo, se ha de tener ciertas reservas en estas conclusiones, ya que el análisis usando foto de globo más ortofoto sólo se hizo con 23 muestras, mientras que el de ortofoto se hizo con 63.

4.4 Cartografía granulométrica de los tramos de estudio

De cara a obtener información granulométrica de los dos tramos en estudio, sólo se dispone de la imagen de ortofoto, puesto que la fotografía de globo de mayor detalle sólo se efectuó en las barras-test. Por lo tanto, a la vista de los resultados del apartado 4.3.3, se procedió a aplicar los polinomios obtenidos a todo el mosaico de ortofoto.

Para ello se presentaban diferentes problemas prácticos. En primer lugar, el estudio se centró en los diámetros D_{50} y D_{84} , los más importantes en cuanto a su aplicación hidráulica (ver capítulo 5). Existía un problema de tiempo de computación para la determinación de todos los parámetros texturales y de semivarianza implicados. El polinomio del diámetro D_{50} es el que presenta un mayor grado de explicación ($r^2 = 77\%$), por lo que se procuró que su cálculo fuera lo más preciso posible. Para ello se calcularon para todo el mosaico de ortofoto las semivarianzas $V1$, $V3$ y $V6$, así como la variable Contraste7-3. Se tomó la semivarianza $V6$ (a 6 píxeles de distancia) en lugar de $V11$ debido a limitaciones para computar una distancia tan larga para todos los tramos. La última variable del polinomio optimizado para D_{50} , $StdevCont7-3$, no se calculó al ser la que aportaba menor información.

Para el cálculo de D_{84} , se decidió aprovechar las variables texturales calculadas para todo el mosaico de ortofoto para el cálculo de D_{50} , y rehacer el polinomio de cálculo mediante regresión múltiple. La alta correlación (Anexo 2) entre las semivarianzas del tramo final del semivariograma, y entre las variables texturales $Stdev$ y las de Contraste justifican la elección.

Los resultados de regresión múltiple con $V1$, $V3$, $V6$ y $Cont7-3$ figuran en el Anexo 3. Los polinomios resultantes y los coeficientes de ajuste se muestran en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6.- Polinomios de cálculo de D_{50} y D_{84} para todo el tramo en estudio.

<i>Diámetro</i>	<i>Polinomio</i>	r^2	<i>RMS (%)</i>
D_{50}	$D_{50} = -9,8 \cdot V1 + 12,9 \cdot V3 + 0,03 \cdot \text{Cont} - 122,6$	0,71	26,1
D_{84}	$D_{84} = -22,9 \cdot V1 + 36,3 \cdot V6 - 565,1$	0,62	32,6

Para D_{50} como resultado de la reducción de las variables explicativas, el coeficiente de ajuste se ha reducido hasta un 0,71. Resulta sorprendente sin embargo que para D_{84} el polinomio presenta un porcentaje explicativo sensiblemente mayor al obtenido, debido a la inclusión en este caso de dos semivarianzas, que en su conjunto resultan más explicativas que la variable Stdev.

Dichos polinomios se aplicaron a las variables texturales derivadas del mosaico de ortofotos, generando al fin las coberturas de D_{50} y D_{84} para todo el tramo de estudio. A diferencia que en el apartado anterior, en lugar de aplicarse a valores promedios de barras, los polinomios se aplicaron a valores texturales promediados para una superficie de 30 x 30 cm. El resultado final de D_{50} y D_{84} se promedió para obtener imágenes de granulometría a resolución de pixel de 1,5 m.

En la Figura 4.23 se muestra un ejemplo de los resultados obtenidos para D_{50} en el subtramo de Laguarres, remuestreados a una resolución espacial de 1,5 x 1,5 m.

Se aprecia como efectivamente las zonas de granulometría mayor, el D_{50} resultante es también mayor. Se ha hecho una máscara de las zonas vegetadas y zonas submergidas, ya que en dichas zonas no se puede aplicar el polinomio de cálculo. En este caso sí se ha calculado como muestra el D_{50} para el brazo norte del río, y se observan valores de D_{50} bajos (color claro), lo cual no se corresponde necesariamente con la granulometría del lecho. A esta imagen resultante le faltaría eliminar la zona de vegetación, puesto que esas zonas (en la parte inferior de la imagen en la Figura 4.23) aparecen con una representación errónea, en forma de nubes de granulometría pequeña, rodeadas de sombras de granulometría mayor.

En la Figura 4.24 se muestra como ejemplo la cartografía obtenida promediando los D_{50} obtenidos para las diferentes barras del subtramo de Capella. La delineación de las barras se hizo por fotointerpretación del mosaico de ortofoto digital.

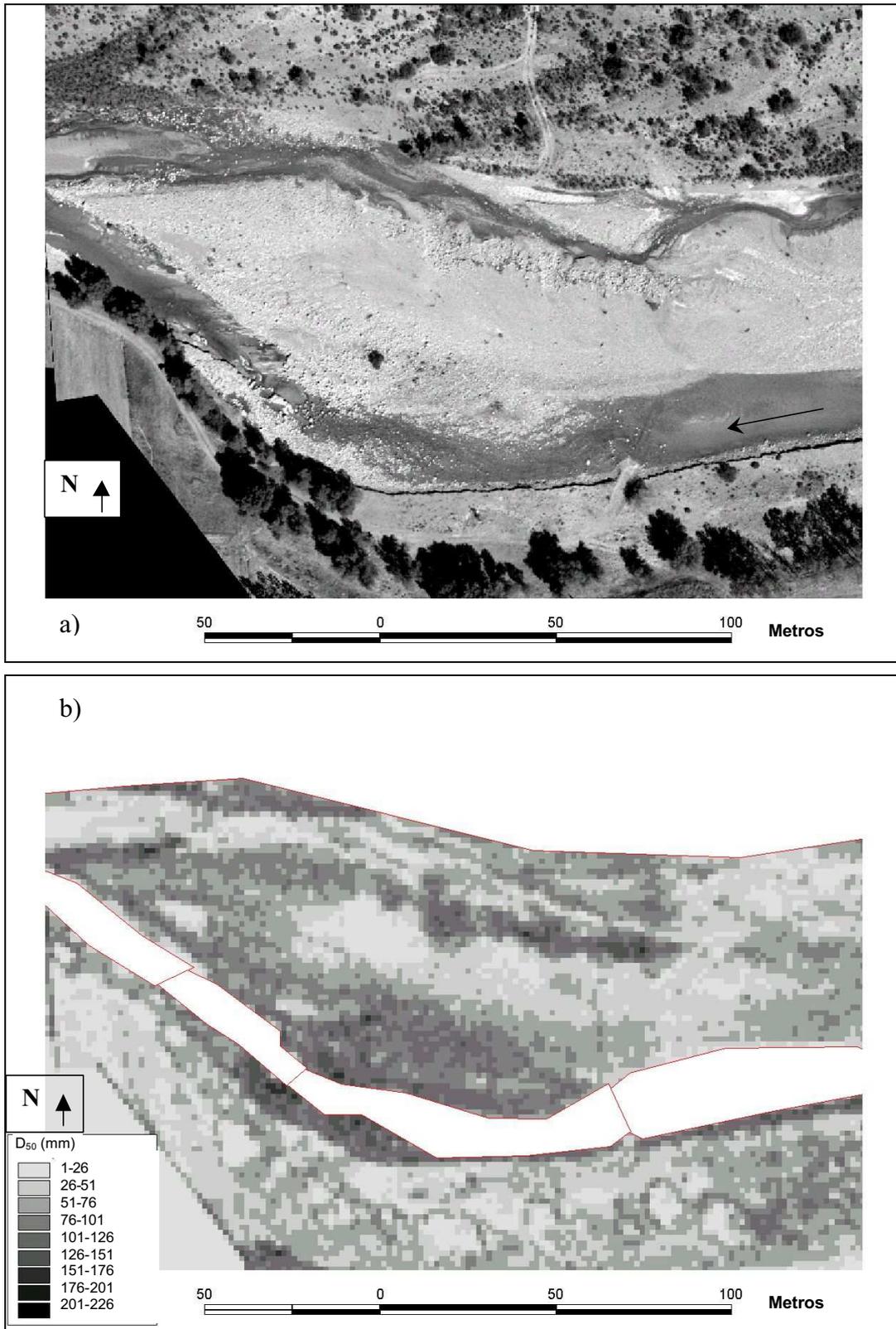


Figura 4.23.- Ejemplo de resultados de D_{50} en el subtramo de Laguarres. a) Ortofoto b) D_{50} .

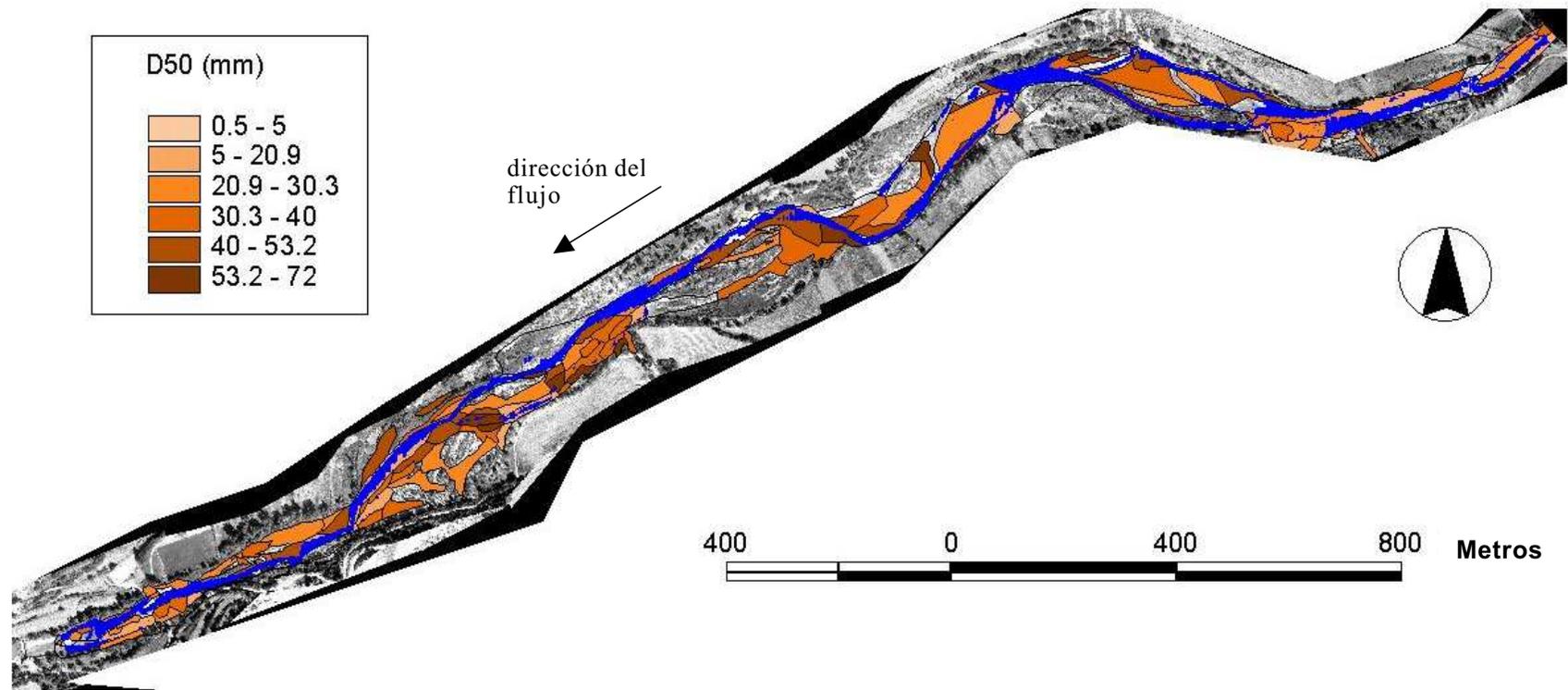


Figura 4.24.- Cartografía de D_{50} medios de las diferentes barras del subtramo de Capella. En azul figuran las zonas submergidas para un caudal de $1 \text{ m}^3/\text{s}$.

El resumen de los valores promedio y desviación estándar de D_{50} y D_{84} para los tramos de Serraduy, Laguarres y Capella se observan en la Tabla 4.7. Se observa una tendencia a la disminución de los diámetros granulométricos al desplazarnos aguas abajo, en paralelo a la disminución de pendiente media del cauce.

Tabla 4.7.- Resumen de promedios y desviaciones estándar de D_{50} y D_{84} para los tramos en estudio.

<i>Tramo</i>	<i>D_{50} (mm)</i>	<i>D_{84} (mm)</i>	<i>Pendiente (%)</i>
Serraduy	75,2 ± 31,2	167,7 ± 123,4	1,43
Laguarres	61,7 ± 27,2	133,9 ± 73,3	0,94
Capella	32,6 ± 20,3	85,9 ± 84,2	0,84

Finalmente, para contrastar los resultados, los polinomios aplicados para D_{50} y D_{84} se validaron mediante validación cruzada. Los resultados figuran en la Tabla 4.8.

Tabla 4.8.- Validación de los polinomios de estimación de D_{50} y D_{84} .

<i>Diámetros característicos</i>	<i>Error RMS (%)</i>
D_{50}	31,2
D_{84}	34,0

Los porcentajes de error son muy similares al error RMS calculado para los polinomios anteriormente (Figura 4.22), aunque ligeramente superiores. Esto es síntoma de la alta correlación entre diferentes variables texturales utilizadas, principalmente entre semivarianzas de ortofoto a diferentes distancias, con lo cual no hay gran efecto al no usar por ejemplo V11 para la estimación del D_{50} .

Dichos porcentajes de error son aún elevados pero suponen un primer paso para el desarrollo metodológico de herramientas que permitan una caracterización granulométrica de extensos tramos de cauce fluvial, lo cual es un reto por resolver en geomorfología fluvial, ya que hasta ahora las metodologías de estimación remota requerían un detalle de información que hacía muy difícil su aplicación para tramos extensos (Lane, 2001).

5 Conclusiones

Las principales conclusiones del presente capítulo son:

- El uso de semivariogramas, junto con la variable textural contraste, permite la definición de firmas texturales diferenciadas para rangos granulométricos diferentes.
- El uso de dos escalas (1:1000 y 1:40) se ha revelado como complementario, puesto que permite reproducir respectivamente la meseta y la zona creciente del semivariograma;
- Se ha desarrollado con éxito relaciones para estimar diámetros característicos del cauce, a partir de análisis digital de imágenes aéreas y trabajo de campo en paralelo. Los coeficientes de ajuste fueron de hasta el 77% a partir de ortofotos, y hasta un 86% a partir de ortofotos más fotografía de globo. El error es menor en la estimación de diámetros característicos intermedios, alrededor del D_{50} .
- Se ha aplicado la metodología a varios tramos del río Isábena, con errores en la determinación de D_{50} y D_{84} de entre el 20 y el 30%, y se ha obtenido una cartografía 1:1000 de D_{50} y D_{84} . Se ha observado una tendencia media a la reducción de tamaños con la pendiente. Mientras que para el tramo superior (Serraduy), con una pendiente del 1,4%, el D_{50} medio es de 7,5 cm, para el tramo inferior (Capella), con una pendiente del 0,8%, el D_{50} medio es de 3,2 cm;

6 Bibliografía

- ABARCA-HERNÁNDEZ, F., CHICA-OLMO, M., 1999. Evaluation of Geostatistical Measures of radiometric spatial variability for lithologic discrimination in Landsat TM images. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 65 (6): 705-711.
- ADAMS, J., 1979. Gravel size analysis from photographs. *Journal of the Hydraulic Division*, 10: 1247-1255.
- BATALLA, R.J., MARTIN-VIDE, J.P., 2001. Threshold of particle entrainment in a poorly sorted sandy gravel-bed river. *Catena*, 44: 223-243.
- BATHURST, J., 1985. *Literature review of some aspects of gravel-bed rivers*. Institute of Hydrology. Wallingford, Oxon, UK
- BUFFINGTON, J.M., MONTGOMERY, D.R., 1999. A procedure for classifying textural facies in gravel-bed rivers. *Water Resources Research*, 35 (6): 1903-1914.
- BUTLER, J.B., LANE, S.N., CHANDLER, J.H., 2001. Automated extraction of grain-size data for gravel surfaces using digital image processing. *Journal of Hydraulic Research* 39 (4): 1-11.
- CARR, J.R., 1996. Spectral and textural classification of single and multiple band digital images. *Computer and Geosciences*, 22: 849-865.
- CHICA-OLMO, M., ABARCA-HERNÁNDEZ, F., 2000. Computing geostatistical image texture for remotely sensed data classification. *Computers & Geoscience*, 26: 373-383.
- CHURCH, M.A., MCLEAN, D.G., WOLCOTT, J.F., 1987. River bed gravels: sampling and analysis. En: THORNE, C.R., BRUTHURST, J.C., HEY, R.D. (eds.): *Sediment transport bed rivers*. John Wiley & Sons: 43-88.
- CHUVIECO, E., 1996. *Fundamentos de teledetección espacial*. 3ª revisión revisada. Ediciones Rialp. Madrid.
- COLEMAN, N.L., 1967. *A theoretical and experimental study of drag and lift forces acting on a sphere resting on a hypothetical stream bed*. Proc. IAHR, 15th Congress, vol.3.
- CROZZOLI, L., 2000. *Desarrollo y calibración de una metodología con base fotográfica para el estudio granulométrico de lechos de ríos de gravas (Ribera Salada, Solsonés)*. Proyecto Final de Carrera, Ingeniería Agrónoma. Universitat de Lleida.
- DE JONG, C., 1995. *Temporal and spatial interactions between river bed roughness, geometry, bedload transport and flow hydraulics in mountain streams*. Tesis doctoral. Freie Universität Berlin.
- DIPLAS, P., FRIPP, J., 1992. Properties of various sediment sampling procedures. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118 (3): 955- 970.
- DIPLAS, P., SUTHERLAND, A.J., 1988. Sampling techniques for gravel sized sediments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114: 484- 541.

- ESBENSEN, K.; SCHÖNKOPF, S.; MIDTGAARD, T., 1996. *Multivariate analysis in practice*. Ed. Camo AS.
- FOLK, R.L., WARD, W., 1957. Brazos River Bar: a study of the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3- 26.
- GARCÍA, C., 1997. *Métodos para la caracterización granulométrica en los ríos de gravas*. Notes de Geografía Física .
- GARDE, R.J., RANGA-RAJU K.G., 1985. *Mechanics of sediment transportation and alluvial stream problems*. Halsted Press. John Wiley & Sons.
- HARALICK, R., SHANMUGAM, K., DINSTEN, I., 1973. Textural features for image classification. *IEEE Transactions on Systems Man Cybernetics*, SMC-3: 610-621.
- HEY, R., THORNE, C., 1983. Accuracy of surface samples from gravel bed material. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109 (6): 842- 851.
- HOEKMAN, D.H., 1990. *Radar remote sensing data for applications in forestry*. PhD Thesis, Wageningen Agricultural University, Holanda.
- IBBENKEN, H., SCHLEYER, R., 1986. Photo-sieving: a method for grain-size analysis of coarse-grained, unconsolidated bedding surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11: 59-77.
- KELLERHALS, R., BRAY, D.I., 1971. Sampling procedures for coarse fluvial sediments. Proc. Am. Soc. Civil Engineers. *J. Hydraulics Div.*, 97: 1165-1179.
- KLINGEMAN, P.C., EMMETT, W.W., 1982. Gravel bedload transport processes. En HEY, R.D., BATHURST, J.C., THORNE, C.R. (eds.): *Gravel-bed rivers*. John Wiley Sons: 141-169.
- LANE, S., 2001. The measurement of gravel-bed river morphology. En: MOSLEY, P. (ed.): *Gravel-bed rivers V*. New Zealand Hydrological Society: 291- 337.
- LARK, R.M., 1996. Geostatistical description of texture on an aerial photograph for discriminating classes of land cover. *Int. J. Remote Sensing*, 17: 2115-2133.
- LEOPOLD, L.B., 1970. An improved method for size distribution of stream bed gravel. *Water Resources Research*, 6 (5):1357-1366.
- MCEWAN, I.K., SHEEN, T.M., CUNNINGHAM, G.J., ALLEN, A.R., 2000. Estimating the size composition of sediment surfaces through image analysis. *Proceeding of the Institution of Civil Engineers- Water Maritime and Energy*, 142: 189-195.
- MOSLEY, M.P., TINDALE, D.S., 1985. Sediment variability and bed material sampling in gravel-bed rivers, *Earth Surface Processes and Landforms*, 10: 465-482.
- NYANDER, A., ADDISON, P., MCEWAN, I., PENDER, G., 2002. *River bed surface roughness analysis using 2-D wavelet transform-based methods*. 15th ASCE Engineering Mechanics Conference. June 2-5 2002 Columbia University, NY.
- OHANIAN, P., DUBES, R., 1992. Performance evaluation for four classes of textural features. *Pattern Recognition*, 25(8): 819-833.
- PARKER, G., 1980. *Experiments on the formations of mobile pavement and static armor*. Technical report, Dept. of Civil Eng., University of Alberta, Canada.

PARKER, G., ANDREWS, E.D., 1985. Sorting of bed load sediment by flow in meander bends. *Water Resources Research*, 21: 1361-1373.

SAS, 1996. *SAS/STAT Technical Report: Spatial prediction using the SAS System*. SAS Institute Inc.

SHEEN, D.R., JOHNSTON, L.P., 1992. Statistical and Spatial Properties of Forest Clutter Measured with Polarimetric Synthetic Aperture Radar (SAR). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 (3): 578-588.

ULABY, F.T., KOUYATE, F., BRISCO, B., 1986. Textural information in SAR images. *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 24 (2): 235-245.

VERDÚ, J.M., MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A., 2001. Aplicación de imágenes radar a la cartografía de vegetación en zonas boreales. *Revista Nacional de Teledetección*, 16: 37-40.

WESZKA, J., DYER, C., ROSENFELD, A., 1976. A comparative study of texture measures for terrain classification. *IEEE Transactions on System Man Cybernetics*, 5: 269-285.

WOLMAN, M.G., 1954. A method of sampling coarse bed-material. *American Geophys. Union Trans.*, 35: 951-956.

ANEXO 1: MOSAICO ORTOFOTOGRAFÍCO Y SECCIONES DE CONTROL DE LOS TRAMOS DE ESTUDIO

En las siguientes páginas figuran a baja resolución los mosaicos fotográficos obtenidos de los tramos en estudio. El orden de aparición sigue la secuencia del río, es decir la primera ortofoto es aguas arriba, el tramo de Serraduy; a continuación viene el tramo inferior, con los subtramos de Lagüarres y Capella.

Se localizan también los perfiles de control, numerados de aguas abajo a aguas arriba, S-1 a S-4 para el tramo de Serraduy, y L-1 a L-11 para el tramo de Capella-Lagüarres.

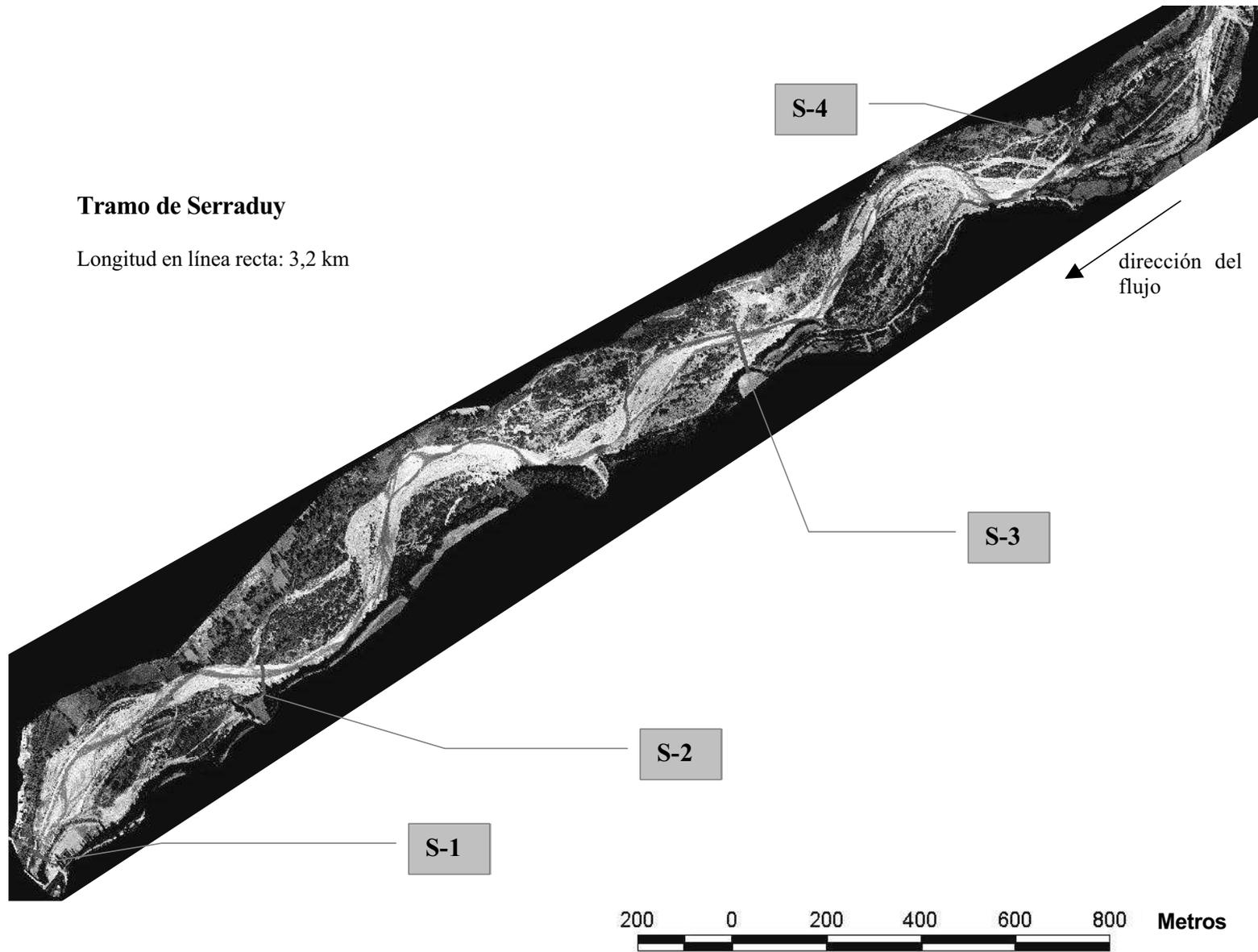


Figura A4.1.- Ortofotografía 1:1000 del tramo de Serraduy, con la localización de las secciones de control.

Tramo de Lagüarres

Longitud en línea recta: 4,4 km

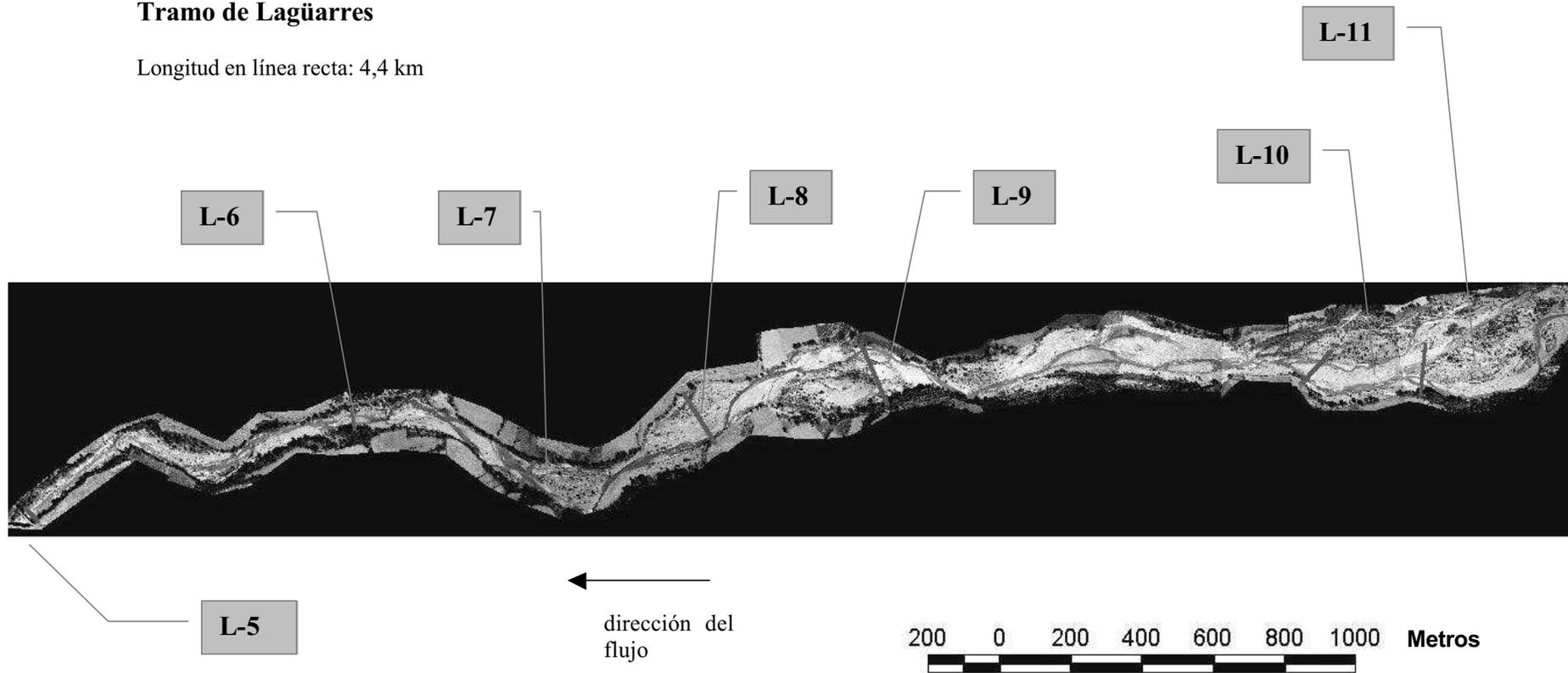


Figura A4.2.- Ortografía 1:1000 del tramo de Lagüarres, con la localización de las secciones de control.

Tramo de Capella

Longitud en línea recta: 2,9 km

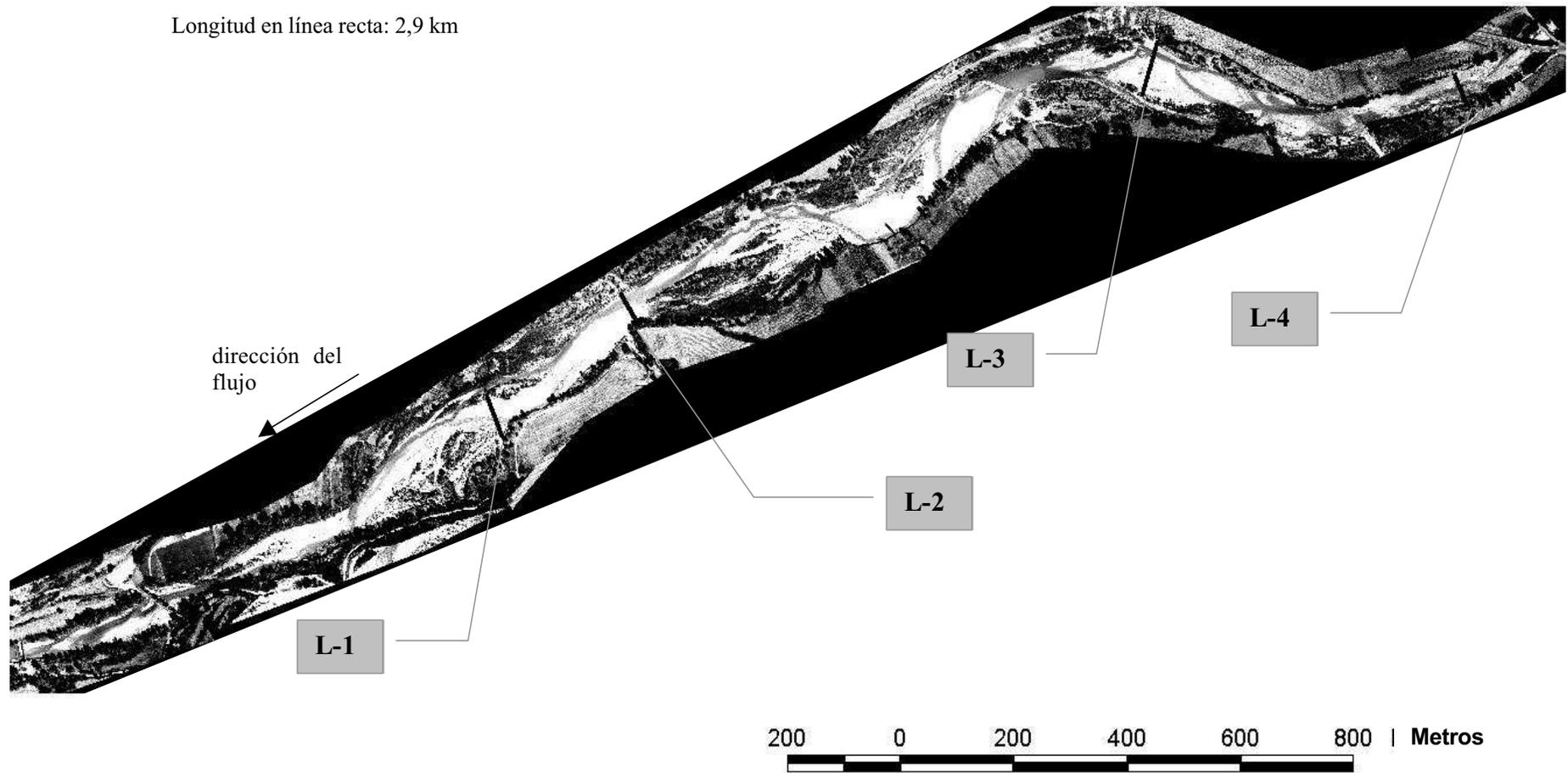


Figura A4.3.- Ortografía 1:1000 del tramo de Capella, con la localización de las secciones de control.

ANEXO 2: ESTADÍSTICAS DE LAS VARIABLES TEXTURALES UTILIZADAS

A continuación se detallan estadísticas básicas y coeficientes de correlación de las variables texturales utilizadas.

The CORR Procedure							
23 Variables:	v1	v2	v3	v4	v5	v6	
	v7	v8	v9	v10	v11	v12	
	mean	stdev	var	mean7_3	stddv	variance7_3	
	stdvvariance	contrast7_3	stdvconstrst	contrast7_30	stdvconstrst1		
Simple Statistics							
Variable	N	Mean	Std Dev	Sum	Minimum	Maximum	Label
v1	63	43.55124	1.68905	2744	38.50030	46.56970	v1
v2	63	45.86378	2.17095	2889	39.23460	49.44330	v2
v3	63	46.41344	2.36596	2924	39.15340	50.58200	v3
v4	63	46.70403	2.47422	2942	39.23000	51.09600	v4
v5	63	46.70475	2.47541	2942	39.56640	51.32730	v5
v6	63	46.89096	2.47731	2954	39.64500	51.41850	v6
v7	63	46.93676	2.48865	2957	39.54380	51.65670	v7
v8	63	46.99937	2.49208	2961	39.82700	51.81280	v8
v9	63	47.05270	2.47366	2964	39.89510	51.68980	v9
v10	63	47.09245	2.45233	2967	39.95720	51.64760	v10
v11	63	47.11784	2.46760	2968	40.13480	51.72320	v11
v12	63	47.18783	2.45805	2973	39.98380	51.67780	v12
stdev	63	21.20408	5.33237	1336	12.35000	35.11000	stdev
var	63	477.59587	257.99018	30089	152.52250	1233	var7+3
stddvar	63	17.01905	3.75290	1072	10.39000	26.43000	stddvar
variance7_3	63	627.39460	180.65380	39526	348.11000	1191	variance7-3
stdvvariance	63	1377	295.48365	86731	783.08000	2235	stdvvariance
contrast7_3	63	1584	558.68115	99796	787.28000	3269	contrast7+3
stdvconstrst	63	3158	859.32569	198976	1290	5364	stdvconstrst
contrast7_30	63	1307	410.59182	82346	215.11000	2496	contrast7-3
stdvconstrst1	63	2836	846.51310	178654	15.07000	4727	stdvconstrst1

ANEXO 3: CÁLCULO DE LOS POLINOMIOS DE ESTIMACIÓN DE D₅₀ Y D₈₄ APLICADOS A TODO EL TRAMO DE ESTUDIO

A continuación figuran los resultados de regresión múltiple paso a paso para el cálculo de los polinomios a aplicar a todo el tramo de estudio. Las variables independientes iniciales fueron V1, V3, V6 y Cont7-3.

Percentil D₅₀

Analysis of Variance

Source	DF	Sum of Squares	Mean Square	F Value	Pr > F
Model	3	42816	14272	44.43	<.0001
Error	56	17987	321.19478		
Corrected Total	59	60803			

Variable	Parameter Estimate	Standard Error	Type III SS	F Value	Pr > F
Intercept	-122.58033	80.09996	752.22090	2.34	0.1316
v1	-9.77531	4.19219	1746.41678	5.44	0.0233
v3	12.90282	3.44691	4500.68888	14.01	0.0004
CONT	0.02985	0.00891	3601.81870	11.21	0.0015

Bounds on condition number: 10.762, 62.56

All variables left in the model are significant at the 0.0500 level.

No other variable met the 0.0500 significance level for entry into the model.

Summary of Stepwise Selection

Step	Variable Entered	Variable Removed	Label	Number Vars In	Partial R-Square	Model R-Square	C(p)	F Value	Pr > F
1	CONT		CONT	1	0.6072	0.6072	18.8049	89.64	<.0001
2	v3		v3	2	0.0683	0.6755	7.7992	12.00	0.0010
3	v1		v1	3	0.0287	0.7042	4.3300	5.44	0.0233

Percentil D₈₄

Analysis of Variance

Source	DF	Sum of Squares	Mean Square	F Value	Pr > F
Model	2	194918	97459	45.83	<.0001
Error	57	121219	2126.65110		
Corrected Total	59	316137			

Variable	Parameter Estimate	Standard Error	Type III SS	F Value	Pr > F
Intercept	-565.15034	179.90161	20987	9.87	0.0027
v1	-22.86987	8.42162	15683	7.37	0.0087
V6	36.27181	5.41771	95324	44.82	<.0001

Bounds on condition number: 4.5689, 18.276

All variables left in the model are significant at the 0.0500 level.

17:18 Friday, October 4, 2002 2

The REG Procedure
 Model: MODEL1
 Dependent Variable: D84 D84
 Stepwise Selection: Step 2

No other variable met the 0.0500 significance level for entry into the model.

Summary of Stepwise Selection

Step	Variable Entered	Variable Removed	Label	Number Vars In	Partial R-Square	Model R-Square	C(p)	F Value	Pr > F
1	V6		V6	1	0.5670	0.5670	11.4806	75.93	<.0001
2	v1		v1	2	0.0496	0.6166	5.7502	7.37	0.0087

Capítulo 5: Caracterización hidráulica de crecidas

RESUMEN

Se aborda el estudio hidráulico del tránsito de las crecidas registradas en el periodo abril 2000- abril 2002, para 11 km de cauce anastomosado y de gravas, en el río Isábena. Se combinan para ello las mediciones de campo y la modelización hidráulica.

Se disponen 2 sensores de medida de caudal, y 15 perfiles de control donde se mide longitud de lámina de agua y velocidad. Mediante modelizaciones en paralelo, se constata la mejor adecuación de un modelo bidimensional frente a un unidimensional. Tras una comparación cuantitativa, se opta por la fórmula logarítmica completa para estimar la resistencia al flujo, utilizando información granulométrica detallada del capítulo 4.

Comparando resultados de modelización y medidas de campo, se observa un buen grado de ajuste, con una ligera sobreestimación de calados e infravaloración de velocidades, atribuible tanto a falta de detalle del Modelo Digital de Elevaciones, como a la disminución efectiva de resistencia al flujos por la existencia de paquetes de semento fino en la matriz superficial del lecho.

Finalmente, se compara la tensión cortante en el lecho para diferentes caudales registrados con la tensión crítica de inicio de movimiento para las granulometrías D_{50} y D_{84} . Se deduce que el tramo bajo, de granulometría más pequeña, se pone en movimiento para caudales inferiores que el tramo medio y superior. Ello se contrasta con mediciones de incisión en los perfiles de control, y que predominan en el tramo inferior del río, debido posiblemente al efecto de las extracciones de grava. Se concluye que los procesos de extracción de grava pueden ser la causa de que el sedimento del tramo bajo del Isábena no esté en equilibrio, puesto que se moviliza para caudales de alta recurrencia y se registran fenómenos de incisión.

RESUM

S'aborda l'estudi hidràulic del trànsit d'avingudes enregistrades durant el període Abril 2000- Abril 2002, per a 11 km de llera de graves i trenada, al riu Isàbena. Es combinen a tal efecte mesures de camp i modelització hidràulica.

Es disposa de 2 sensors de mesura de cabals, i 15 perfils de control on es mesura amplada màxima de la llàmina d'aigua, així com velocitats. Mitjançant modelitzacions en paral·lel, es constata la millor adequació d'un model bidimensional respecte d'un unidimensional. Després d'una comparació quantitativa, s'opta per la fórmula logarítmica completa per a estimar la resistència al flux, utilitzant informació granulomètrica detallada del capítol 4.

Comparant resultats de modelització i mesures de camp, s'observa un bon grau d'ajust, amb una llegera sobreestimació de calats e infravaloració de velocitats, atribuïble tant a la manca de detall del Model Digital d'Elevacions, com a la disminució efectiva de la resistència al flux degut a la presència de paquets de sediment fi a la matriu superficial de graves.

Finalment, es compara la tensió de tall al llit pels diferents cabals d'avinguda enregistrats amb la tensió crítica d'inici de moviment per les granulometries D_{50} i D_{84} . L'inici de moviment es produeix per cabals inferiors al tram baix que als trams mig i superior, on la granulometria és més grollera. Això es contrasta amb medicions d'incisió en els perfils de control, i que predominen en el tram baix, segurament degut a l'efecte d'extracció de graves. Finalment, es conclou hipotetitzant que l'extracció d'àrids al tram mitjà pot ser causa d'intensificació dels processos d'incisió al tram baix.

ABSTRACT

A hydraulic study of flooding events in the Isabena river during the period April 2000-April 2002 is conducted, combining field measures and steady-state hydraulic modelling in a 11 km braided gravelbed.

Discharge data was obtained from 2 discharge gauging stations, and velocity and maximum water extent was measured at 15 control profiles of the river. The suitability of 2D models *versus* 1D models is confirmed through parallel modelling. Besides, through quantitative comparison, full log law formula is selected to estimate flux resistance, using grain size detailed data from chapter 4.

By comparing modelled and field data, the outcome is a good general match, slightly overestimating flow depth and underestimating velocities, probably due to DEM smoothness, and an uncertain drop in flow resistance due to fine sediment mixed in the surface gravel layer.

At last, shear stress for several discharges and critical shear stress for D_{50} and D_{84} is compared for the whole reach. Initiation of sediment motion takes at the lower reach place for a lower discharge than the medium and higher reaches, where mean grain size is coarser. This matches riverbed erosion measured at control profiles, located mainly at the lower reach, probably due to gravel mining. We finally conclude with the hypothesis that gravel extraction in the medium reach causes this lack of equilibrium in the lower reach.

INDICE CAPÍTULO 5: Caracterización hidráulica de crecidas en el río Isábena

1	Introducción y objetivos	193
2	Metodología.....	196
2.1	Caracterización hidráulica de crecidas	197
2.1.1	Caracterización de hidrogramas de crecida.....	197
2.1.2	Caracterización de la resistencia al flujo	198
2.1.3	Modelización hidráulica	200
2.1.4	Validación de la caracterización hidráulica.....	201
2.2	Caracterización de la estabilidad del cauce frente a crecidas	202
2.2.1	Estudio de campo de procesos de erosión/sedimentación	202
2.2.2	Modelización de zonas de remoción de material del cauce.....	202
3	Resultados y discusión	203
3.1	Caracterización hidráulica de crecidas	203
3.1.1	Caracterización de hidrogramas de crecida.....	203
3.1.2	Caracterización de la resistencia al flujo	206
3.1.3	Modelización hidráulica	209
3.2	Caracterización de la estabilidad del cauce frente a crecidas	213
3.2.1	Estudio de campo de procesos de erosión/sedimentación	213
3.2.2	Modelización de zonas de remoción de material del cauce.....	215
4	Conclusiones.....	220
5	Bibliografía.....	221

INDICE DE FIGURAS (Capítulo 5)

Figura 5.1.- Estructuras de flujo en un canal meandriforme desbordado. Fuente: Knight, 2002.	192
Figura 5.2.- Efecto del tamaño de la partícula en el inicio del movimiento.....	194
Figura 5.3.- Esquema metodológico del análisis hidráulico de crecidas en el periodo Abril 2000- Abril 2002. (W= anchura máxima de la lámina de agua; V= velocidad; $\tau_{cortante}$ = esfuerzo cortante en el lecho; $\tau_{crítica}$ = tensión crítica).....	196
Figura 5.4.- Resistencia al flujo en función de la sumersión relativa, para las ecuaciones de Strickler, Aguirre-Pe y Smart, con una relación $Z_o=0,25 D_{50}$, y un D_{50} medio de 6,5 cm.	199
Figura 5.5.- Resumen de crecidas en el Isábena durante el periodo Abril 2000- Abril 2002, ordenadas por rango de caudal	203
Figura 5.6.- Gráfico comparativo de caudales de crecida estacionales en Capella y Serraduy.....	205
Figura 5.7.- Error medio (\pm desviación típica) en la estimación de la anchura de lámina de agua (m), en el tramo de Capella y Lagüarres, para caudales de crecida de 14 y 24 m^3/s	208
Figura 5.8.- Error medio (\pm desviación típica) en la estimación de la velocidad (m/s), en el tramo de Capella y Lagüarres, para caudales de crecida de 14 y 24 m^3/s	208
Figura 5.9.- Cartografía de calados (m) correspondientes a una crecida de 35 m^3/s , en el tramo de Serraduy.....	210
Figura 5.10.- Evolución anual de la sección transversal S-3, en el tramo de Serraduy, desde septiembre de 1999 hasta septiembre de 2001.	214
Figura 5.11.- Evolución anual de la sección transversal L-6, en el tramo de Lagüarres, desde septiembre de 1999 hasta septiembre de 2001.	215
Figura 5.12.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de 14 m^3/s , en el tramo de Capella.	218
Figura 5.13.- Detalle de descalzamiento del pilar del puente ubicado junto a la sección L5. Dicho puente separa los tramos de Lagüarres y Capella.	219

INDICE DE TABLAS (Capítulo 5)

Tabla 5.1.- n de Manning utilizada para zonas vegetadas o sobre roca madre.	199
Tabla 5.2.- Caudales de crecida modelizados y periodo de retorno.	200
Tabla 5.3.- Caudales máximos de crecida en Capella y Serraduy, durante el periodo Abril 2000- Abril 2002.	204
Tabla 5.4.- Diferencia en valores medios de velocidad (m/s), para el tramo inferior del Isábena, comparando diferentes fórmulas de resistencia al flujo.	206
Tabla 5.5.- Diferencia en valores medios de calado (m), para el tramo inferior del Isábena, comparando diferentes fórmulas de resistencia al flujo.	207
Tabla 5.6.- Resumen de anchuras de lámina de agua, velocidades, calados y nº Froude para los tres tramos y seis caudales estudiados, promediados arealmente.	211
Tabla 5.7.- Errores estimados en velocidades y anchura de lámina de agua con la validación de la modelización hidráulica con medidas de campo.	212
Tabla 5.8.- Resumen de procesos en las secciones de control del tramo de Serraduy.	213
Tabla 5.9.- Resumen de procesos en las secciones de control del tramo de Capella y Lagüarres.	214
Tabla 5.10.- Resumen de τ_{corte} promediada arealmente para cada tramo y cada caudal en estudio, así como el diámetro máximo promedio del material que se pone en movimiento.	216

1 Introducción y objetivos

El cauce del río Isábena es anastomosado, con brazos secundarios diferentes según el caudal, siendo la variabilidad espacial del material que lo compone es elevada, con una mezcla de barras vegetadas, cantos, gravas y finos (ver capítulo 4). Además, el cauce presenta síntomas de incisión, como el descalzamiento de pilares de puentes, y en las últimas décadas ha sido objeto de extracciones de áridos que han alterado el balance de sedimento en el cauce. Una caracterización hidráulica de crecidas en el Isábena, en base a los datos hidrológicos obtenidos en el capítulo 3, sería por tanto deseable para estimar la estabilidad del cauce en las condiciones actuales, y serviría de base para un estudio de transporte de sedimento hacia el embalse de Joaquín Costa, que tradicionalmente sufre problemas de colmatación (ver capítulo 1). También sería de interés para posibles proyectos constructivos que se pudieran desarrollar a lo largo del cauce, para evitar localizaciones desfavorables que lleven a tragedias como la del camping del barranco de Arás en Biescas (Batalla y Sala, 1997).

El comportamiento hidráulico de ríos meandriformes con lechos a diferentes alturas es de los más complejos en hidráulica, ante la dificultad de reproducirlo en modelos físicos de laboratorio, y la dificultad de obtención de datos de velocidad que serían deseables dada la complejidad topográfica del cauce (Knight, 2002). Estas consideraciones son extensibles a ríos trenzados, donde la complejidad es aún mayor. En este tipo de ríos, los estudios se han centrado por una parte en el comportamiento del canal principal (Ikeda y Parker, 1989), que se puede tratar como unidimensional en la dirección del flujo, pese a la presencia de turbulencias tridimensionales; y por otra parte en el efecto de desbordamiento hacia las llanuras de inundación o terrazas (Knight y Shiono, 1996). Para caudales en que el nivel de agua desborda el canal principal, la interacción entre diferentes direcciones de flujo, principalmente la originaria del canal principal y la dominante al desbordar, que suele acortar la sinuosidad del trazado inicial (Figura 5.1), hace que se creen turbulencias no sólo en las curvas del cauce, sino también en los tramos de solapamiento entre velocidades de diferente magnitud y dirección (Shiono y Muto, 1998). Estas interacciones se multiplican en el caso de cauces naturales trenzados, debido a la complejidad de la topografía y a las variaciones en el comportamiento para diferentes caudales, que pueden hacer variar la dirección predominante del flujo.

Uno de los parámetros clave para la caracterización hidráulica de una crecida es la **resistencia al flujo**. Esta puede ser explicada en base a tres componentes (Bathurst, 1982): la resistencia del borde (interacción entre el flujo y el fondo del lecho); la resistencia del canal (interacción entre el flujo y la geometría del canal); y la resistencia de la superficie libre (su efecto sobre el perfil de turbulencia del flujo). A ellos se debe añadir como hemos visto la interacción entre flujos de diferente dirección y velocidad. De estos factores, las investigaciones se han centrado en el primero de ellos, y muchas ecuaciones semi-empíricas se apoyan en la llamada teoría de la capa límite (Chow, 1994), que supone una distribución vertical logarítmica de velocidades en flujo turbulento, una vez desarrollada la capa límite. Sin embargo, las condiciones de aplicabilidad de dicha teoría difícilmente se cumplen para ríos naturales, debido a la heterogeneidad del lecho y el régimen variable flujo (Bathurst, 1985). Esto ha hecho que se necesiten coeficientes empíricos de ajuste en

las formulaciones que se han desarrollado, calibrándose en base a observaciones empíricas de laboratorio o de campo. Bathurst (1985) o López (2002) hacen una revisión de las principales fórmulas existentes. En la mayoría intervienen los diámetros característicos D_{50} o D_{84} como estimadores de la rugosidad superficial, y sólo en algunas de ellas la resistencia al flujo es función del calado o bien del radio hidráulico, y en cualquier caso su aplicación se ha de restringir al rango de características del cauce y del flujo en que fueron obtenidas.

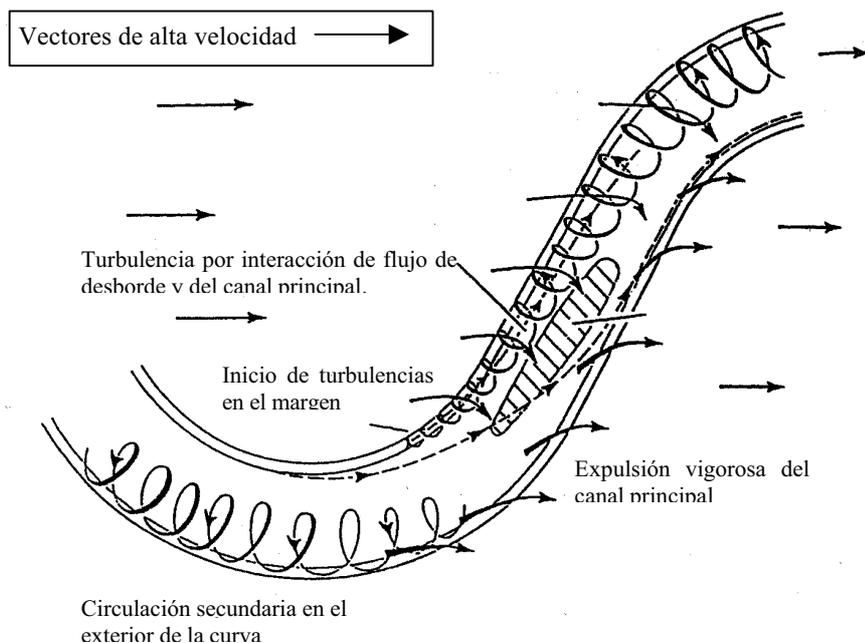


Figura 5.1.- Estructuras de flujo en un canal meandriforme desbordado. Fuente: Knight, 2002.

La resistencia al flujo está relacionada con la granulometría del cauce, por lo que en la mayor parte de las formulaciones aparece la granulometría (D_{50} o D_{84}) como uno de sus parámetros. En general se ha observado que la resistencia al flujo decrece cuando el calado aumenta, al aumentar la relación calado *versus* rugosidad del lecho (Bathurst, 1978; Griffiths, 1981). No todas las formulaciones incluyen el calado como factor, en cuyo caso su aplicabilidad queda reducida estrictamente al rango de condiciones en que fueron empíricamente calibradas. Además, la resistencia al flujo se ve aumentada por la presencia de pozas (*pools*), meandros, y barras en el cauce. El sedimento en suspensión puede reducir esta resistencia al flujo, aunque en general es poco importante (Lau, 1983).

Desde el punto de vista práctico, muchos estudios han partido de una estimación de la resistencia al flujo en base a valores tabulados de n de Manning en función del material y condiciones del lecho (ASCE, 1963; Simons y Sentürk, 1977; Arcement y Schneider, 1989), e incluso catálogos fotográficos con su n asociada (Chow, 1959; Barnes, 1967; Arcement y Schneider, 1989). En cualquier caso, no existe una ecuación general aceptada para todos los casos, como tampoco existe una medida estándar para caracterizar la rugosidad del cauce, que implícitamente aparece en todas las formulaciones (Smart *et al.*, 2002). Recientemente, Smart (1999) obtuvo una formulación de resistencia al flujo,

integrada en la dirección vertical, basada en el concepto de radio hidráulico volumétrico. Dicha formulación se ha empezado a aplicar sin necesidad de coeficientes empíricos de calibración, determinándose la rugosidad del lecho en base a la desviación estándar de las alturas de la superficie (d_z) (Smart *et al.*, 2002). Sin embargo, su aplicación a tramos fluviales resulta aún costosa por la dificultad de la caracterización de d_z . Esta formulación permitiría evitar la incertidumbre asociada a la presencia de parches y la imbricación del material del lecho en ríos de gravas, que lleva a utilizar diámetros característicos D_{84} y D_{90} en lugar de D_{50} (Ferro y Giordano, 1991) a la hora de determinar la resistencia del flujo en base a fórmulas empíricas.

Conocidos los mecanismos de resistencia al flujo, así como las ecuaciones básicas de la hidráulica, de conservación de la masa y equilibrio dinámico (Ecuaciones de Saint-Venant) (Chow, 1994), se han desarrollado **modelos hidráulicos** para caracterizar los principales parámetros hidráulicos de crecidas, principalmente velocidades y calados para un caudal determinado. Integrando en profundidad las ecuaciones tridimensionales de flujo se obtienen aproximaciones bidimensionales al comportamiento hidráulico, y se han derivado por tanto modelos bidimensionales (Galland *et al.*, 1991; Brufau y García-Navarro, 1998; Brufau, 2000; Bates y De Roo, 2000; Beffa y Connell, 2001). Integrándolas a continuación a lo ancho de una sección, se obtienen modelos unidimensionales (DHI, 1999; HEC, 2001a; HEC 2001b).

El uso de un tipo u otro de modelo depende de los objetivos del estudio y de las características del cauce. Los modelos unidimensionales suelen dar buenas aproximaciones en flujos en que hay una única dirección dominante, mientras que los bidimensionales reproducen mejor condiciones en que hay flujos laterales, de manera que el vector velocidad tiene direcciones variables en el plano (x,y) para una misma sección. En casos de ríos trenzados, el uso de modelos unidimensionales obligaría a definir todos y cada unos de los brazos activos, aunque el problema es la variación del número de brazos según el caudal, y la definición de las intersecciones de los mismos (Beffa y Connell, 2001). Esto no representa un problema para los modelos bidimensionales, puesto que es la topografía del cauce la que determina por gravedad la dirección del flujo en cada punto para un determinado caudal. Además, en estos últimos se puede representar espacialmente la resistencia al flujo, sin la necesidad de sintetizarla en secciones transversales.

Recientemente se han hecho diversos estudios comparativos entre modelos uni y bidimensionales (Connell *et al.*, 2001; Horritt y Bates, 2002) mostrando una mejor adecuación de modelos bidimensionales a la caracterización de cauces complejos, debido a una mejor representación de la variabilidad espacial tanto de la topografía como de la resistencia al flujo.

Una de las principales aplicaciones de la modelización hidráulica en geomorfología fluvial son los estudios de **inicio de movimiento** y transporte de sedimento. En ríos de gravas el transporte de material grueso ocurre sólo a partir de un determinado umbral de caudal, y el transporte de sedimento fino viene muy determinado en ríos de gravas por fenómenos puntuales como deslizamientos, cosa que lo hace también discontinuo. (Bathurst, 1985)

El estudio del inicio de movimiento de las partículas del cauce resulta crucial de cara a estudios de transporte de sedimento, así como de procesos de incisión y sedimentación en

el cauce. En general el objetivo es calcular a partir de qué caudal se produce el inicio de movimiento del material, o en otras palabras, qué condiciones de flujo producen un esfuerzo cortante en el lecho tal que pone en movimiento las partículas del mismo.

Dicho caudal crítico no se puede definir con exactitud en la mayoría de casos, debido a la variabilidad de la turbulencia, la exposición de las partículas, y la formación de agrupaciones (*clusters*) de partículas (Paintal, 1971). Además, la granulometría del cauce rara vez es homogénea, con lo cual a cada diámetro de partícula le corresponde a priori un esfuerzo cortante crítico diferente.

Diversos estudios (Andrews, 1983; Bathurst, 1987; Wiberg y Smith, 1987) han demostrado que, debido a efectos de alta o baja exposición (Figura 5.2), existe cierta inercia en el esfuerzo cortante crítico (τ_c) para diámetros mayores o menores al D_{50} , que es el diámetro de referencia en cuanto al comportamiento del lecho (Bathurst, 1987). Así, una partícula más fina que el D_{50} , al estar depositada entre partículas mayores, tiene un τ_c superior al que tendría en un lecho uniforme de partículas de su tamaño. Y al revés, una partícula más gruesa que el D_{50} tiene un τ_c inferior al correspondiente a un lecho uniforme de su tamaño, ya que normalmente sobresale en el lecho y está por tanto más expuesta. Esta inercia puede hacer que en algún caso la τ_c sea igual para todas las clases diamétricas, en lo que se denomina como *condición de igual movilidad* (Reid *et al.*, 1997).

Cabe destacar que, en la fase de recesión del hidrograma, la τ suele ser inferior a la τ_c de inicio del movimiento, ya que en esta última se han de vencer elementos como clusters de partículas, acorazamiento superficial, y, en presencia de sedimento fino, fuerzas cohesivas. En caso de crecidas con una crecida antecedente muy cercana en el tiempo, la τ_c suele ser también inferior a lo normal puesto que no ha habido tiempo para la formación de los elementos anteriores (Reid *et al.*, 1997).

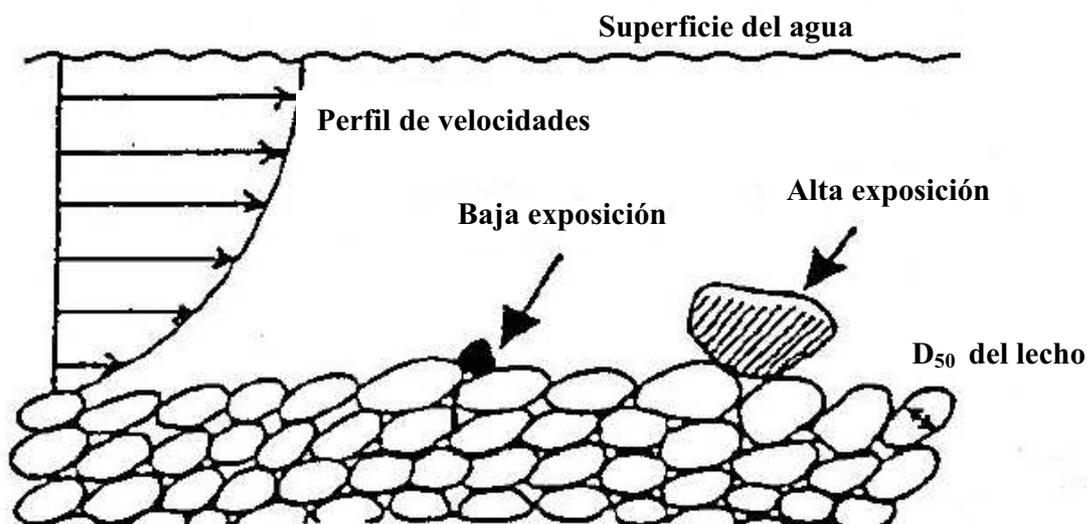


Figura 5.2.- Efecto del tamaño de la partícula en el inicio del movimiento.

(Fuente: Universidad de Washington, 2002)

La primera aproximación para el cálculo del esfuerzo cortante crítico fue la ecuación de Shields (1936). Sin embargo, para lechos de granulometrías heterogéneas, Andrews (1983) derivó la relación:

$$\frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*c50}} = \left(\frac{D_i}{D_{50}} \right)^a \quad \text{Ecuación 5.1}$$

donde: τ_{*ci} : Parámetro de Shields medio para partículas superficiales de diámetro D_i ;

τ_{*c50} : Parámetro de Shields para partículas de tamaño D_{50}

Dicha ecuación se utiliza para el cálculo de esfuerzo crítico en caso de existencia de coraza superficial diferenciada; o, en caso de granulometrías heterogéneas, para el cálculo de esfuerzo crítico de un percentil diferente al D_{50} en la distribución granulométrica.

Inicialmente se evaluó $a=-0,872$, aunque posteriores estudios citan valores desde $-0,7$ hasta $-1,0$ (Andrews, 1983; Komar y Shih, 1992). Este último valor supondría un estado de *igual movilidad* de todas las fracciones del material.

Suponiendo $a=-0,872$, la ecuación de Andrews (1983) se puede formular finalmente como:

$$\tau_c = 0,0834 \cdot (\rho_s - \rho_f) \cdot g \cdot D_{50}^{0,872} \cdot D_i^{0,128} \quad \text{Ecuación 5.2}$$

Batalla y Sala (1994) encontraron un buen ajuste entre la ecuación de Andrews y datos empíricos de carga de fondo de la riera mediterránea de Arbúcies, de lecho de gravas finas.

Van Rijn (1989), obtuvo una expresión para cuantificar el aumento en la tensión crítica debido efecto de las fuerzas cohesivas de la presencia de sedimentos finos en la matriz del lecho. La importancia de dicho efecto de los finos queda en evidencia en dicha fórmula, ya que con un 10% de sedimento fino la tensión crítica de inicio del movimiento se triplica.

La aplicación de dichas fórmulas a estudios detallados de inicio de movimiento es posible gracias a la información de esfuerzo cortante que facilitan los modelos hidráulicos bidimensionales, y que se puede contrastar con la tensión crítica de inicio de movimiento si se tiene información detallada de la granulometría del cauce.

A la vista de los condicionantes del cauce del Isábena y del estado de la cuestión, se plantean los siguientes **objetivos** para la caracterización hidráulica de crecidas en el río Isábena:

- Caracterizar los principales parámetros hidráulicos (calados, velocidad, n° de Froude), así como las vías preferenciales de tránsito del caudal que caracterizan un río trezado, en base a las crecidas registradas en el periodo abril 2000-abril 2002.
- Estudiar la estabilidad del cauce del río Isábena frente a las crecidas registradas en el periodo de estudio.

Se plantean también los siguientes objetivos metodológicos:

- Comparación de modelización unidimensional y bidimensional en un cauce anastomosado de gravas, para los eventos de crecida registrados;

- Comparación de diferentes formulaciones de resistencia al flujo, destacando la importancia de disponer de información granulométrica detallada como la obtenida en el capítulo 4.

2 Metodología

El esquema metodológico seguido para la caracterización hidráulica de crecidas en el río Isábena se presenta en el diagrama de la Figura 5.3.

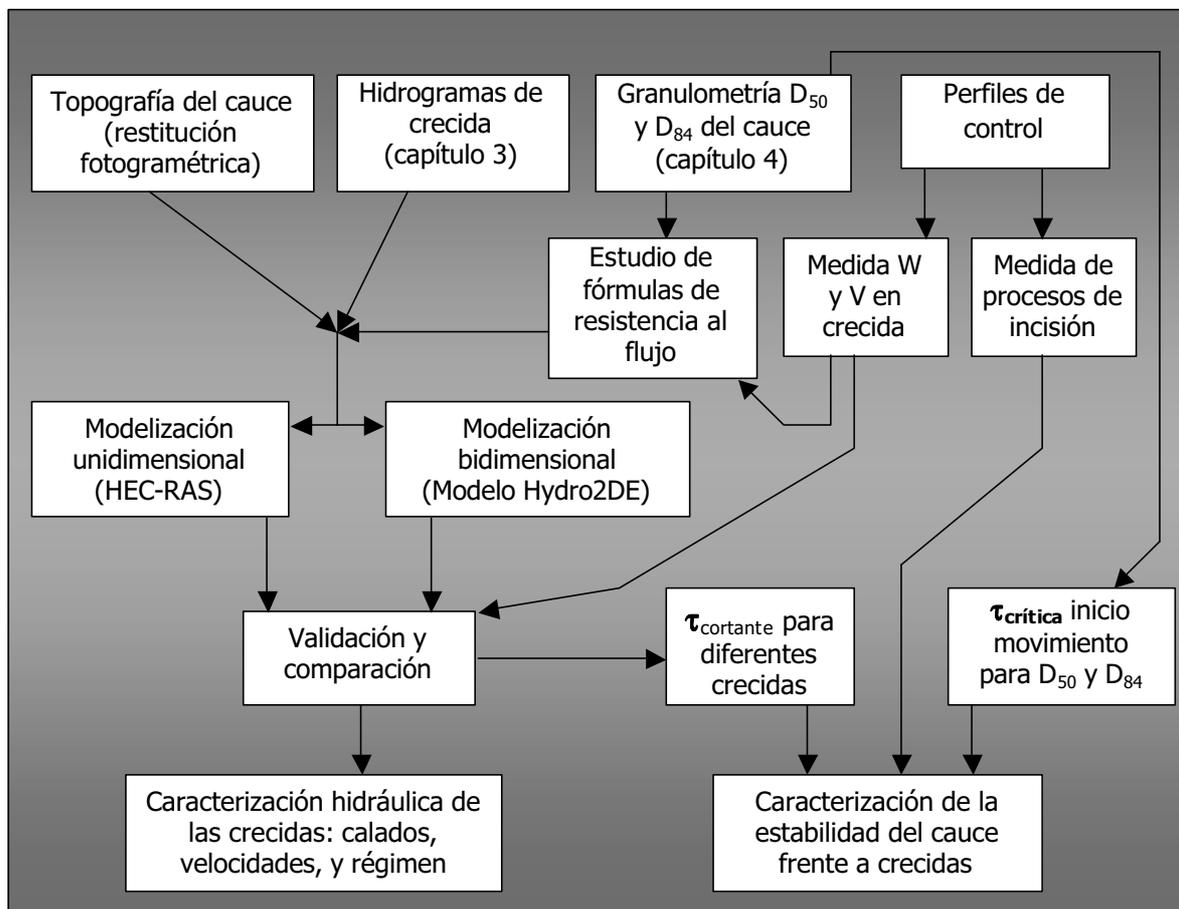


Figura 5.3.- Esquema metodológico del análisis hidráulico de crecidas en el periodo Abril 2000- Abril 2002. (W= anchura máxima de la lámina de agua; V= velocidad; $\tau_{cortante}$ = esfuerzo cortante en el lecho; $\tau_{critica}$ = tensión crítica).

A partir de la recogida de datos de caudal (hidrogramas) en campo, información granulométrica (resultado del capítulo 4), y topografía detallada del cauce (mediante la restitución fotogramétrica de fotografías aéreas), se ha efectuado la modelización uni y

bidimensional con los modelos disponibles, comprobando con observaciones tomadas en campo la adecuación de ambas modelizaciones. Finalmente, comparando el esfuerzo cortante modelizado para las diferentes crecidas y la tensión crítica de inicio de movimiento, se ha estudiado la estabilidad del cauce, contrastada con medidas de incisión tomadas durante el periodo de estudio.

Se estudiaron dos tramos de cauce del río Isábena, que coinciden con los tramos estudiados en el capítulo 4, y se localizan en la figura 4.3 (capítulo 4).

El tramo superior (Serraduy), de unos 3 km, se caracteriza por una pendiente media del 1,4%, para una cuenca vertiente de unos 195 km². El tramo inferior, de unos 7,5 km, tiene una pendiente media de aproximadamente el 0,9 %, y su cuenca vertiente es de unos 420 km². A efectos de nomenclatura, y por limitaciones computacionales, este tramo inferior se separó en dos subtramos de longitud similar, denominados Capella y Lagüarres.

El período de estudio fue de Abril de 2000 a Abril de 2002.

2.1 Caracterización hidráulica de crecidas

2.1.1 Caracterización de hidrogramas de crecida

Por una parte, se registraron hidrogramas mediante dos sensores de caudal. Concretamente se disponía de datos automáticos quinceminutales de la estación de aforo SAIH de Confederación Hidrográfica del Ebro en Capella, a la salida del tramo inferior. Además, se instaló un sensor de presión (Druck® PTX530) programado para registrar quinceminutalmente crecidas superiores a 4 m³/s. Este sensor registra únicamente nivel de la lámina de agua, por lo que se tuvo que derivar su curva de gastos, mediante caracterización topográfica y modelización hidráulica, para poder relacionar calados y caudales, y obtener así los hidrogramas deseados.

Por otra parte, para el estudio de caudales de crecida en el tramo superior (Serraduy), en los casos en que no se disponía de medición del sensor de caudal, se consideraron los resultados de la modelización hidrológica de las subcuencas de Villacarli y Cabecera (capítulo 3). Algunas de estas crecidas se estimaron con modelizaciones sin calibrar con datos de campo de la crecida, es decir sólo a partir del Número de Curva medio calibrado por subcuenca en el capítulo 3. En cuanto a los hidrogramas utilizados por subcuenca en la modelización, la precipitación total por subcuenca se obtuvo del estudio de variabilidad espacial del capítulo 2, mientras que la distribución temporal de los datos por subcuenca se obtuvo de los datos del pluviógrafo más cercano, es decir Serraduy para la subcuenca de Villacarli, y Las Paúles para la subcuenca de Cabecera. Para las crecidas de abril de 2000, al no haber pluviógrafos propios en funcionamiento, se optó por utilizar para la distribución temporal los datos del pluviógrafo de Casallera, de Confederación Hidrográfica del Ebro, situado en la parte media de la cuenca, a 1'.200 m de altitud.

El aporte lateral en dichos tramos de estudio, en base a observaciones de campo, se consideró despreciable.

2.1.2 Caracterización de la resistencia al flujo

Para las zonas del cauce compuestas únicamente de sedimento (gravas y cantos), en el capítulo 4 se obtuvo una cartografía de la rugosidad del cauce, concretamente de las granulometrías D_{50} y D_{84} , a una resolución de pixel de 1,5 x 1,5 m. Se hizo una revisión de la aplicabilidad de fórmulas de estimación de resistencia al flujo, según las condiciones de calado, pendiente y granulometría del cauce y las crecidas en estudio, siguiendo la revisión bibliográfica de López (2002).

De entre las fórmulas cuyo rango de aplicabilidad era adecuado a las condiciones del cauce del Isábena, se escogieron tres fórmulas.

En primer lugar, la fórmula de Strickler (1923), que relaciona granulometría (D_{50}) y resistencia al flujo, sin intervenir calado o radio hidráulico:

$$n = \frac{D_{50}^{1/6}}{21,1} \quad \text{Ecuación 5.3}$$

En segundo lugar, la fórmula de Aguirre-Pe y Fuentes (1990), que estima la resistencia fundamentándose en una distribución de velocidades compuesta, con una zona uniforme cerca del lecho y otra logarítmica sobre la primera, y que fue desarrollada usando gran cantidad de medidas en ríos de gravas. Esta fórmula sí considera el efecto del calado (y) sobre la resistencia al flujo:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 5,66 \cdot \log\left[\frac{y}{D_{50}}\right] + 1,33 + 0,74 \cdot \left[\frac{D_{50}}{y}\right] \quad \text{Ecuación 5.4}$$

Finalmente, se utilizó la ecuación logarítmica completa (Smart *et al.*, 2002), que es la base teórica de la cual han derivado aproximaciones empíricas otras fórmulas de resistencia al flujo:

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 2,5 \cdot \left[\left(\frac{y}{y - Z_o} \right) \ln\left(\frac{y}{Z_o} \right) - 1 \right] \quad \text{Ecuación 5.5}$$

donde Z_o es la altura respecto del nivel medio del lecho, en que la velocidad del flujo es nula. Withing y Dietrich (1989) dedujeron valores de $Z_o \approx D_{90}/4$. Sin embargo, a falta de calibración, se supuso aquí una relación $Z_o = 0,25 \cdot D_{50}$, ya que implica un comportamiento muy similar a la fórmula de Aguirre-Pe para el rango de aplicación del presente estudio, considerando un D_{50} medio de 6,5 cm (ver Figura 5.4).

Mediante modelización hidráulica bidimensional, se compararon los resultados de la aplicación de cada una de las tres fórmulas, para el subtramo de Capella y los diferentes rangos de caudales registrados en el periodo de estudio, es decir 14, 24, 40, 60 y 90 m³/s.

También se compararon estos resultados con los obtenidos suponiendo un coeficiente de Manning constante de 0,04, un valor promedio para ríos de gravas según la bibliografía (Arcement y Schneider, 1989).

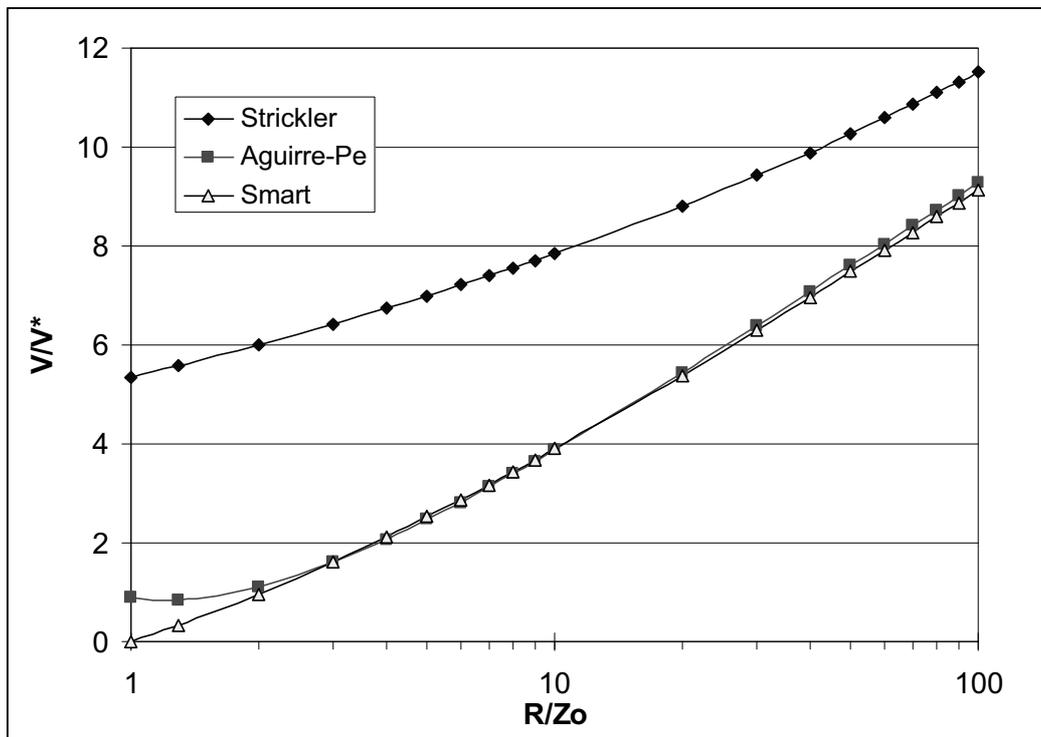


Figura 5.4.- Resistencia al flujo en función de la sumersión relativa, para las ecuaciones de Strickler, Aguirre-Pe y Smart, con una relación $Z_0=0,25 D_{50}$, y un D_{50} medio de 6,5 cm.

Por otra parte, se utilizaron tablas de n de Manning (Arcement y Schneider, 1989) para definir la resistencia al flujo en zonas vegetadas y en zonas de lecho de roca madre, en las cuales no se podían aplicar fórmulas basadas en granulometría. Los valores figuran en la Tabla 5.1, y son independientes del calado.

Tabla 5.1.- n de Manning utilizada para zonas vegetadas o sobre roca madre.

Material	n de Manning
Matorral	0,07
Vegetación densa (y arbolada)	0,1
Lecho de roca madre ondulado	0,07

Para las zonas submergidas bajo el agua en las imágenes digitales, se les asignó la granulometría de la barra cercana que visualmente resultara más parecida. Dichas asignaciones, tanto las de zonas submergidas como las de zonas vegetadas o sobre roca, se hicieron por polígonos delineados por fotointerpretación sobre las imágenes digitales.

Con las coberturas resultantes de calado (m) y velocidad (m/s), se calculó la variación media en dichos parámetros para los diferentes caudales y las diferentes aproximaciones al cálculo de resistencia al flujo, con objeto de estimar la importancia de dicho parámetro en estudios hidráulicos de ríos trezados de gravas.

2.1.3 Modelización hidráulica

En primer lugar, para caracterizar la topografía del cauce, se encargó al Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), para los dos tramos en estudio, un vuelo fotogramétrico a escala 1:3500, la más detallada de entre las disponibles. Estos vuelos sirven para derivar topografías a escala 1:500 o 1:1000. A partir de este vuelo, se encargó una restitución fotogramétrica de una malla de puntos de 3x3 m, así como una cobertura de líneas de rotura de pendiente, para la zona de cauce fluvial, más una franja 50 m a lado y lado del mismo. Por interpolación por el método de *splines* (Kidner *et al.*, 1999) con el módulo 3DAnalyst del software ArcView 3.2®, se consiguió un modelo digital de elevaciones a escala 1:1000 y resolución de pixel de 1,5 x 1,5 m, así como una cartografía de las principales barras del cauce y terrazas.

El vuelo se efectuó el 6 de septiembre de 2000, coincidiendo con un caudal muy bajo en el Isábena, de 0,6 m³/s en el aforo de Capella, a la salida del tramo inferior en estudio, con lo cual la lámina de agua era mínima y de escaso espesor, y por tanto de escasa repercusión en el modelo digital del terreno resultante.

Se modelizaron en régimen permanente 5 caudales, correspondientes a los rangos de caudales de avenida registrados durante el periodo de estudio, y que figuran en la Tabla 5.2 junto con su periodo de retorno. Los rangos de caudales de avenida de Capella y Laguarres se obtuvieron a partir del registro de la estación de aforo de Capella, mientras que el rango en Serraduy se obtuvo tanto por medida como por modelización de caudal (capítulo 3, y apartado 3.1.1 del presente capítulo).

Tabla 5.2.- Caudales de crecida modelizados y periodo de retorno.

Q (m ³ /s) Capella y Laguarres	Q (m ³ /s) Serraduy	Periodo de retorno (años)
0,6	0,6	-
14	10	1,2
24	20	1,3
40	35	1,42
60	50	1,48
90	80	1,7

Se modelizó también un caudal base de 0,6 m³/s, ya que se puede validar directamente con las ortofotos disponibles y permite detectar errores de nivel de base en el modelo digital de elevaciones del cauce.

Para empezar, se hizo una modelización hidráulica unidimensional y bidimensional para el tramo de Capella. Se utilizaron respectivamente los modelos HEC-RAS 3.0 (HEC, 2001a; HEC, 2001b) y Hydro2de (Beffa y Connell, 2001; Connell *et al.*, 2001). El objetivo era comparar los resultados de uno y otro modelo para el caso de un río trenzado. Puesto que el modelo unidimensional no admite coberturas de información raster de coeficientes de resistencia al flujo, se delinearon por fotointerpretación las barras del tramo, y en ellas se obtuvo la granulometría media y la n de Manning media. Dichos polígonos de n de Manning se utilizaron entonces para ambas modelizaciones. En cuanto a la topografía del cauce, para la modelización unidimensional se consideraron perfiles transversales cada 15 m, distancia que se consideró suficiente para una buena representación del cauce.

Una vez comprobada la mejor adecuación del modelo bidimensional, se utilizó éste para la modelización de los tres tramos (Capella, Lagüarres y Serraduy), con los seis caudales de avenida ya mencionados. Se utilizó para el cálculo de la resistencia al flujo la fórmula logarítmica completa (Smart *et al.*, 2002), suponiendo $Z_0=2,5 \cdot D_{50}$. Como resultado se obtuvieron coberturas del cauce a una resolución de pixel de 1,5 x 1,5 m, con datos de calado (m), velocidad (m/s), n° de Froude y tensión de corte en el lecho (N/m^2).

2.1.4 Validación de la caracterización hidráulica

Para el control de las crecidas en campo, se definieron transectos de control en el cauce cada 500 m aproximadamente. En total, resultaron 11 transectos de control en el tramo inferior (Capella y Lagüarres) y 4 en el tramo superior (Serraduy), cuya localización figura en el capítulo 4.

En dichos transectos de control, para cada crecida registrada se midió la anchura máxima alcanzada por la lámina de agua, mediante un medidor láser de distancias Bushnell RangeFinder 500, que tiene un margen de error de ± 1 m. En los casos en que fue posible, también se midieron velocidades del flujo, mediante flotadores en el centro del cauce, y mediante molinete en los laterales.

Dichos datos sirven para validar los resultados de la modelización, así como los de la comparación del cálculo de resistencia al flujo. Es destacable la dificultad de validar el dato de velocidad en modelizaciones bidimensionales, puesto que se dispone de datos puntuales tomados en un momento determinado de una crecida. Además, sólo se tienen datos de velocidad para caudales de 14 y 24 m^3/s . Por todo ello la validación de velocidades se ha de considerar como una aproximación.

2.2 Caracterización de la estabilidad del cauce frente a crecidas

2.2.1 Estudio de campo de procesos de erosión/sedimentación

Se definieron transectos de control cada 500 m aproximadamente. En total, resultaron 11 transectos de control en el tramo inferior y 4 en el tramo superior, y su ubicación se detalla en el capítulo 4. Coinciden con los estudiados en el apartado anterior para evaluar la lámina máxima de agua durante las crecidas.

Dichos transectos, localizados mediante pilones de hormigón, se levantaron topográficamente con periodicidad anual, durante el mes de septiembre de 1999, de 2000 y 2001.

La superposición multitemporal de los perfiles topográficos de un mismo transecto sirvió para detectar tendencias de incisión o sedimentación durante el periodo de estudio.

A priori se esperaban procesos de incisión, principalmente en el tramo bajo, debido a la presencia de varios puntos de extracción de áridos, aunque en algunos puntos el cauce se encontraba en contacto con la roca madre.

2.2.2 Modelización de zonas de remoción de material del cauce

A partir de la información de granulometría D_{50} y D_{84} obtenida para todo el cauce de los tramos de estudio, mediante la ecuación de Andrews (1983) se calculó la tensión crítica de inicio de movimiento para ambas fracciones de la distribución granulométrica. Las operaciones matemáticas entre imágenes se realizaron con la extensión Spatial Analyst del software ArcView 3.2.

Por otra parte, a través de modelización hidráulica (apartado anterior) se obtuvo la tensión de corte en el lecho para diferentes caudales, a una resolución espacial de 1,5 x 1,5 m.

A continuación se hizo la resta de las tensiones de corte correspondientes a diferentes caudales con las tensiones críticas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} . Dicha resta permitió cartografiar zonas de inicio de movimiento en los tres tramos de estudio para diferentes caudales. Cuanto mayor es el valor resultante de la resta, mayor certeza se tiene del inicio de movimiento y por tanto de la remoción de material del mismo.

Cabe comentar que en los muestreos granulométricos ya se tuvo en consideración la presencia de sedimento fino, con lo cual no se consideró adecuada la aplicación de la modificación de la tensión de corte propuesta por Van Rijn (1989), aunque no deja de ser una fuente de incertidumbre.

Dichos resultados de inicio de movimiento modelizado se contrastaron con la información sobre procesos de erosión/deposición de sedimento en perfiles, con objeto de comprobar si las zonas en que la tensión calculada supera a la tensión crítica se corresponden con zonas de cambios morfológicos en el cauce, según las medidas topográficas de campo.

3 Resultados y discusión

3.1 Caracterización hidráulica de crecidas

3.1.1 Caracterización de hidrogramas de crecida

Se caracterizaron los caudales de crecida en los tramos inferior (Capella) y superior (Serraduy), que son objeto de estudio en el presente capítulo.

La Figura 5.5 resume por rangos de caudal y estacionalmente, el número de crecidas registradas en el Isábena, en la estación de aforo de Capella. Se puede observar que primavera es la estación del año en que se producen más crecidas importantes, seguida de invierno y otoño. En verano sólo se producen crecidas menores, debido al bajo caudal base existente y la sequedad de la cuenca. En el capítulo 3 se analizó con mayor profundidad el comportamiento hidrológico de la cuenca.

Cabe destacar que como media dos veces al año se produce una crecida del orden de unos $90 \text{ m}^3/\text{s}$, aunque, como se vió en el capítulo 3, dichas crecidas corresponden a un periodo de retorno de 1,7 años, con lo cual se concluye que no se produjeron crecidas excepcionales durante el periodo de estudio.

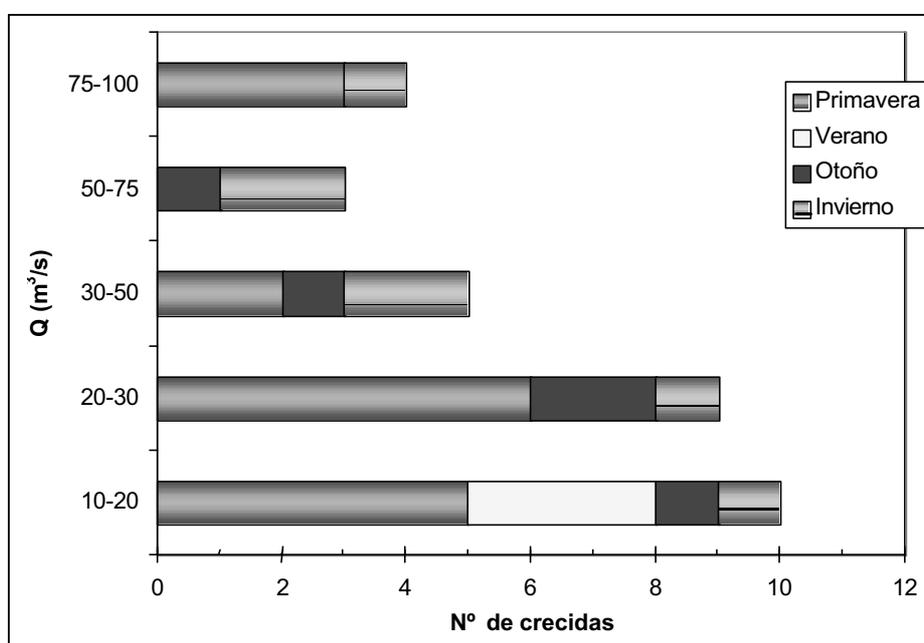


Figura 5.5.- Resumen de crecidas en el Isábena durante el periodo Abril 2000- Abril 2002, ordenadas por rango de caudal

En la Tabla 5.3 se recogen los caudales máximos de las principales crecidas en los tramos estudiados, es decir Capella (tramo inferior) y Serraduy (tramo superior). Para la caracterización de caudales en Serraduy, la modelización hidrológica sirvió para completar los datos de crecidas en que no se disponía de mediciones del sensor automático.

Se distinguieron dos tipos de modelizaciones: las modelizaciones calibradas con datos de campo (capítulo 3), y las estimaciones en base a modelizaciones en que se aplicó el Número de Curva promedio obtenido en el capítulo 3 para cada subcuenca. Además, al resultado de la modelización se le sumó como caudal base el registrado en Capella el día anterior a la crecida.

Tabla 5.3.- Caudales máximos de crecida en Capella y Serraduy, durante el periodo Abril 2000- Abril 2002.

<i>Fecha</i>	$Q_{\text{CAPELLA}} (m^3/s)$	$Q_{\text{SERRADUY}} (m^3/s)$	<i>Fuente de información para Q_{SERRADUY}</i>
04-04-00	21,7	42,7	Estimado, modelización con datos pluviógrafo CHE
10-04-00	23,7	22,5	Modelización calibrada, datos pluviógrafo CHE
16-04-00	88,8	60,3	Estimado, modelización con datos pluviógrafo CHE
23-04-00	28,3	54,5	Estimado, modelización con datos pluviógrafo CHE
10-05-00	44	29,5	Modelización calibrada, datos pluviógrafo propio
17-05-00	23,7	16,2	Estimado, modelización con datos pluviógrafo propio
10-06-00	95	30,0	Modelización calibrada, datos pluviógrafos propios
22-10-00	27,2	57,5	Modelización calibrada, datos pluviógrafos propios
06-11-00	37,2	37,0	Estimado, modelización con datos pluviógrafos propios
13-11-00	19,9	12,6	Medido, sensor de Serraduy
23-11-00	60,1	47,4	Medido, sensor de Serraduy
05-01-01	43,9	-	Imposible de estimar, por efecto de la NIEVE
02-03-01	47,7	-	Imposible de estimar, por efecto de la NIEVE
03-03-01	56,3	-	Imposible de estimar, por efecto de la NIEVE
04-03-01	74,6	56,0	Medido, sensor de Serraduy
07-03-01	95	49,6	Medido, sensor de Serraduy
30-04-01	91,2	28,9	Medido (Cabecera), y modelizado (Villacarli)
22-05-01	21,6	23,3	Medido, sensor de Serraduy
24-05-01	37,2	26,8	Estimado, modelización con datos pluviógrafos propios
09-07-01	14,3	4,5	Estimado, modelización con datos pluviógrafo propio
04-09-01	11,1	1,5	Estimado, modelización con datos pluviógrafo propio
21-02-02	22,3	-	Imposible de estimar, por efecto de la NIEVE
08-04-02	21,1	20,9	Medido, sensor de Serraduy
11-04-02	17,5	17,3	Medido, sensor de Serraduy

Se observan algunos resultados contradictorios, en que el caudal en Serraduy supera ampliamente al de Capella, y en algún otro caso está muy por debajo (ver Figura 5.2). El primer tipo de caso no tiene explicación física, y se debe ciertamente a la acumulación de errores en el proceso de modelización o medida. El segundo caso se puede explicar por la importancia del aporte de las subcuencas de la parte media e inferior de la cuenca. En cualquier caso, existen varias fuentes de incertidumbre en las estimaciones de Serraduy, como son el error en la distribución temporal de la precipitación en la cuenca (fuera de los objetivos del capítulo 2); la excesiva simplicidad del modelo, que hace difícil considerar un Número de Curva medio y cuya representación de las condiciones antecedentes de humedad resulta pobre (como se vió en el capítulo 3); y finalmente el error de la curva de gastos en la medición de caudales, que ya se apuntó en el capítulo 3.

Finalmente, también quedaron fuera del análisis comparativo algunas crecidas invernales, puesto que el modelo no permite modelizar el efecto de la nieve, y los pluviógrafos tampoco tienen capacidad para una medición adecuada. Por simplificar, en la Tabla 5.3 tampoco se incluyen todas las crecidas inferiores a 20 m³/s, que sí aparecen en la Figura 5.5.

En definitiva se consideraron como representativos de las crecidas del periodo de estudio los siguientes caudales, que corresponden a periodos de retorno de 1,2 a 1,7 años:

- Para el tramo inferior (Capella y Lagüarres): 14, 24, 40, 60 y 90 m³/s;
- Para el tramo superior (Serraduy): 10, 20, 35, 50 y 80 m³/s.

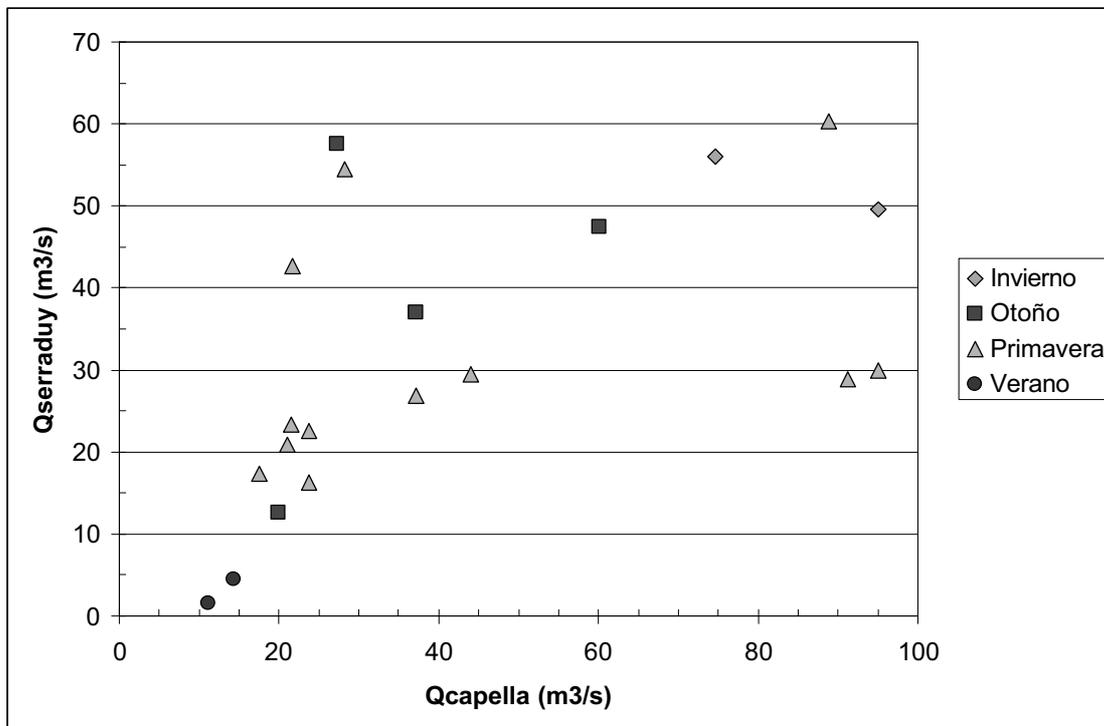


Figura 5.6.- Gráfico comparativo de caudales de crecida estacionales en Capella y Serraduy.

Dichos caudales, junto con un caudal base de $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$, fueron los utilizados para la modelización hidráulica. Pese a no haberse estimado ningún caudal superior a $60 \text{ m}^3/\text{s}$ para Serraduy, se consideró tomar también el de $80 \text{ m}^3/\text{s}$ por la incertidumbre de la estimación del caudal en las cuatro crecidas superiores a $90 \text{ m}^3/\text{s}$ en Capella (ver Figura 5.6).

3.1.2 Caracterización de la resistencia al flujo

La comparativa de fórmulas de resistencia al flujo se hizo en el tramo inferior (Capella y Lagüarres). Como se ha explicado anteriormente, se efectuó una modelización hidráulica bidimensional, con el modelo Hydro2De para cinco caudales de crecida, 14, 24, 40, 60 y $90 \text{ m}^3/\text{s}$. En la Tabla 5.4 y la Tabla 5.5 se recogen los resultados de las diferencias medias en velocidades y calados para el tramo en estudio.

Se observaron en primer lugar resultados muy parecidos entre la fórmula logarítmica completa y la de Aguirre-Pe, lo cual ya se apuntó en el apartado 2. Las diferencias, un 3% de promedio en velocidad y un 5,5 % en calado, estriban en el método de cálculo, puesto que en el modelo hidráulico utilizado, la fórmula logarítmica completa se calculaba internamente en el programa, mientras que para aplicar Aguirre-Pe había que obtener unos calados iniciales y recalcular iterativamente los resultados con los calados calculados a cada paso. Sin embargo, para simplificar sólo se hizo una iteración, lo cual puede explicar las diferencias.

Tabla 5.4.- Diferencia en valores medios de velocidad (m/s), para el tramo inferior del Isábena, comparando diferentes fórmulas de resistencia al flujo.

<i>Velocidad (m/s)</i>	<i>Q= 14 m³/s</i>	<i>Q= 24 m³/s</i>	<i>Q= 40 m³/s</i>	<i>Q= 60 m³/s</i>	<i>Q= 90 m³/s</i>
Valor Medio	0,78±0,52	1,04±0,59	1,19±0,71	1,316±0,81	1,41±0,95
Diferencia FLog-AgPe	-0,01±0,12	-0,02±0,17	-0,03±0,18	-0,03±0,20	-0,04±0,21
Diferencia FLog-Stkl	-0,16±0,20	-0,19±0,25	-0,19±0,27	-0,19±0,28	-0,19±0,30
Diferencia FLog-Ncte	-0,04±0,22	-0,04±0,29	-0,03±0,35	-0,04±0,39	-0,04±0,44

Nota: FLog=Fórmula Logarítmica completa; AgPe=Fórmula de Aguirre-Pe; Stkl=Fórmula de Strickler; Ncte= n de Manning constante (0,04).

La fórmula de Strickler calculó una resistencia al flujo considerablemente menor que la fórmula logarítmica completa, lo cual implica una velocidad un 24% superior, y un calado un 20,5% inferior, como promedio. Esta tendencia ya se pudo apreciar en la Figura 5.4 , y puede deberse a las condiciones experimentales, puesto que fue desarrollada en canales de laboratorio con granulometría uniforme.

Tabla 5.5.- Diferencia en valores medios de calado (m), para el tramo inferior del Isábena, comparando diferentes fórmulas de resistencia al flujo.

<i>Calado (m)</i>	$Q= 14 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q= 24 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q= 40 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q= 60 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q= 90 \text{ m}^3/\text{s}$
Valor Medio	0,31±0,25	0,43±0,30	0,54±0,36	0,61±0,42	0,69±0,49
Diferencia FLog-AgPe	0,01±0,03	0,01±0,03	0,02±0,04	0,02±0,04	0,02±0,04
Diferencia FLog-Stkl	0,05±0,03	0,06±0,04	0,07±0,04	0,07±0,05	0,08±0,06
Diferencia FLog-Ncte	0,01±0,04	-0,00±0,05	-0,01±0,06	-0,01±0,07	-0,01±0,08

Nota: FLog=Fórmula Logarítmica completa; AgPe=Fórmula de Aguirre-Pe; Stkl=Fórmula de Strickler; Ncte= n de Manning constante (0,04).

Finalmente, el escoger una n de Manning constante para todo el tramo ha llevado en este caso a valores medios similares (velocidad un 5% mayor y calado un 1% mayor). Sin embargo, de esta manera no se recoge la variabilidad inherente a las diferentes granulometrías del cauce, y ello ha repercutido en las elevadas desviaciones estándar respecto del método de la fórmula logarítmica completa. Cabe concluir que el aplicar una n de Manning constante puede servir para estudios de tránsito de caudales, pero si el estudio es la caracterización hidráulica detallada, resulta fundamental recoger la variabilidad espacial de la resistencia al flujo, sobre todo en velocidades.

En cuanto a la validación con datos de campo, sólo se disponían de datos para caudales de crecida de 14 y 24 m³/s, y los resultados se recogen en la Figura 5.7 y la Figura 5.8. Desgraciadamente, debido a la dificultad de toma de datos de campo, sólo se tienen entre 5 y 8 repeticiones a la hora de promediar estos errores.

No se pueden confirmar claramente las tendencias apuntadas anteriormente en cuanto a la comparación de fórmulas, seguramente debido al bajo número de repeticiones y a los errores de medida. Se observa que la fórmula logarítmica completa y la fórmula de Aguirre-Pe son las que presentaron una menor desviación típica del error. Cabe recordar que error de medida en campo de la lámina de agua fue de ±1 m. En todos los casos se dió un cierto error por exceso, es decir que las fórmulas sobrevaloraron la resistencia al flujo. La fórmula de Strickler dió en general el valor más bajo de resistencia al flujo (Figura 5.4), lo cual en este caso le llevaría a un menor error, pero ello no quedó claro en la validación.

Dichas tendencias no quedaron tan claras en cuanto a la velocidad, pero la validez de estos datos es menor, ya que el error de medida es menor en los datos de lámina de agua .

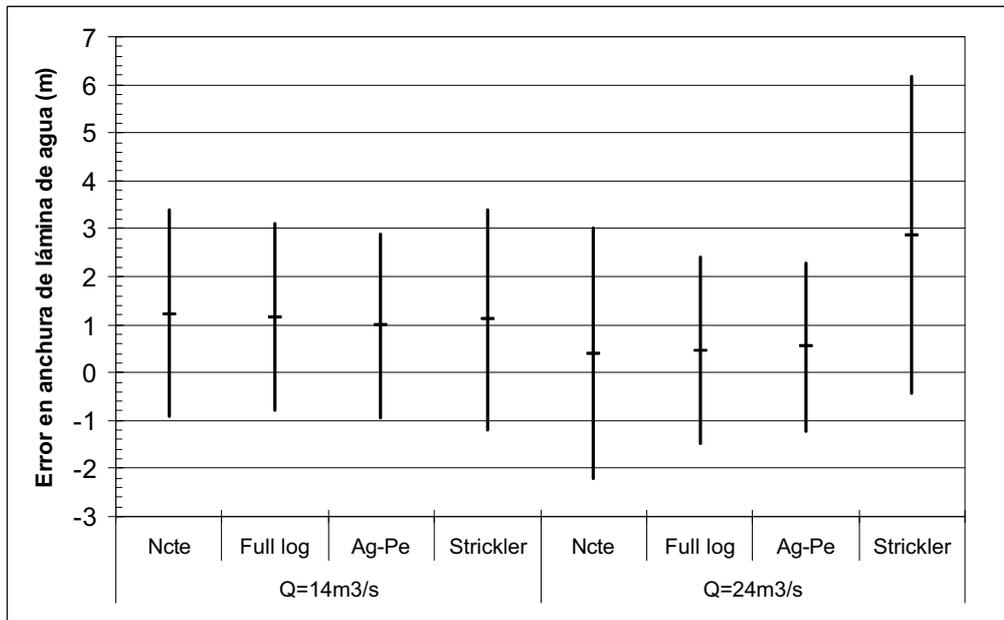


Figura 5.7.- Error medio (\pm desviación típica) en la estimación de la anchura de lámina de agua (m), en el tramo de Capella y Lagüarres, para caudales de crecida de 14 y 24 m³/s.

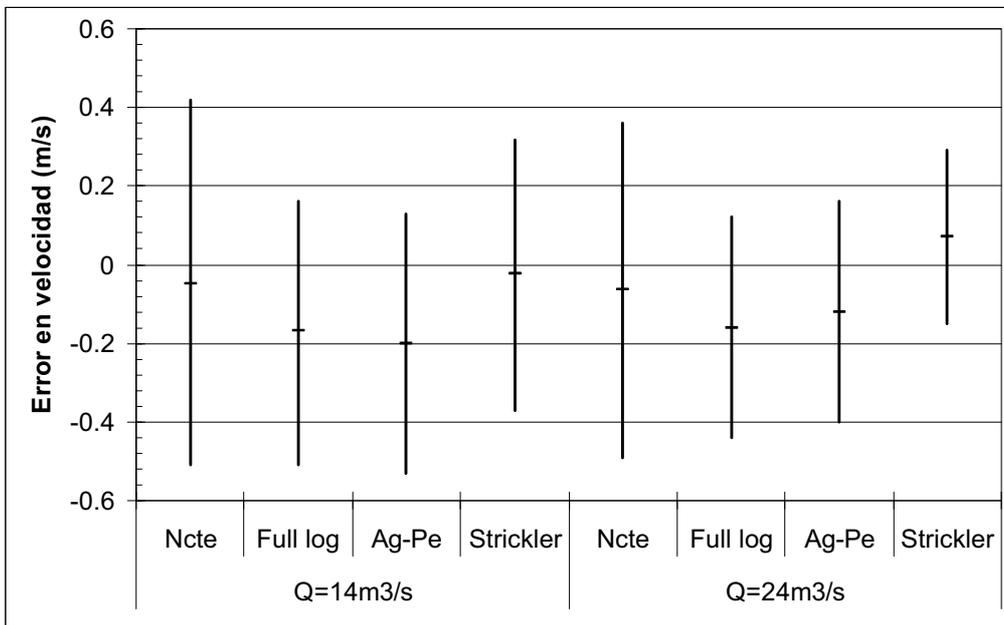


Figura 5.8.- Error medio (\pm desviación típica) en la estimación de la velocidad (m/s), en el tramo de Capella y Lagüarres, para caudales de crecida de 14 y 24 m³/s.

En definitiva, a la vista de los resultados se decidió aplicar la fórmula logarítmica completa, haciendo la suposición $Z_0=2,5 \cdot D_{50}$, ya comentada en el apartado 2, que hace que se comporte como la fórmula de Aguirre-Pe. Se prefirió aquella a ésta por la mayor simplicidad de su implementación en el modelo hidráulico bidimensional utilizado. La fórmula de Strickler, pese al buen comportamiento en la validación, se descartó por la incertidumbre de su comportamiento para caudales mayores, puesto que no incluye el calado en su formulación.

3.1.3 Modelización hidráulica

En el Anexo 1 figuran los resultados de la comparación entre la modelización bi- y unidimensional, para el tramo de Capella. La modelización hidráulica bidimensional (Hydro2de) se reveló como más adecuada que la modelización unidimensional (HEC-RAS), debido al problema de ésta última para una correcta interpretación de los brazos secundarios del río. Además, se vió que las secuencias de pozas y rápidos quedaba mejor representadas en modelización bidimensional. También la representación detallada de la granulometría y por tanto de la resistencia al flujo sólo fue posible en la modelización bidimensional, en la que a cada celda se le asignaron sus parámetros físicos y se obtuvieron sus parámetros hidráulicos. En cambio, en la modelización unidimensional se promedian los parámetros en cada perfil, y aunque se trabajó con perfiles cada 15 m, la modelización hidráulica resultante fue peor que la obtenida con el modelo bidimensional.

Se optó por tanto por utilizar el modelo Hydro2de para modelizar los tres tramos en estudio, para los diferentes caudales. En la Figura 5.9 se da un ejemplo, concretamente el resultado de calados para un caudal de $35 \text{ m}^3/\text{s}$ en el tramo de Serraduy.

Los resultados de los principales parámetros hidráulicos, para los diferentes caudales estudiados, y promediados arealmente para los tres tramos de estudio, figuran en la Tabla 5.6. Se trata de medias de los valores de los píxeles de las imágenes de salida del modelo hidráulico.

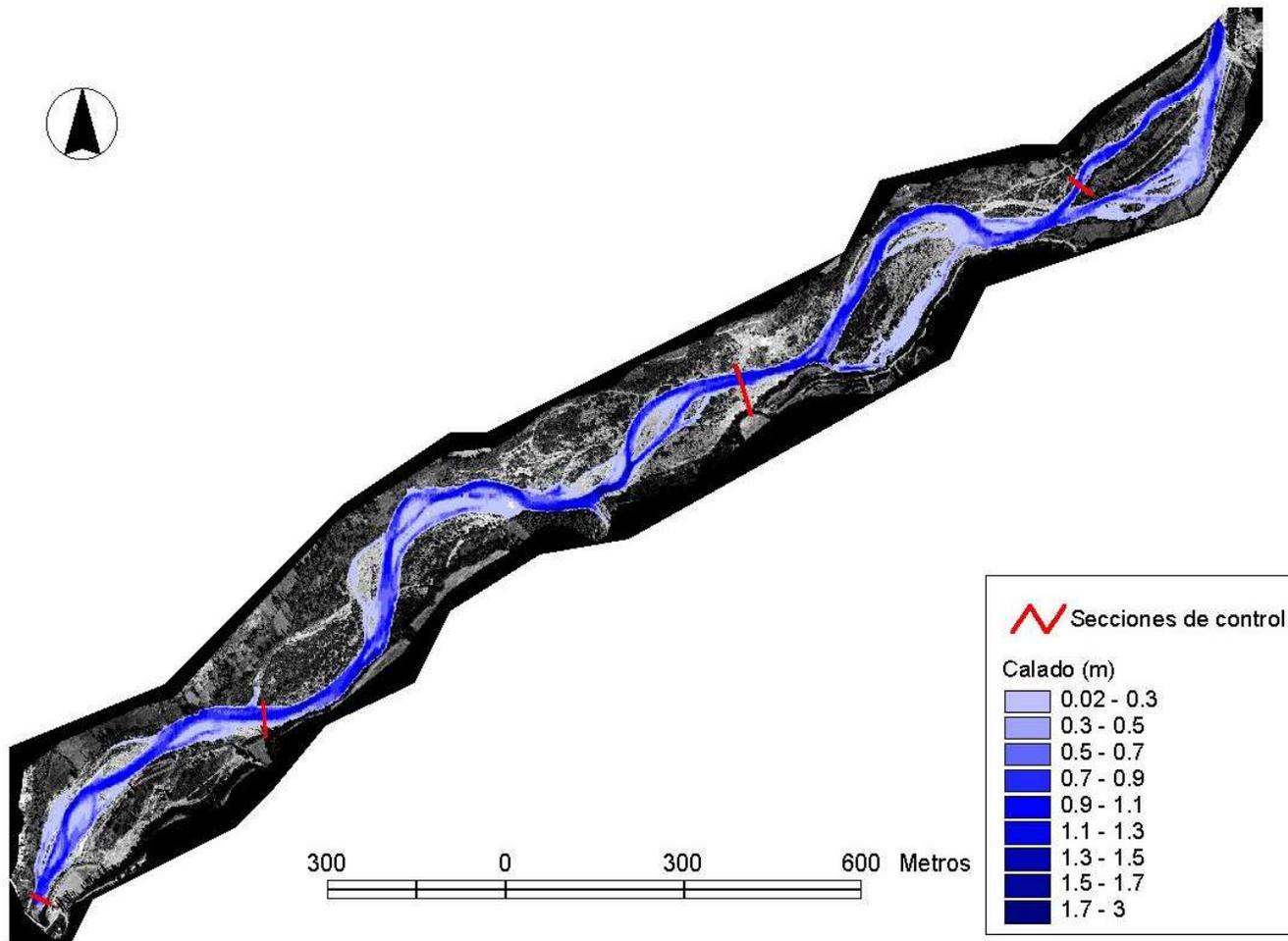


Figura 5.9.- Cartografía de calados (m) correspondientes a una crecida de 35 m³/s, en el tramo de Serraduy.

Tabla 5.6.- Resumen de anchuras de lámina de agua, velocidades, calados y n° Froude para los tres tramos y seis caudales estudiados, promediados arealmente.

Tramo	Caudal(m ³ /s)	Anchura lámina agua(m)	Velocidad(m/s)		Calado (m)		N° Froude	
			Media	Desv.est.	Medio	Desv.est.	Medio	Desv.est.
Capella	0,6	18,1	0,27	0,21	0,12	0,11	0,26	0,23
	14	37,8	0,78	0,51	0,31	0,25	0,48	0,10
	24	42,4	1,04	0,59	0,43	0,30	0,52	0,31
	40	50,1	1,19	0,71	0,54	0,36	0,55	0,33
	60	58,1	1,31	0,81	0,61	0,42	0,56	0,33
	90	68,9	1,41	0,95	0,69	0,49	0,55	0,36
Lagüarres	0,6	16,7	0,25	0,15	0,15	0,09	0,22	0,14
	14	35,2	0,86	0,44	0,40	0,25	0,45	0,22
	24	41,2	1,03	0,54	0,47	0,31	0,49	0,25
	40	50,9	1,19	0,66	0,55	0,37	0,53	0,27
	60	58,5	1,32	0,75	0,62	0,43	0,55	0,30
	90	71,7	1,41	1,02	0,68	0,51	0,56	0,37
Serraduy	0,6	18,1	0,18	0,11	0,15	0,10	0,16	0,09
	10	36,1	0,55	0,36	0,37	0,24	0,28	0,14
	20	43,5	0,70	0,46	0,46	0,31	0,32	0,16
	35	51,6	0,85	0,56	0,56	0,38	0,35	0,17
	50	60,5	0,92	0,64	0,60	0,44	0,36	0,18
	80	77,5	0,99	0,76	0,66	0,52	0,37	0,20

En cuanto a la anchura promedio de la lámina de agua, cabe destacar que el tramo de Serraduy fue el de menor calado medio, o sea el de más anchura, ya que para caudales inferiores alcanzó anchuras mayores de lámina de agua. El tramo de Lagüarres fue más estrecho que el de Capella para caudales menores de 60 m³/s.

Como consecuencia de lo anterior, las velocidades promedio y los números de Froude resultaron sensiblemente más bajos en Serraduy (aunque los caudales fueron ligeramente inferiores), lo cual no era esperable *a priori*, puesto que la pendiente es superior. Los números de Froude promedios correspondieron a régimen subcrítico en todos los casos, aunque si se observan espacialmente los resultados, hay numerosos puntos en que se alcanzó régimen supercrítico, localizados en zonas locales de rápidos.

También es de destacar que el caudal de canal lleno, entendido como tal el caudal que alcanza el límite inferior de la vegetación perenne, sería aproximadamente 90 m³/s, y

correspondió a un calado medio que no llega a 70 cm, para una anchura promedio de 70 m. En cambio, en periodo estival, el caudal mínimo de $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$ supuso anchuras de agua de 17 m, y calados medios de menos de 15 cm.

En el Anexo2 figuran los calados, representados en perfil longitudinal, para los tres tramos de estudio, y dos caudales de crecida, $14 \text{ m}^3/\text{s}$ y $90 \text{ m}^3/\text{s}$. En ellos se observa la alternancia de zonas de rápidos (de poco calado) y pozas, característicos de ríos de gravas de montaña. A partir de la modelización hidráulica se contabilizaron 27, 23 y 23 pozas para los tramos de Capella, Lagüarres y Serraduy, lo cual supone una poza por cada 117, 206 y 157 metros, respectivamente. Considerando las anchuras de canal medias de la Tabla 5.6, para los tramos de Capella, Lagüarres y Serraduy la separación entre pozas es respectivamente de 2,0, 3,5 y 2,6 veces la anchura de canal. Dichos valores están un poco por debajo del rango de 5 a 7 que caracteriza los ríos de gravas de rápidos y pozas según Montgomery y Buffington (1997), y se sitúa en el rango de 1 a 4 que caracteriza los ríos de cantos y bolos. Sin embargo, el D_{50} medio calculado para los tramos de Laguarres y Serraduy los sitúa al límite (64 mm) entre su clasificación como lecho de gravas o bien de cantos. En cualquier caso el cálculo es muy sensible a la anchura de caudal que se tome. En este caso se optó por tomar la correspondiente a un caudal de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, que corresponde a un periodo de retorno de 1,5 años.

Este tipo de datos hidráulicos, conocidos espacialmente a una resolución de $1,5 \times 1,5 \text{ m}$, resultan de gran utilidad para cualquier estudio del cauce, como por ejemplo de hábitat fluvial, como los realizados en ríos similares en Nueva Zelanda (Duncan y Hicks, 2001) con el mismo modelo hidráulico.

En la Tabla 5.7 figuran los errores obtenidos en el proceso de validación con medidas de campo. Estos datos, debido a los problemas de medida antes comentados, deben considerarse como aproximativos. En cuanto a los datos de calado, los de mayor fiabilidad, considerando que el error de medida era de 1m y que la modelización se hizo a resolución espacial de 1,5m, pueden considerarse satisfactorias las medias de poco más de 2m. Connell *et al.* (2001) en un estudio hidráulico con el modelo Hydro2de en un río trenzado de gravas de Nueva Zelanda, también encontraron errores del orden de magnitud de las medidas topográficas, aunque en ese caso eran de calados.

Tabla 5.7.- Errores estimados en velocidades y anchura de lámina de agua con la validación de la modelización hidráulica con medidas de campo.

	$10 \text{ o } 14 \text{ m}^3/\text{s}$		$20 \text{ o } 24 \text{ m}^3/\text{s}$		$35 \text{ m}^3/\text{s}$	
	V (m/s)	A (m)	V (m/s)	A (m)	V (m/s)	A (m)
Serraduy	$-0,57 \pm 0,29$	$2,35 \pm 1,84$	$0,23 \pm 0,87$	$3,00 \pm 2,78$	$-0,56 \pm 0,39$	$3,07 \pm 3,97$
Capella+Lag.	$-0,19 \pm 0,32$	$2,43 \pm 3,20$	$-0,01 \pm 0,37$	$2,04 \pm 3,47$	-	-

Nota: V=velocidad, A=anchura de la lámina de agua.

Sin embargo, la tendencia a una sobreestimación en la anchura (y por tanto calado), y por tanto una infraestimación de velocidad es una tendencia que se confirmó con la experiencia personal de campo, contrastando las imágenes espaciales obtenidas de la modelización bidimensional. A la vista de la distribución espacial de los resultados, y en base a experiencia y observación personales, se han planteado dos fuentes de incertidumbre principales. Por una parte, el modelo digital de elevaciones, basado en una malla topográfica de 3x3 m, ha resultado poco definido en tramos de cambios topográficos laterales abruptos. En esos casos hubiera sido necesario una restitución de las altitudes de las roturas de pendiente de los márgenes laterales. La influencia de errores en el modelo digital de elevaciones ya ha sido destacada en otros estudios (Connell *et al.*, 2001). Por otra parte, la sobreestimación de calados en zonas sin rupturas de pendiente apreciable hace pensar, como se ha apuntado antes, en una sobreestimación de la resistencia al flujo, producida seguramente por efecto de los finos tanto en suspensión como mezclados en la matriz de gravas y cantos, y que proceden de las zonas de *badlands* de margas presentes en toda la cuenca.

3.2 Caracterización de la estabilidad del cauce frente a crecidas

3.2.1 Estudio de campo de procesos de erosión/sedimentación

Los principales cambios acontecidos en las secciones de estudio se resumen en la Tabla 5.8, para tramo medio del Isábena, y en la Tabla 5.9 para el tramo inferior, y ordenados de aguas arriba a aguas abajo (S1 y L1 son las salidas respectivas de los tramos en estudio).

Se observó estabilidad en el tramo de Serraduy (ver como ejemplo la Figura 5.10).

En cambio, se apuntó un predominio de la incisión en el tramo inferior (Capella, L1 a L5), no tanto del nivel base como por erosión de las barras más bajas, lo cual se podría relacionar con el efecto de la extracción de áridos en algunas zonas de este tramo (especialmente en el tramo de Lagüarres, entre L10 y L9).

Tabla 5.8.- Resumen de procesos en las secciones de control del tramo de Serraduy.

<i>Sección</i>	<i>Proceso</i>	<i>Observaciones</i>
S4	Ensanchamiento	Erosión lateral de márgenes (ensanchamiento) sin incisión del canal principal
S3	Inapreciable	
S2	Inapreciable	Ligero desplazamiento del canal principal
S1	Inapreciable	Lecho de roca madre

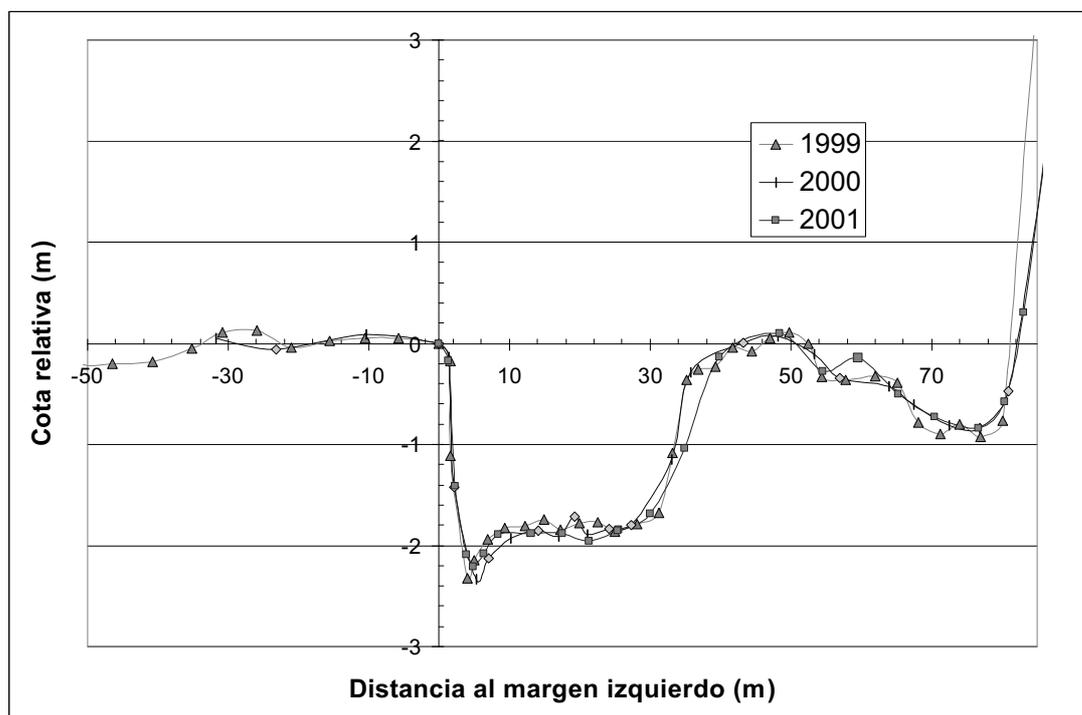


Figura 5.10.- Evolución anual de la sección transversal S-3, en el tramo de Serraduy, desde septiembre de 1999 hasta septiembre de 2001.

Tabla 5.9- Resumen de procesos en las secciones de control del tramo de Capella y Lagüarres.

Sección	Proceso	Observaciones
L11	Incisión	Ligera incisión a lo ancho del canal principal.
L10	Inapreciable	Fondo del canal principal sobre roca madre. Cierta erosión del talud de la barra del margen derecho.
L9	Inapreciable	Fondo del canal principal sobre roca madre. Cierta sedimentación en la barra lateral izquierda.
L8	Incisión	Nivel base estable. Incisión en las barras laterales.
L7	Incisión	Incisión en el canal principal y oscilación en la barra más activa.
L6	Incisión/sedimentación	Incisión del canal secundario y cierta sedimentación en el canal principal.
L5	Inapreciable	Socavación de los pilares del puente.
L4	Incisión	Ligera incisión en el canal, roca madre casi visible.
L3	Incisión/sedimentación	Variación de forma del perfil (talud lateral, barra central)
L2	Incisión	Incisión de la barra más activa, pero no del nivel base.
L1	Incisión	Ligera incisión en el canal.

En cualquier caso, el descalzamiento de pilares de puente observados (Figura 5.13) permite asegurar la existencia histórica de un proceso de incisión del cauce.

En la Figura 5.11 se aprecian las variaciones morfológicas en la sección L-6 del tramo de Lagüarres, que consta de dos brazos en aguas bajas. Puesto que sólo se realizaron perfiles topográficos durante un periodo de 2 años, las conclusiones en cuanto a procesos de incisión o sedimentación deben tomarse necesariamente como tendencias observadas. Para tener una mayor certeza de las mismas habría que prolongar el estudio con medidas topográficas durante un periodo de tiempo más dilatado.

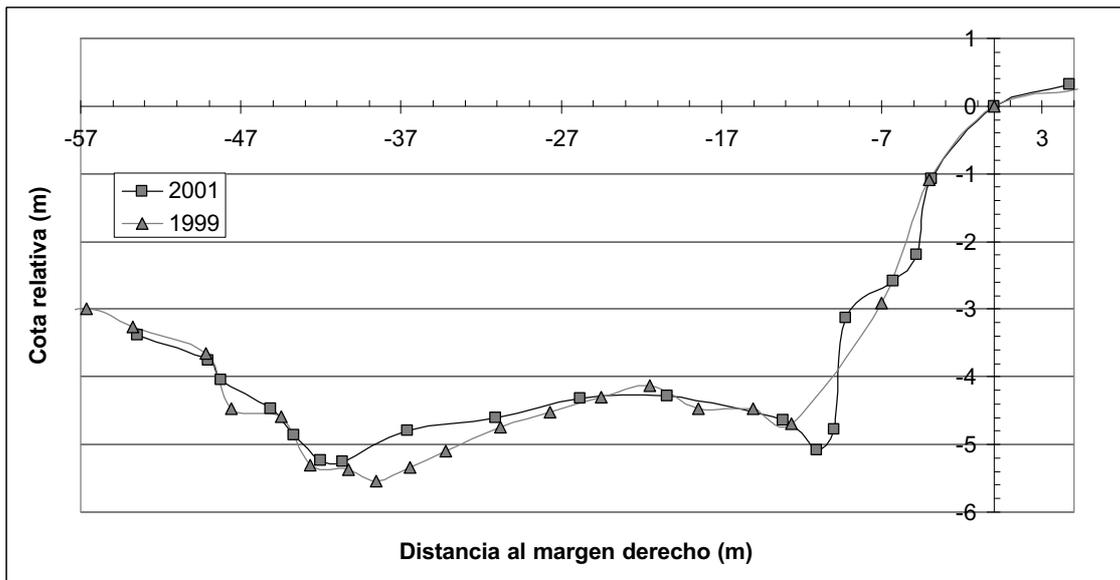


Figura 5.11.- Evolución anual de la sección transversal L-6, en el tramo de Lagüarres, desde septiembre de 1999 hasta septiembre de 2001.

3.2.2 Modelización de zonas de remoción de material del cauce

A partir de la modelización hidráulica de crecidas del apartado 4.1, la Tabla 5.10 sintetiza los datos medios de esfuerzo cortante, para los diferentes caudales y tramos. Se ha calculado, mediante la ecuación 5.2 y conocido el D_{50} medio de cada tramo, el diámetro máximo que como promedio se pone en movimiento para cada caudal. Esto es únicamente una estimación media, puesto que la alta variabilidad espacial (obsérvese la alta desviación típica de la τ_{corte}) hace que localmente se pueda poner en movimiento material más fino o más grueso.

García y Batalla (2000) demostraron la importancia de utilizar sólo velocidades dentro de la capa logarítmica en un cauce de gravas del río Segre (Pirineos), puesto que si no se sobreestimaba dicho valor. Sin embargo, en este caso al partir de una velocidad integrada en profundidad, no existe dicha posibilidad, y por tanto el modelo utiliza la fórmula del producto de calado y pendiente para el cálculo de τ_{corte} .

Destaca la gran diferencia entre tramos, que se incrementa al incrementarse el caudal, en cuanto al diámetro medio máximo del material que se pone en movimiento. Las diferencias se deben tanto a las características del flujo como a las del sedimento. Así, pese a darse esfuerzos cortantes mayores en Capella y Lagüarres, en Capella se ha calculado una

movilización de materiales mayores para caudales menores, puesto que se localizan en una matriz de gravas más finas (D_{50} menor). Es destacable que para Lagüarres ni siquiera para las mayores crecidas registradas en el periodo de estudio se ha llegado a movilizar el tamaño D_{50} como promedio, mientras el tramo inmediatamente aguas abajo esto sucede para caudales a partir de algo menos de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, que se produjeron más de tres veces al año.

En cambio, en el tramo de Serraduy, pese a ser donde se dieron las tensiones de corte mayores, al ser también el tramo de granulometría más gruesa, se necesitan mayores caudales para movilizar los mismos tamaños que en Capella. Para los caudales máximos registrados en el periodo tampoco se ha llegado a movilizar el D_{50} como promedio, aunque la elevada variabilidad espacial del esfuerzo cortante hace suponer que sí sucedió puntualmente.

Tabla 5.10.- Resumen de τ_{corte} promediada arealmente para cada tramo y cada caudal en estudio, así como el diámetro máximo promedio del material que se pone en movimiento.

Tramo	$Q \text{ (m}^3/\text{s)}$	$\tau_{\text{corte}} \text{ (N/m}^2)$	$D_{\text{inicio mov.}} \text{ (mm)}$
Capella ($D_{50}=32,6\text{mm}$)	0,6	$6,8 \pm 9,4$	<0,1
	14	$24,7 \pm 30,3$	0,5
	24	$31,3 \pm 39,3$	2,9
	40	$37,9 \pm 51,4$	13,1
	60	$44,0 \pm 64,2$	42,2
	90	$50,2 \pm 79,4$	117,9
Lagüarres ($D_{50}=61,7\text{mm}$)	0,6	$9,5 \pm 12,2$	<0,1
	14	$31,8 \pm 30,8$	<0,1
	24	$38,7 \pm 37,5$	0,2
	40	$45,2 \pm 44,1$	0,7
	60	$51,1 \pm 54,5$	1,7
	90	$57,2 \pm 62,1$	4,2
Serraduy ($D_{50}=75,2\text{mm}$)	0,6	$20,0 \pm 22,2$	<0,1
	10	$50,7 \pm 45,4$	0,4
	20	$63,6 \pm 55,8$	2,5
	35	$77,1 \pm 67,2$	11,3
	50	$83,3 \pm 76,5$	20,7
	80	$90,3 \pm 89,5$	38,6

Batalla y Martín-Vide (2001) citan un valor mínimo de 25 a 30 N/m^2 , para el inicio de movimiento generalizado de un lecho de gravas finas pobremente clasificado ($D_{50}= 2,2$

mm, $G=2,7$), en la riera mediterránea de Arbúcies. Dichas estimaciones están dentro del rango de magnitud de τ_{corte} calculadas por el modelo en la Tabla 5.10.

En el Anexo 3 figuran los resultados de zonas de inicio de movimiento para los tres tramos, y caudales de 14 y 90 m³/s. Dichas zonas se han derivado por comparación de la tensión cortante, con la tensión crítica de inicio de movimiento, resultando lo siguiente:

- Para el tramo de Capella, de 32 mm de D_{50} , se ha apreciado un inicio de movimiento de las fracciones finas y medias para un caudal de 14 m³/s, y un inicio de movimiento de prácticamente todo el lecho y todas las granulometrías para 90 m³/s.
- Para los tramos de Lagüarres y Serraduy, con un D_{50} medio respectivo de 62 y 75 mm, para 14 m³/s no se ha apreciado inicio de movimiento destacable, y para 90 m³/s se ha producido inicio de movimiento de todas las fracciones pero sólo en algunas barras.

A modo de ejemplo, en la Figura 5.12 se muestra el resultado para el tramo de Capella y un caudal de crecida 14 m³/s.

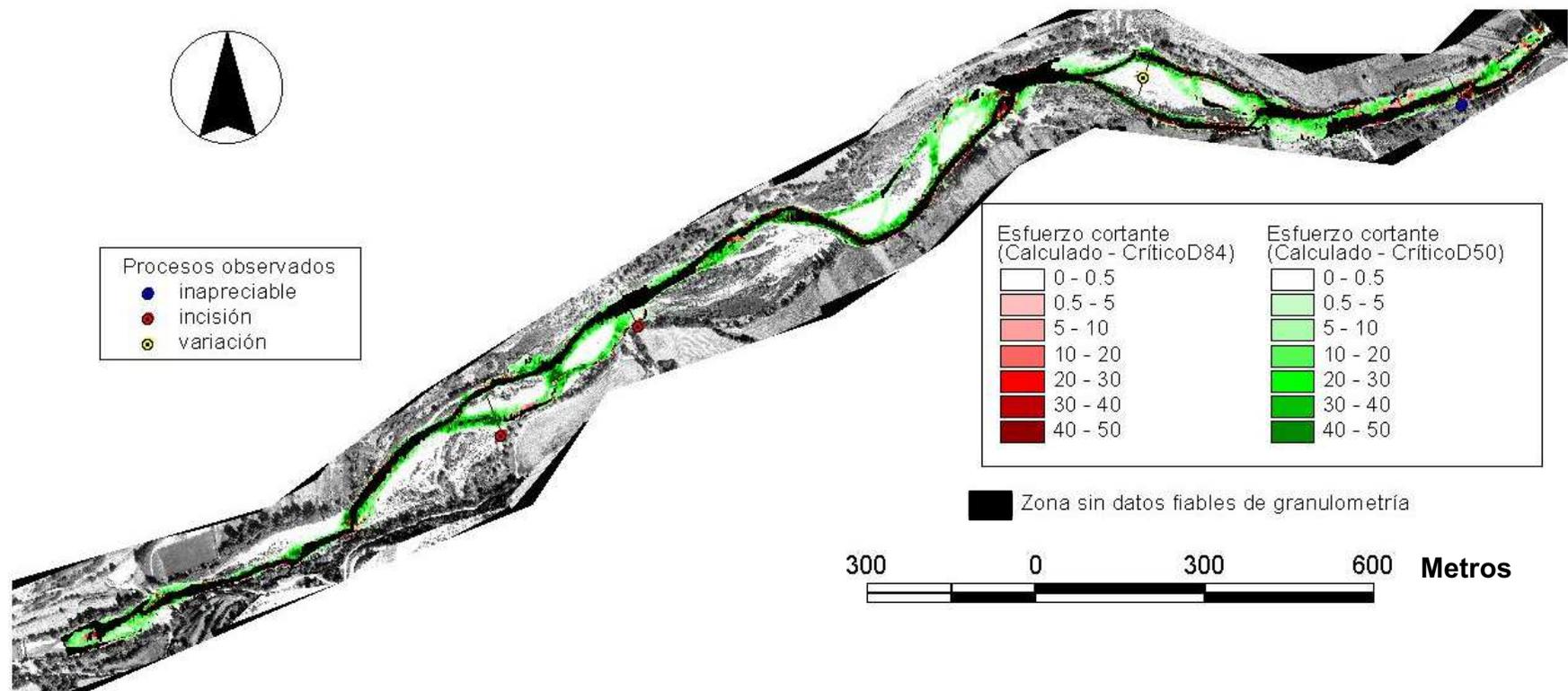


Figura 5.12.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Capella.

A diferencia del resto de tramos, para este caudal de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, que es uno de los más bajos registrados en crecidas, se produce en el tramo de Capella un inicio de movimiento de las fracciones medias y finas del material del lecho (tonos verdes), aunque para que se produzca un inicio de movimiento de todas las fracciones el caudal ha de ser mayor. Aparecen marcados con punto rojo los perfiles en que se ha medido incisión en el periodo de estudio.

Estas afirmaciones concuerdan con las observaciones de campo antes mencionadas. El inicio de movimiento se dio más a menudo y para materiales más finos en el tramo de Capella, que precisamente es en el que se registraron más claramente procesos de incisión. En el tramo inmediatamente superior, Lagüarres, la extracción de áridos (ver localización en el Anexo 3, Figura A5.9) puede ser la causa de la presencia de granulometrías mayores, de manera que se pusieron en movimiento más difícilmente. La mayor frecuencia del inicio de movimiento en Capella y la escasez de aporte de material de gravas proveniente de aguas arriba puede ser causa de los procesos de incisión apuntados. Como ejemplo ilustrativo, la Figura 5.13 muestra el descalzamiento de pilares en el puente de la sección L5, que separa los tramos de Lagüarres y Capella. Dicho puente data de los años 60.

En cuanto al tramo de Serraduy, se produjo un cierto inicio de movimiento, pero únicamente para crecidas importantes. Probablemente el lecho en este tramo está en equilibrio, lo concuerda con las mediciones de campo, y se podría relacionar con la escasez de extracción de áridos aguas arriba del tramo.



Figura 5.13.- Detalle de descalzamiento del pilar del puente ubicado junto a la sección L5. Dicho puente separa los tramos de Lagüarres y Capella.

4 Conclusiones

Las principales conclusiones del presente capítulo son:

- Durante el periodo de estudio, dos veces al año se han producido crecidas superiores a $90 \text{ m}^3/\text{s}$, las principales encargadas de modelar morfológicamente el cauce. Dichas crecidas acontecieron en invierno y primavera.
- Se han definido espacialmente, a una resolución de $1,5 \times 1,5 \text{ m}$, las variables calado, velocidad, número de Froude y esfuerzo cortante en el lecho, para los rangos de caudales de 1, 14, 24, 40, 60 y $90 \text{ m}^3/\text{s}$. Los errores promedio en la anchura de la lámina de agua son de 2,4 m, para anchuras que no superan los 80 m.
- El tramo de Capella, en la parte baja del Isábena, presenta procesos de incisión por movilización frecuente del material del lecho, junto con la falta de aportes de aguas arriba, debido a la extracción de áridos y lavado de gravas finas, que ha hecho que en el tramo inmediatamente aguas arriba (Lagüarres), la granulometría como promedio sea el doble de gruesa.
- El tramo de Serraduy, en la parte media, se encuentra en equilibrio, con movilización ocasional de material, que aparentemente se ve compensada con aportes provenientes de aguas arriba.

Desde el punto de vista metodológico también cabe destacar:

- La existencia de errores en el modelo digital de elevaciones, y que afectan a los resultados de la modelización hidráulica. La restitución de las cotas de las rupturas de pendiente laterales (márgenes y taludes) se apunta como una sustancial mejora.
- La sensible sobrevaloración de la resistencia al flujo en base a diferentes fórmulas, debido a la presencia de finos en la matriz de gravas.
- La mejor adecuación de la modelización hidráulica bidimensional (modelo Hydro2de) frente a la unidimensional (HEC-RAS) para ríos trenzados de gravas, debido a la mejor representación en el primero tanto del tránsito de caudales en brazos secundarios, como de la variabilidad espacial de la granulometría (y por tanto la resistencia al flujo).

Finalmente, el uso combinado de modelización hidráulica bidimensional, junto con una caracterización detallada de la granulometría del cauce, son nuevas y potentes herramientas al servicio de la gestión fluvial, y que deben ser la base de cualquier estudio del cauce: estudios de hábitat, inundabilidad, transporte de sedimento, permisos de extracción de áridos, etc.

5 Bibliografía

- AGUIRRE-PE, J., FUENTES, R., 1990. Resistance to flow in steep rough streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116 (11): 1374- 1386.
- ANDREWS, E.D., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1225- 1231.
- ASCE, 1963. Friction factors in open channels (Task Force Report). *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Hydraulic Division*, 89 (HY2): 97-143.
- ARCEMENT, G.J., SCHNEIDER, V.R., 1989. *Guide for selecting Manning's Roughness Coefficients for natural channels and flood plains*. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2339. United States Government Printing Office.
- BARNES, H.H., 1967. *Roughness characteristics of natural channels*. Water Supply Paper 1849, US Geological Survey, Washington DC.
- BATALLA, R.J., SALA, M., 1994. Análisis del movimiento de sedimento en un río de arenas y gravas finas: implicaciones técnicas y metodológicas. *Perfiles actuales de la geografía cuantitativa en España*: 49-59.
- BATALLA, R.J., SALA, M., 1997. Estimaciones hidrológicas y de movimiento de sedimento en la crecida del 7 de agosto de 1996 en la cuenca del Barranco de Arás (Pirineo aragonés). *Acta Geológica Hispánica*, 30(4): 51-59.
- BATES, P.D., DE ROO, A.P.J., 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236: 54-77.
- BATHURST, J., 1978. Flow resistance of large-scale roughness. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, J. Hydraulics Div.*, 104(HY12): 1587-1603.
- BATHURST, J., 1982. Theoretical aspects of flow resistance. En *Gravel-Bed Rivers*, R.D. Hey *et al.* (eds.), John Wiley and Sons Ltd., Chichester, UK. 83-105.
- BATHURST, J., 1985. Flow resistance estimation in mountain rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(4): 625-643.
- BATHURST, J.C., 1987. Critical conditions for bed material movement in steep, boulder-bed streams. En: *Erosion and sedimentation in the Pacific Rim*. IAHS Publication n° 165, Institute of Hydrology, Wallingford: 309- 318.
- BEFFA, C., CONNELL, R., 2001. Two-dimensional flood plain flow. I: Model description. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(5): 397- 405.
- BRUFAU, P., GARCÍA-NAVARRO, P., 1998. Two-dimensional dam break flow simulation. *International Journal for numerical methods in fluids*, 33: 35-57.
- BRUFAU, P., 2000. *Simulación bidimensional de flujos hidrodinámicos transitorios en geometrías irregulares*. Tesis Doctoral. Área de Mecánica de Fluidos, Universidad de Zaragoza.

- CHOW, V.T., 1959. *Open-channel hydraulics*. Ed. McGraw-Hill, New York.
- CHOW, V.T. , 1994. *Hidráulica de canales abiertos*. Ed. McGraw-Hill. Santa Fe de Bogotá, Colombia.
- CONNELL, R., PAINTER, D., BEFFA, C., 2001. Two-dimensional flood plain flow. II: Model validation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(5): 406- 415.
- DANISH HYDRAULICS INSTITUTE (DHI), 1999. *MIKE11*. Horsholm, Dinamarca.
- DUNCAN, M., HICKS, M., 2001. *2D habitat modelling for the Rangitata River*. NIWA Project Report ENC01513.
- FERRO, V., GIORDANO, G., 1991. Experimental study of flow resistance in gravel-bed rivers. *Journal Hydraulic Engineering*, 117 (10): 1239- 1246.
- GALLAND, J.C., GOUTAL, N., HERVOUET, J.M., 1991. TELEMAR- a new numerical-model for solving shallow-water equations. *Advances in Water Resources*, 14 (3): 138- 148.
- GRIFFITHS, G.A., 1981. Flow resistance in coarse gravel bed rivers. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, J.Hydraulics Div.*, 107(HY7): 899-918.
- HEC, 2001a. *HEC-RAS, River Analysis System. User's Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- HEC, 2001b. *HEC-RAS, River Analysis System. Hydraulic Reference Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- HORRITT, M., BATES, P., 2002. Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation. *Journal of Hydrology*, 268: 87-99.
- IKEDA, S., PARKER, G., 1989. *River meandering*. American Geophysical Union, Water Resources Monograph, 12. A.G.U.
- KIDNER, D., DOREY, M., SMITH, D., 1999. *What's the point? Interpolation and extrapolation with a regular grid DEM*. Web www.ai-geostats.org/papers/_papers/0000002b.htm [consultada enero 2003].
- KNIGHT, D., 2002. River flood hydraulics. En *Advanced Course on River Basin modelling*. Birmingham, 7-18 Oct. 2002. Universidad de Birmingham.
- KNIGHT, D.W., SHIONO, K., 1996. River channel and floodplain hydraulics. En *Floodplain Processes*. John Wiley and Sons. Chichester.
- KOMAR, P.D., SHIH, S.M., 1992. Equal mobility versus changing bedload grain sizes in gravel bed streams. En: BILLI, P., HEY, R.D., THORNE, C.R., TACCONI, P. (eds.). *Dynamics of gravel-bed rivers*. Wiley and Sons: 73-93.
- LAU, Y.L., 1983. Suspended sediment effect on flow resistance. *Proceedings American Society of Civil Engineers, J.Hydraulic Eng.*, 109(5): 757-763.
- LÓPEZ, R., 2002. Cálculo de la resistencia al flujo en cauces de montaña. *Revista Foresta*, 3(17): 36- 43.
- MONTGOMERY, DR, BUFFINGTON, JM, 1997. Channel Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 596-611.

PAINTAL, A.S., 1971. Concept of critical shear stress in loose boundary open channels. *Journal of Hydraulic Research*, 9(1): 91- 113.

REID, M.E., LaHUSEN, R.G., IVERSON, R.M., 1997. Debris-flow initiation experiments with diverse hydrologic triggers. En: CHEN, C.L. (ed) *Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. American Society of Civil Engineers, 1-11.

SIMONS, D.B, y SENTÜRK, R., 1977. *Sediment Transport Technology*. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, 807 pp.

SHIONO, K., MUTO, Y., 1998. Complex flow mechanisms in compound meandering channels with overbank flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 376: 221- 261.

SHIELDS, A., 1936. *Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik un Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung*. Report 26, Mitteil. Preuss. Versuchsant. Wasserbau und Schiffsbau, Berlin, 24pp.

SMART, G., 1999. Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel-bed rivers. *Journal Hydraulic Engineering*, 125 (2): 106- 116.

SMART, G., DUNCAN, M., WALSH, J., 2002. Relatively rough flow resistance equations. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128 (6): 568- 578.

STRICKLER, A., 1923. *Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und Geschlossene Leitungen*. Mitteil.16, Eidgen. Amtes für Wasserwirtschaft, Berna, Suiza.

UNIVERSIDAD DE WASHINGTON, 2002. *Initiation of Motion*. Web <http://courses.washington.edu/hydclass/Cive474/Moreshields.pdf> y web <http://courses.washington.edu/hydclass/Cive474/motion.pdf> [enero 2003]

VAN RIJN, L.C., 1989. *Handbook on Sediment Transport by Current and Waves*. Delft Hydraulics, Report H461: 12.1-12.27.

WHITING, P.J., DIETRICH, W.E., 1989. The roughness of alluvial surfaces, an experimental examination of the influence of size heterogeneity and natural packing. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 70(4): 212- 225.

WIBERG, P.L., SMITH, J.D., 1987. Calculations of the critical shear stress for motion of uniform and heterogeneous sediments. *Water Resources Research*, 23 (8): 1471- 1480.

ANEXO 1: COMPARACIÓN DE MODELIZACIÓN BIDIMENSIONAL (HYDRO2DE) Y UNIDIMENSIONAL (HEC-RAS)

A continuación se detalla gráficamente la comparación entre el modelo Hydro2de y el modelo HEC-RAS, aplicados para el tramo de Capella, con caudales de 14, 24, 40, 60 y 90 m³/s.

La Figura A5.1 y la Figura A5.2 muestran comparativamente los resultados en cuanto a extensión de agua para los dos modelos y todos los caudales de estudio. Se observa (Figura A5.1) que el modelo unidimensional no interpreta bien el tránsito de caudal en diferentes brazos, ya que para caudales bajos en algunos brazos el caudal queda interrumpido, apareciendo 'manchas' correspondientes a diferentes caudales. Además, en las secciones transversales se observa como supone una cota de lámina de agua constante en cada sección, y ello supone 'inundar' el brazo de río de menor cota dentro de cada perfil, sin asegurar la continuidad del caudal en ningún brazo. Por contra, el modelo bidimensional (Figura A5.2), sí considera diferentes cotas de la lámina de agua en un mismo perfil, siguiendo cada brazo un cálculo diferente, con lo cual sí respeta el balance de volumen de agua en el tránsito de cada brazo.

En el perfil longitudinal (Figura A5.3) se observa como el modelo Hydro2de bidimensional sí representa la estructura de rápidos y pozas, cosa que no ocurre con el unidimensional. Además, tramos en que los calados parecen iguales en el perfil longitudinal (como por ejemplo la sección B), en realidad se observa que sólo coincide la cota de agua en el brazo más profundo, pero que en el resto de la sección (Figura A5.2), la superficie de la lámina de agua es muy diferente.

Finalmente, la tendencia del modelo unidimensional a mayores calados puede deberse a la forma de cálculo, integrada para toda la sección (sólo diferencia entre canal principal y márgenes laterales).

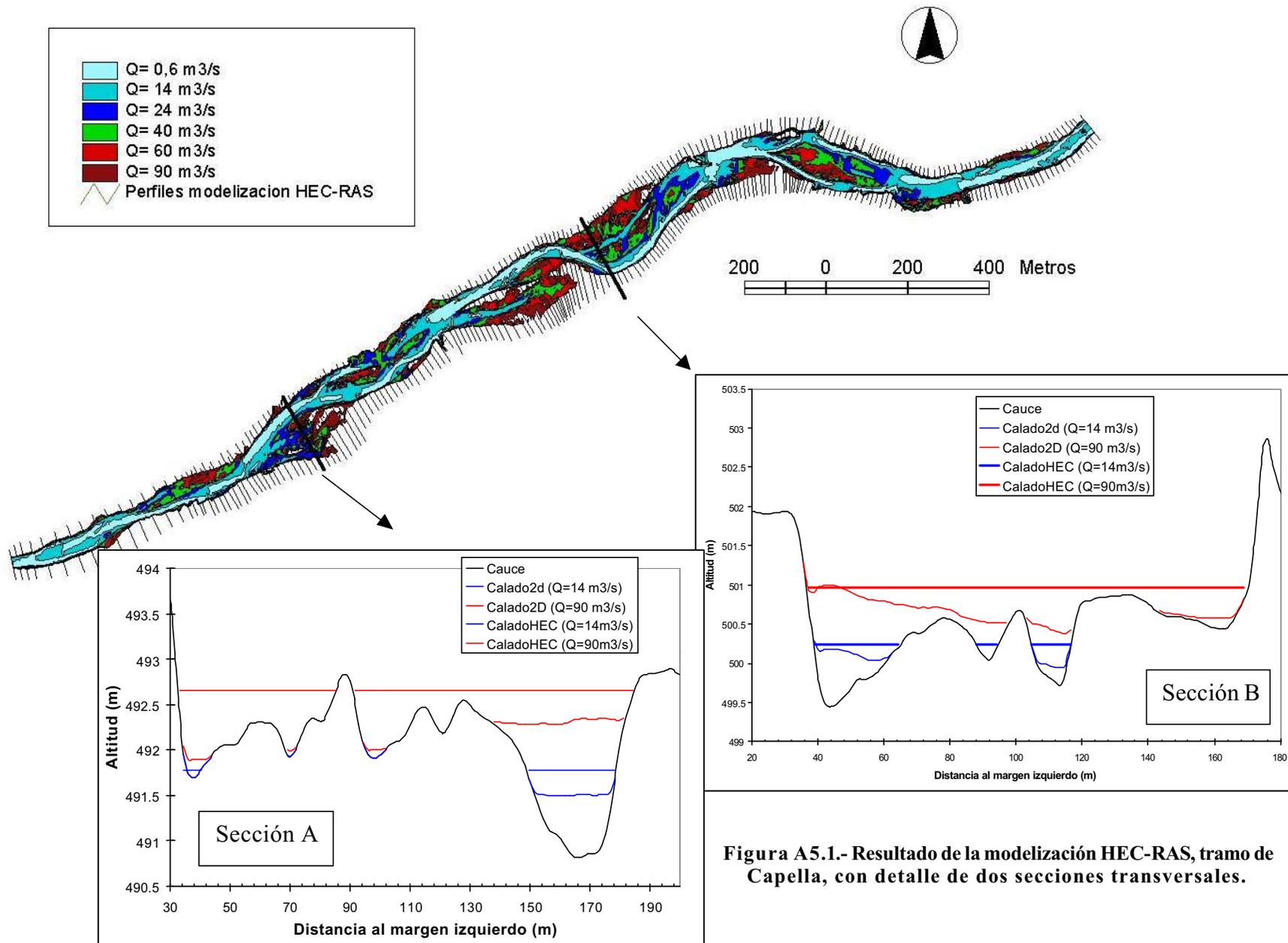


Figura A5.1.- Resultado de la modelización HEC-RAS, tramo de Capella, con detalle de dos secciones transversales.

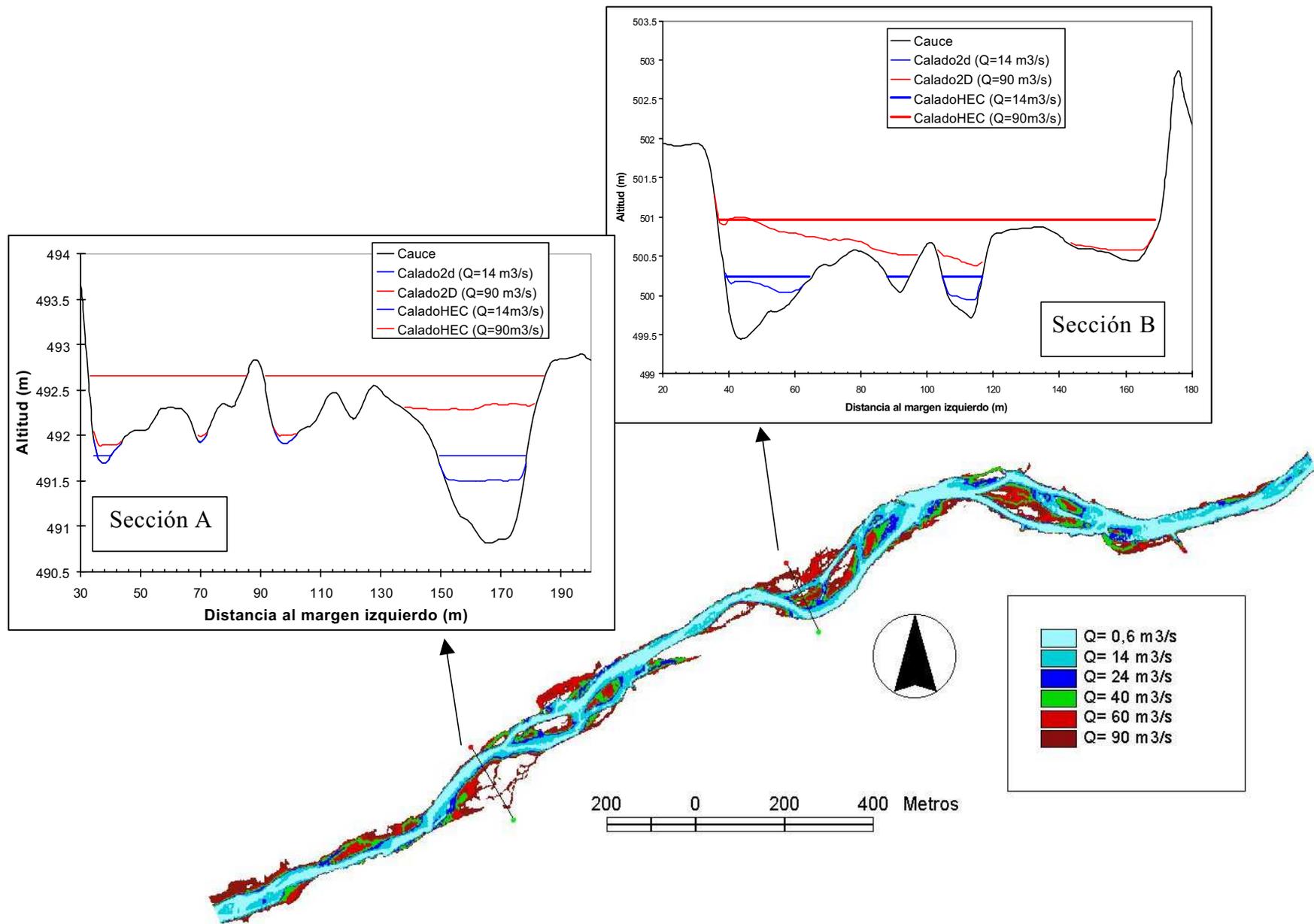


Figura A5.2.- Resultado de la modelización Hydro2de, tramo de Capella, con detalle de dos secciones transversales.

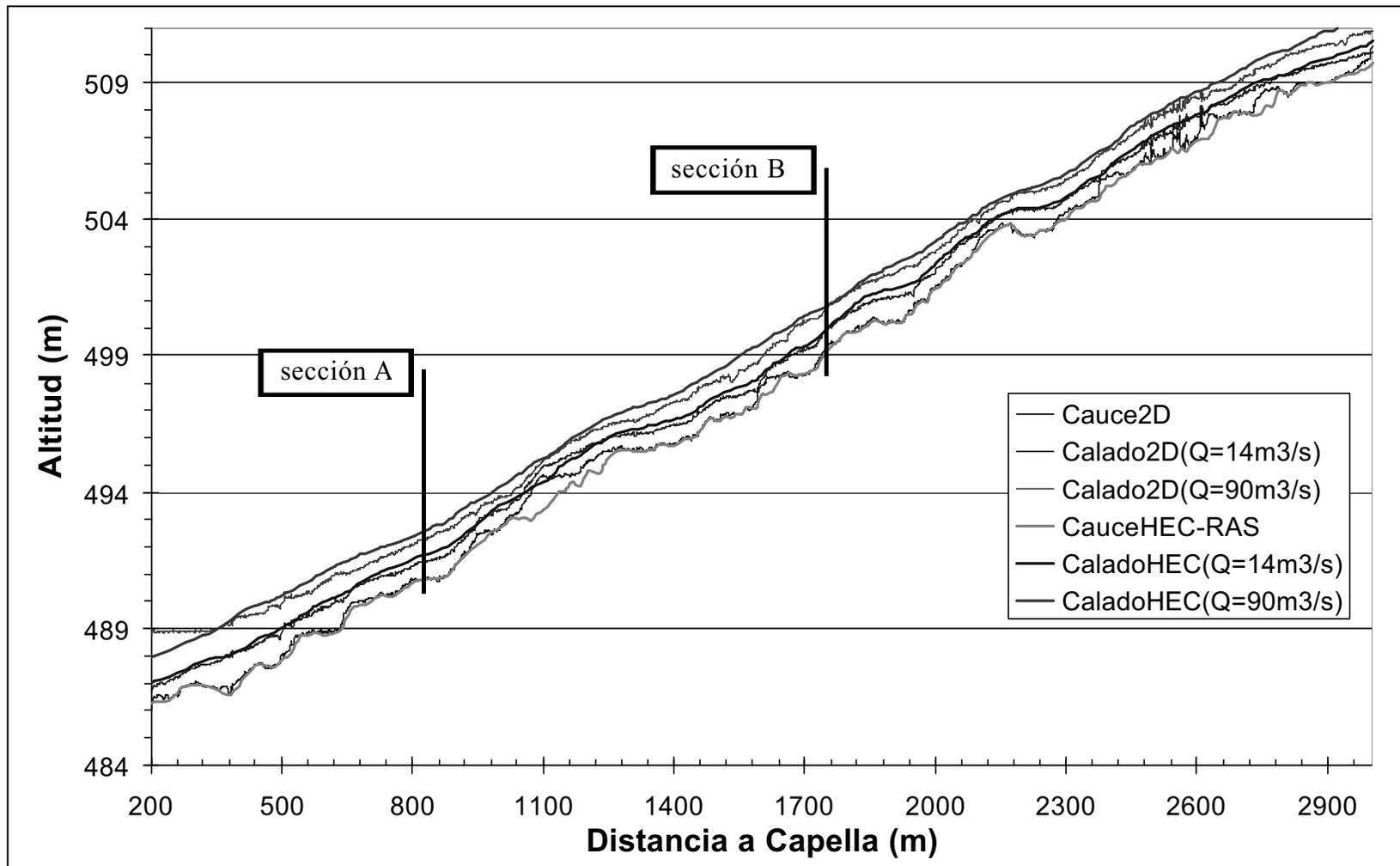


Figura A5.3.- Perfil longitudinal con calados para caudales de 14 y 90 m³/s, comparando ambas modelizaciones.

ANEXO 2: PERFILES LONGITUDINALES RESULTANTES DE LA MODELIZACIÓN HIDRÁULICA BIDIMENSIONAL

A continuación se muestran en la , la , y la los perfiles longitudinales de los tramos de Capella, Lagüarres y Serraduy, con sus respectivos calados para unos caudales de 14 y 90 m³/s. Para ello se delineó sobre la ortoimagen digital el cauce principal, que ha servido para extraer los datos de topografía del cauce y calados.

Se observan sucesivos tramos de pozas y rápidos, cuyo efecto en la superficie del agua queda más atenuado para la crecida de 90 m³/s. Se observa también alguna irregularidad correspondiente a errores de definición en el modelo digital de elevaciones. A lo largo de los perfiles se han contabilizado 27, 23 y 23 pozas para Capella, Lagüarres y Serraduy, lo cual les supone, respectivamente, unos promedios de 117, 206 y 157 m de separación entre pozas.

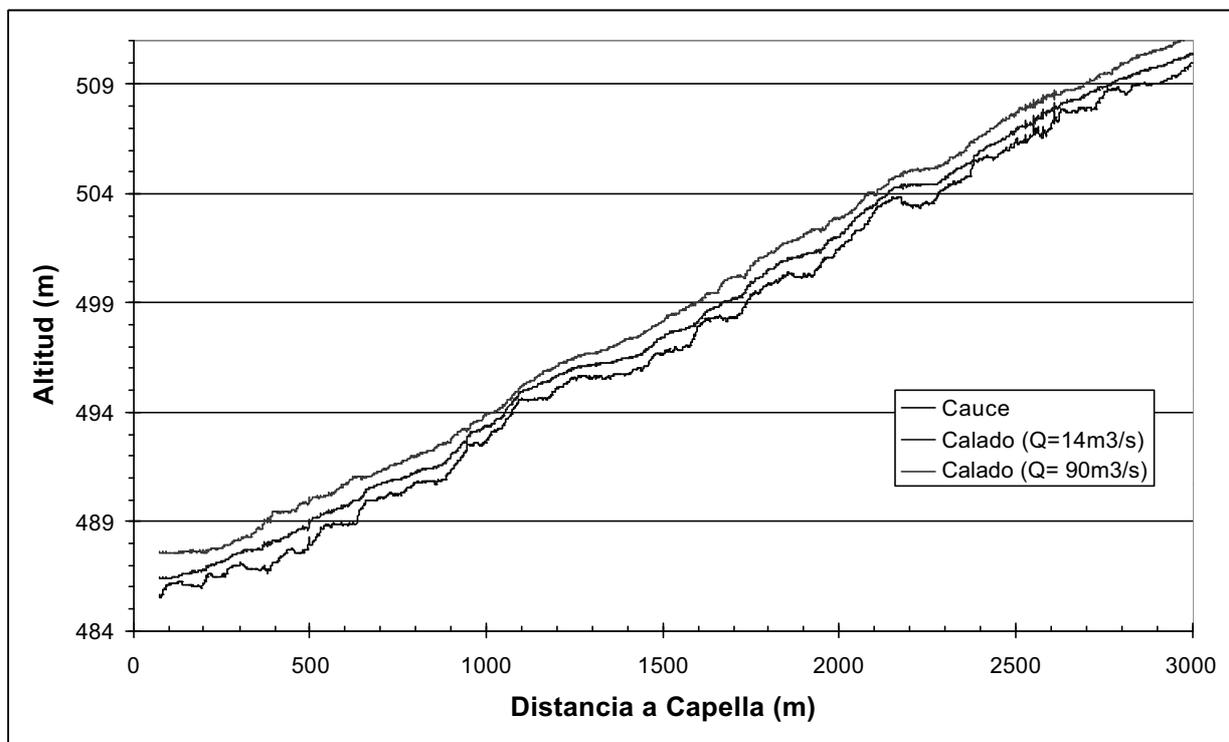


Figura A5.4.- Perfil longitudinal del tramo de Capella, con calados para 14 y 90 m³/s.

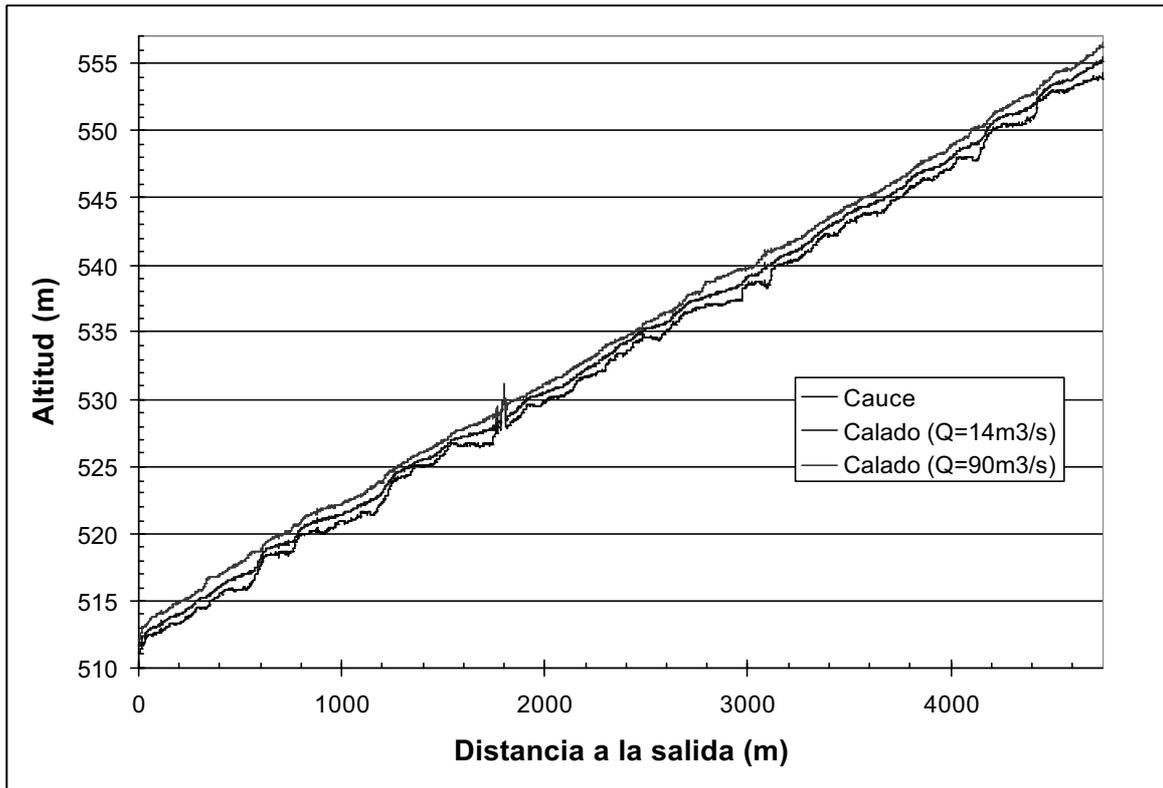


Figura A5.5.- Perfil longitudinal del tramo de Lagüarres, con calados para 14 y 90 m³/s.

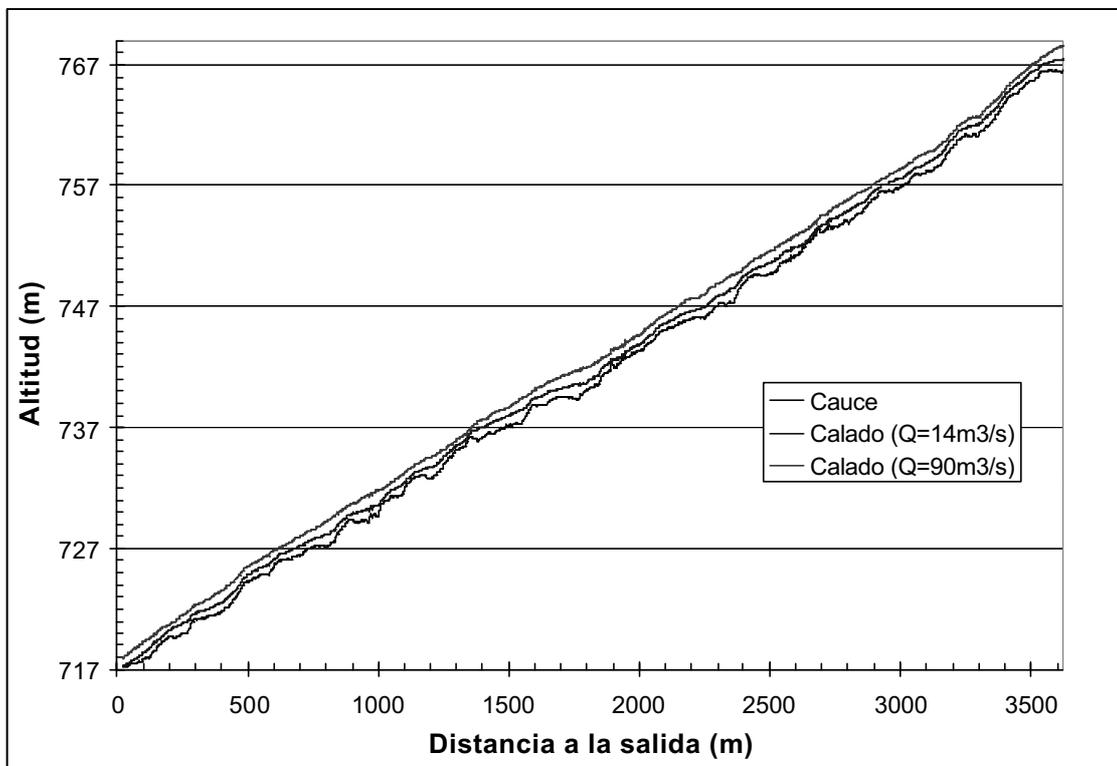


Figura A5.6.- Perfil longitudinal del tramo de Serraduy, con calados para 14 y 90 m³/s.

ANEXO 3: ZONAS DE REMOCIÓN DE SEDIMENTO

A continuación figuran los resultados gráficos de la diferencia entre el esfuerzo cortante (N/m^2) modelizado en el lecho para caudales de 14 y 90 m^3/s , y la tensión crítica de inicio de movimiento para los percentiles granulométricos D_{50} y D_{84} . Tonalidades rojas indican inicio de movimiento de D_{84} , es decir que todo el sedimento del lecho se pone en movimiento, mientras que tonalidades verdes indican que sólo se pone en movimiento partículas del rango medio y bajo de la distribución granulométrica. Tonalidades más oscuras indican mayor diferencia entre esfuerzo cortante calculado y tensión crítica, y por tanto mayor certeza del inicio de movimiento.

En la cartografía se superpone una capa azul que representan las zonas submergidas para un caudal de 1 m^3/s , de las cuales no se puede concluir nada al no ser aplicable el método de cálculo de granulometría.

Se observa, para el tramo de Capella, de 32 mm de D_{50} , un inicio de movimiento de las fracciones finas y medias para un caudal de 14 m^3/s , y un inicio de movimiento de prácticamente todo el lecho y todas las granulometrías para 90 m^3/s . En cambio, para los tramos de Lagüarres y Serraduy, con un D_{50} medio respectivo de 62 y 75 mm, para 14 m^3/s no se aprecia inicio de movimiento apreciable, y para 90 m^3/s se produce inicio de movimiento de todas las fracciones pero sólo en algunas barras.

También se representan los procesos de incisión o variación del lecho en los perfiles de control durante el periodo de estudio (2000-2002).

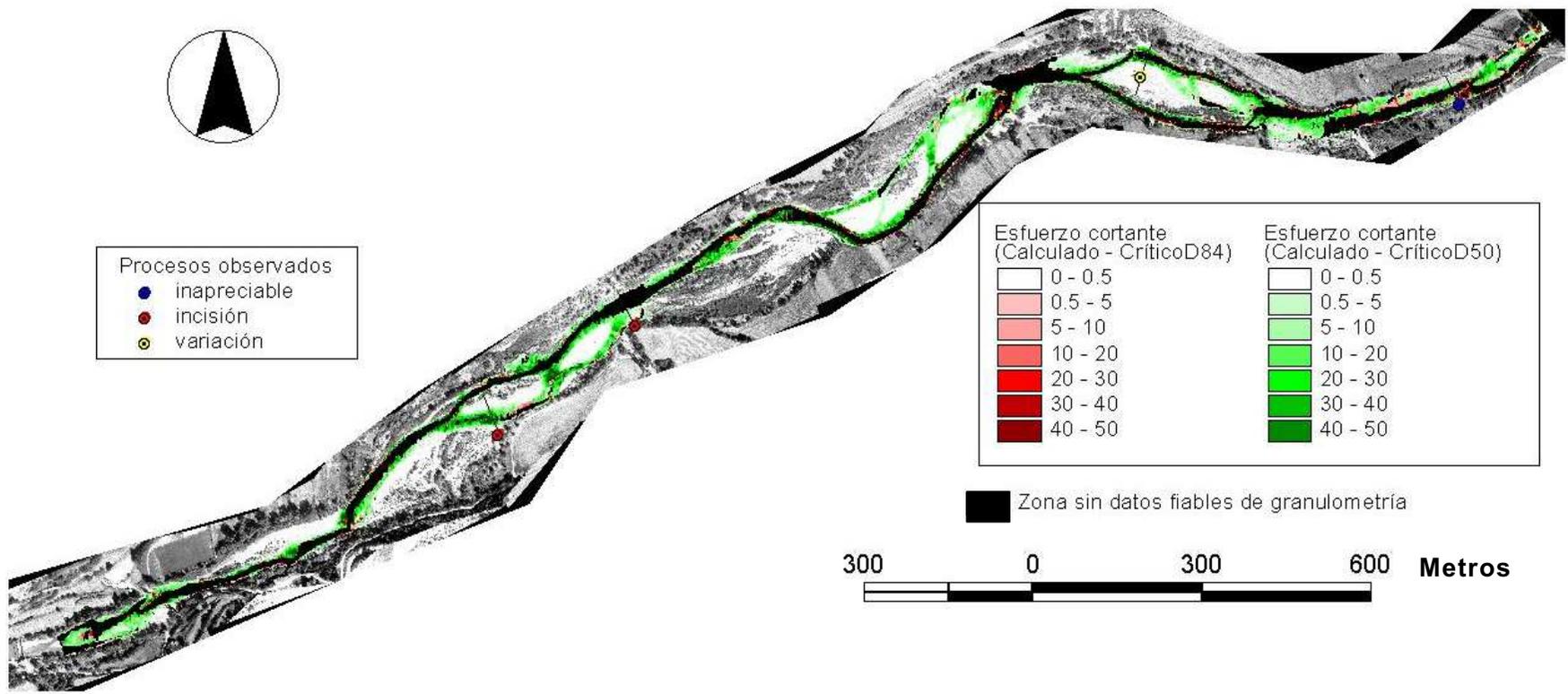


Figura A5.7.-Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Capella.

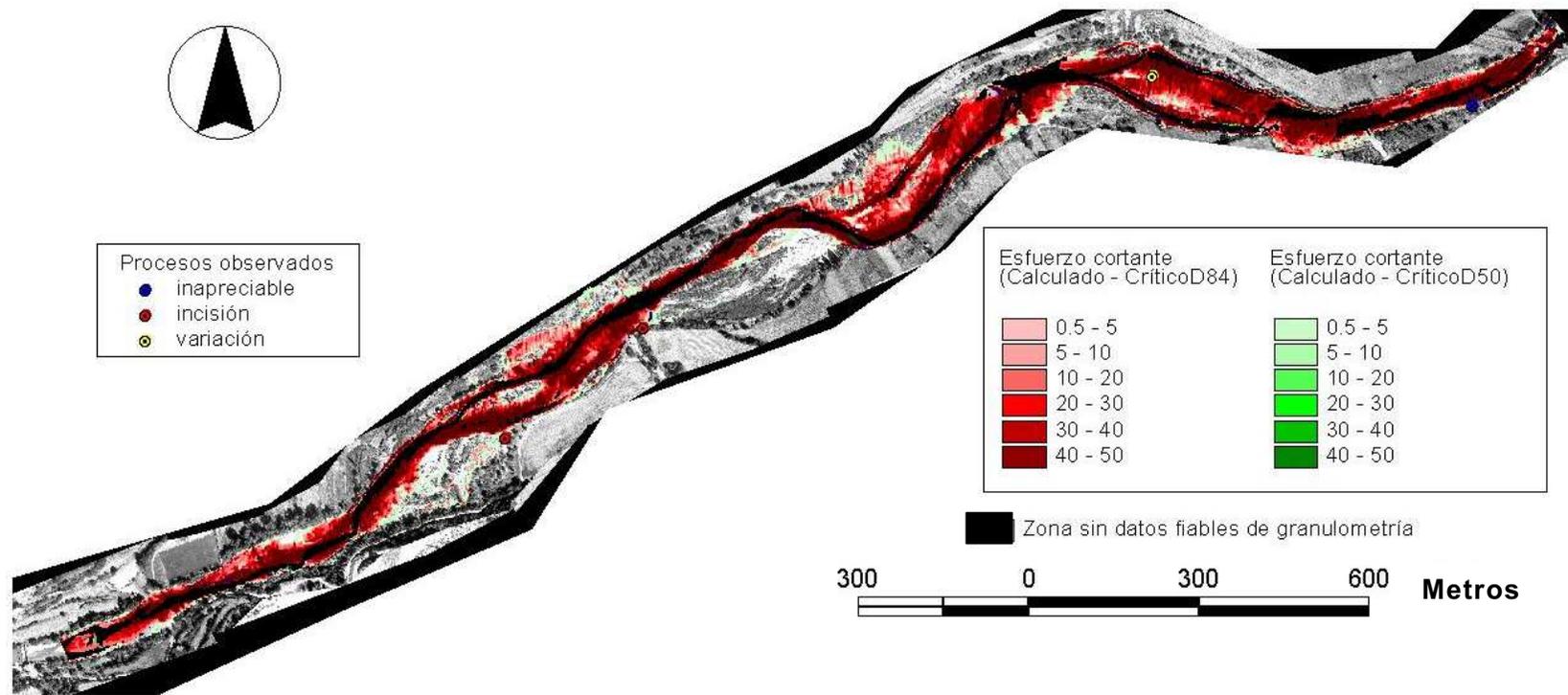


Figura A5.8.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $90 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Capella.

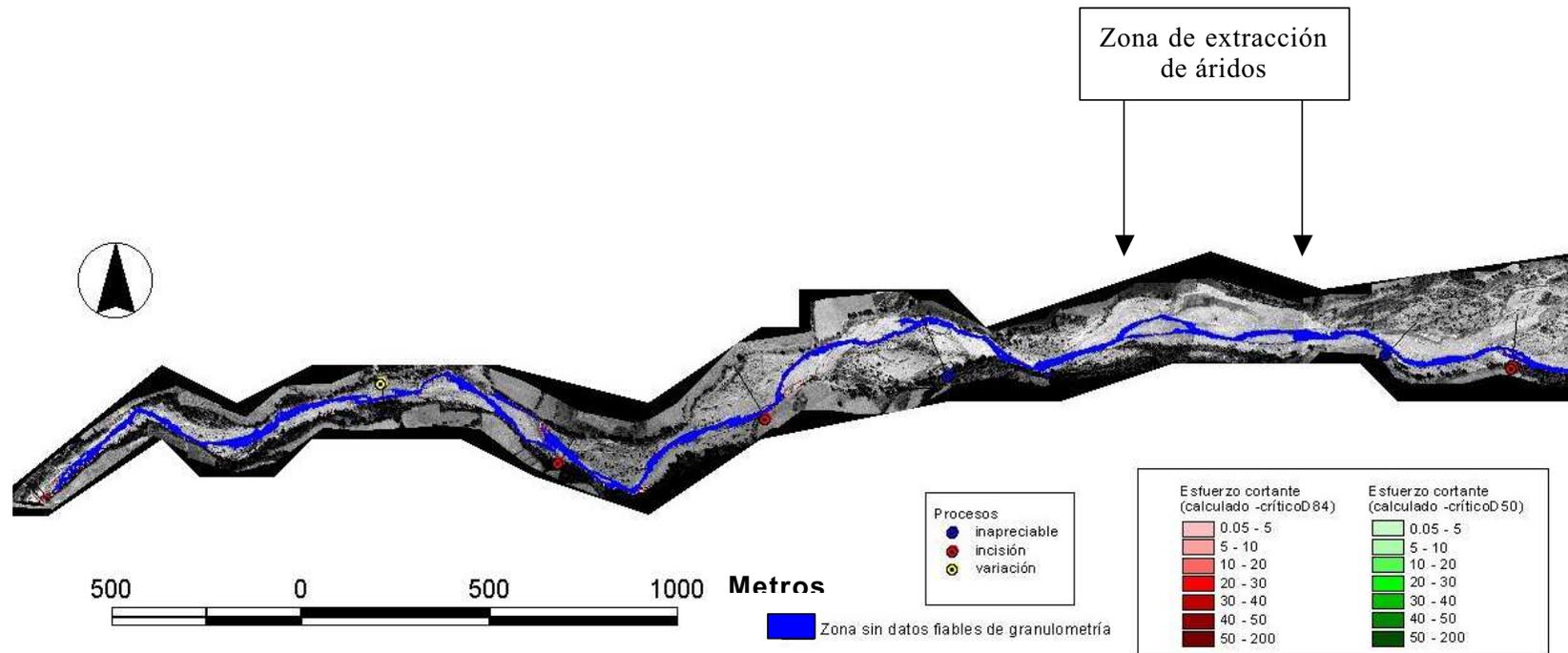


Figura A5.9.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $14 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Lagüarres.

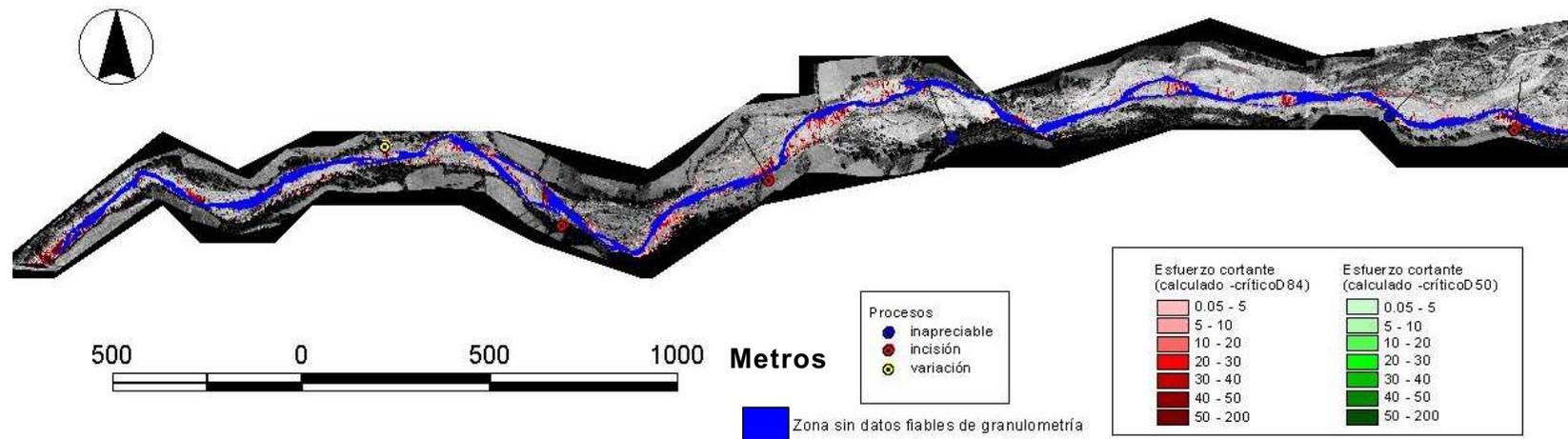


Figura A5.10.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $90 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Lagüarres.

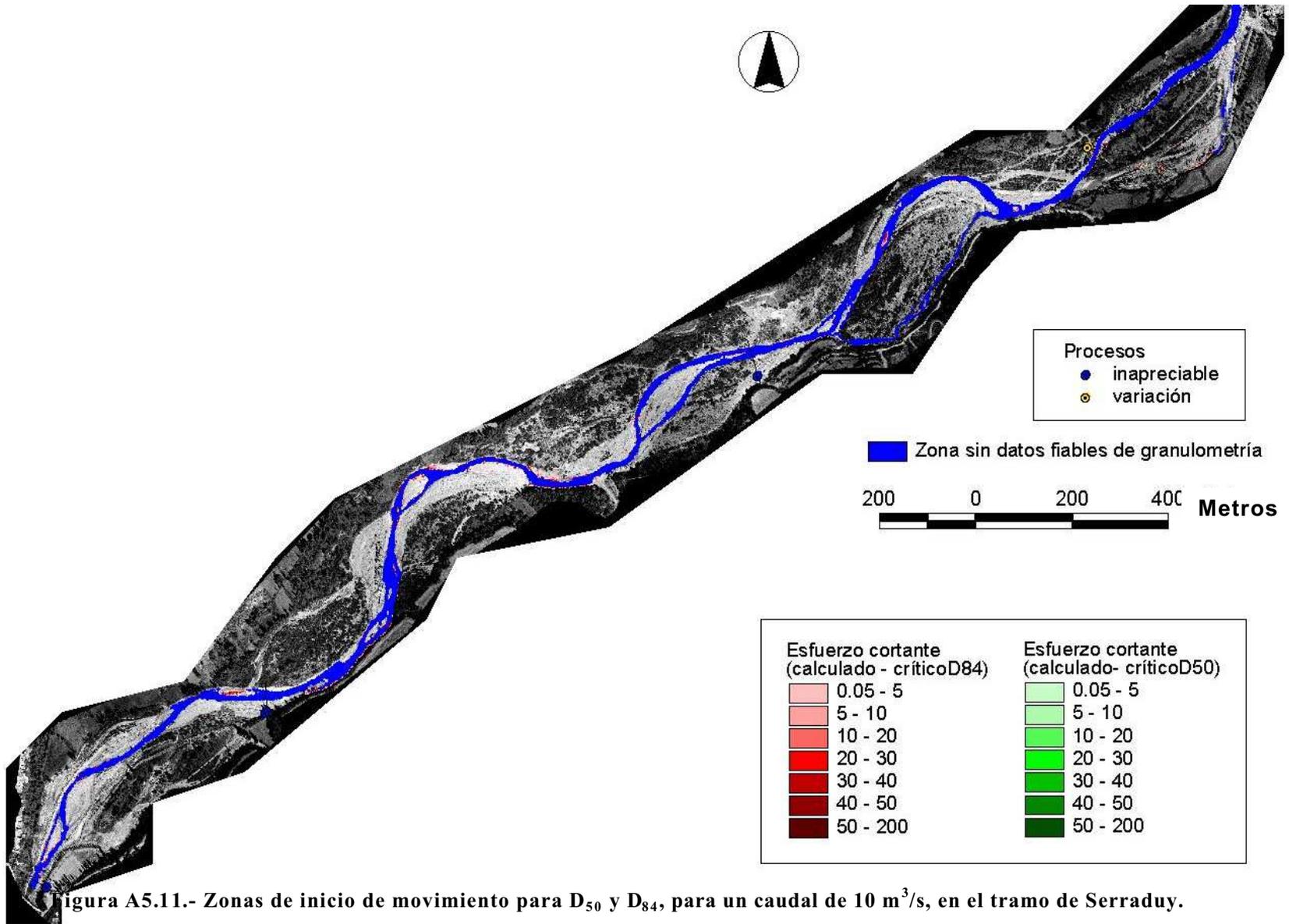


Figura A5.11.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Serraduy.

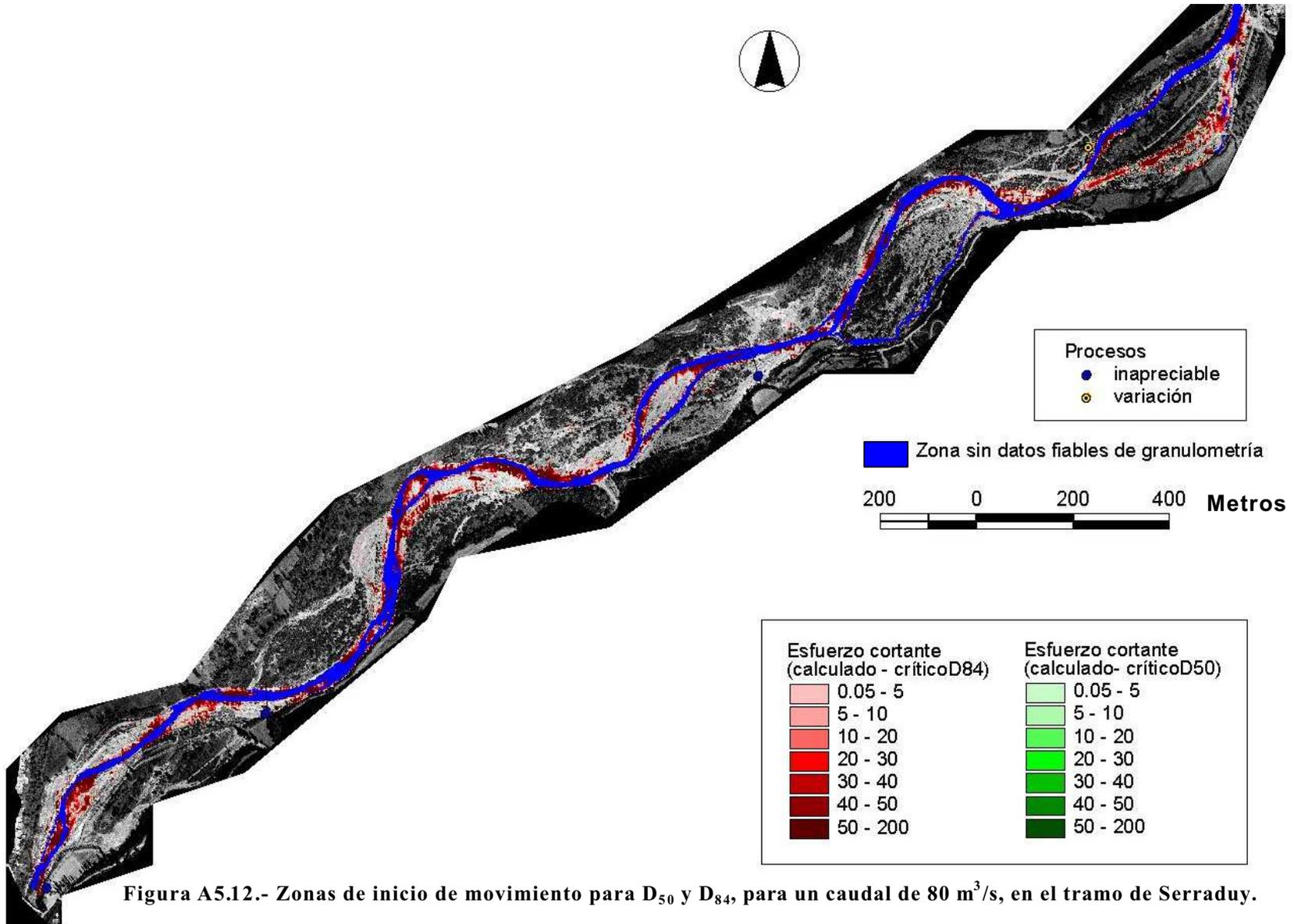


Figura A5.12.- Zonas de inicio de movimiento para D_{50} y D_{84} , para un caudal de $80 \text{ m}^3/\text{s}$, en el tramo de Serraduy.

Capítulo 6: Síntesis de conclusiones

INDICE CAPÍTULO 6: Síntesis de conclusiones

1	Síntesis de resultados.....	237
2	Conclusiones.....	238

1 Síntesis de resultados

Durante los años de estudio (2000-2002), en la cuenca del Isábena se han registrado eventos de crecida de hasta 2 años de período de retorno, concretamente 24 crecidas de más de 15 m³/s, que han servido para analizar su respuesta hidrológica tanto a escala de cuenca como de cauce fluvial.

Para entender la dinámica de las crecidas a ambas escalas, se ha demostrado la importancia de la variabilidad espacial y temporal de los procesos implicados, así como su interdependencia. Así por ejemplo, siguiendo la secuencia del tránsito de agua por la cuenca, la variabilidad espacial y temporal de la precipitación determinó para cada evento la magnitud y el tiempo de respuesta de la respuesta hidrológica de cada subcuenca. A su vez, la distribución temporal de las crecidas determinó el grado de solapamiento de los aportes máximos de las subcuencas a la hora de formar la onda principal de la avenida que recorre el cauce del Isábena. Esto resultó al mismo tiempo primordial para descender al nivel de cauce, puesto que fueron los aportes de las subcuencas los que determinaron los hidrogramas que transitaron en cada punto durante cada evento de crecida. También a nivel de cauce, una correcta caracterización de la topografía y la granulometría del mismo resultaron imprescindibles para modelizar el tránsito de los hidrogramas a lo largo del mismo. Finalmente, la caracterización física del cauce y de los hidrogramas de crecida permitió cuantificar detalladamente determinados parámetros hidráulicos básicos que a su vez sirvieron para explicar procesos geomorfológicos de incisión, permitiendo una aproximación inicial a la dinámica fluvial del cauce.

En relación a los objetivos de la investigación que se plantearon al inicio de la tesis, se han llegado a los siguientes resultados:

1. En cuanto a la caracterización de precipitaciones, se observó que el gradiente espacial más significativo es el sur-norte, con un incremento del 1,84% cada kilómetro. Además, se demostró la importancia de la variabilidad tanto espacial como temporal de la precipitación, lo cual es de gran importancia de cara a estudios hidrológicos, en que normalmente se dispone únicamente de pocas estaciones y datos diarios. Se propusieron polinomios para una mejor estimación areal de la precipitación a partir de datos puntuales.
2. En cuanto a la caracterización de la respuesta hidrológica, las subcuencas de la parte alta supusieron el principal aporte de escorrentía directa en crecida, con un 84% de promedio entre las subcuencas de Cabecera y Villacarli. El coeficiente de escorrentía superficial medio para dichas cuencas fue de un 15%, mientras que las subcuencas de la parte baja, más secas y menos lluviosas, promediaron un 4%. Sin embargo, la variabilidad espacial y temporal de la lluvia hace que en algunos eventos sean las subcuencas de la parte media las originarias de la onda principal de avenida. Se estimó en un 14% la aportación de las crecidas con respecto a la aportación anual. El coeficiente de escorrentía anual medio del Isábena es de 0,53, pero durante las crecidas, el coeficiente de escorrentía superficial rápida es de 0,12.
3. En cuanto al análisis geomorfológico del cauce del Isábena, se derivó una topografía del cauce, así como información granulométrica muy detallada mediante

una nueva metodología remota, con resultados prometedores (errores de entre 20 y 30% para D_{50} y D_{84}). Esto permitió cartografiar la variabilidad espacial de la granulometría, y detectar una disminución en tamaños granulométricos en el tramo bajo, con un D_{50} promedio de 32 mm, frente a 75 mm en el tramo superior en estudio.

4. En cuanto al análisis del comportamiento hidráulico del cauce, se modelizaron espacialmente los principales parámetros hidráulicos que hacen del Isábena un curso parcialmente trezado, según la magnitud de las crecidas. El uso de un modelo bidimensional permitió una correcta caracterización de brazos secundarios y flujos de dirección variable, con un error medio de un 5% en la estimación de la lámina de agua. Las crecidas durante el periodo de estudio llegaron al nivel de las barras bajas con vegetación.
5. En cuanto al análisis de procesos de inicio de movimiento, los resultados de la modelización hidráulica, junto con la caracterización granulométrica, han permitido apuntar que el tramo bajo del Isábena está más expuesto que los tramos medio y superior al inicio de movimiento del material del lecho. Esto se ve reafirmado por la observación en campo de procesos de incisión, especialmente activos en el tramo bajo.

Para finalizar, cabe destacar la importancia de un estudio de estas características, tanto desde el punto de vista local y regional, orientado a servir de herramienta para la gestión del Isábena y por extensión de otras en el Pre-Pirineo con similares características, como en el ámbito metodológico, con la adaptación de técnicas de uso extendido, y el desarrollo y puesta a punto de nuevas metodologías.

2 Conclusiones

A nivel metodológico, los principales avances que se han derivado son:

- Una propuesta metodológica para la obtención de precipitación integradas por subcuenca, a partir de un dato puntual y un polinomio ajustado en base a un estudio previo de variabilidad espacial de precipitación en la subcuenca.
- La dificultad de calibración de Números de Curva únicos para diferentes subcuencas, y su gran dependencia del estado de humedad antecedente.
- Una metodología para la extrapolación a todo un tramo de cauce de datos granulométricos de muestreo, gracias a la relación de éstos con propiedades de textura de imágenes digitales, concretamente mediante el uso de semivariogramas.
- Una metodología para integrar información detallada de topografía y granulometría del cauce con un modelo bidimensional, que permite reproducir el comportamiento hidráulico en crecidas de ríos trezados de gravas, derivándose estudios de procesos como el de inicio de movimiento del material del cauce.

En cuanto comportamiento en crecida de la cuenca del Isábena, las principales conclusiones que se derivan de la tesis son:

A nivel de cuenca:

- El estudio detallado de la precipitación ha permitido avanzar en la caracterización de la distribución espacial y temporal de la precipitación, y su importancia de cara a la respuesta hidrológica de cuencas de montaña.
- Se ha demostrado la variabilidad de respuesta en diferentes subcuencas, y cómo la onda principal de avenida puede originarse preferentemente en subcuencas concretas, que es por tanto donde deberían concentrarse esfuerzos de planificación.

A nivel de cauce:

- Se ha desarrollado y aplicado una metodología que permite por primera vez obtener una cartografía granulométrica detallada y extensa de un cauce trezado de gravas, elemento que permite además avanzar en la caracterización del tránsito de avenidas y caudales en general en este tipo de caudales fluviales.
- La modelización hidráulica bidimensional y la caracterización granulométrica remota del cauce, son nuevas y potentes herramientas, que permiten abordar a una escala de detalle pero a la vez extensivamente estudios necesarios para la *gestión fluvial* (hábitat fluvial, transporte de sedimentos, extracción de áridos o inundabilidad).

En cuanto a líneas de investigación futura, se han detectado a partir de la presente investigación diferentes temáticas a profundizar en posteriores estudios:

- El uso de radar meteorológico como complemento para extrapolar arealmente datos puntuales de lluvia, aunque está condicionado por la distancia y la orografía entre los radares disponibles actualmente y las cuencas pirenaicas.
- El uso de modelos hidrológicos distribuidos espacialmente, que superen las limitaciones y simplificaciones que se asumen con el uso generalizado del método del Número de Curva y el concepto de hidrograma unitario.
- La necesidad de diferentes escalas de imagen para la caracterización de la textura visual de lechos de gravas. También la exploración de relaciones matemáticas no lineales para la estimación de granulometrías a partir de variables texturales.
- La aplicación combinada de modelos hidráulicos bidimensionales con modelos de transporte de sedimento, junto con series históricas de datos de campo más prolongadas, para una adecuada caracterización del equilibrio del cauce.

La presente tesis ha permitido explicar y caracterizar el tránsito superficial de una gota de agua en una cuenca representativa de montaña mediterránea, desde su entrada en forma de lluvia, hasta el tránsito de la crecida hasta su desembocadura. Los resultados permitirán en un futuro abordar un estudio similar con el sedimento, para conseguir avanzar en una gestión más integrada que permita abordar los problemas identificados en cuencas pre-pirenaicas.

