

“Variabilidad espacio-temporal de los recursos hídricos  
superficiales en la cuenca del Duero y su relación con los  
cambios ambientales”

Memoria presentada por ENRIQUE MORÁN TEJEDA  
para optar al grado de *Doctor en Geografía*

Salamanca, enero de 2011

Enrique Morán Tejeda ha sido beneficiario de una beca de investigación concedida por la Junta de Castilla y León (EDU/918/2006, de 30 de mayo), gracias a la cual ha podido realizar el presente trabajo.





D. ANTONIO CEBALLOS BARBANCHO, profesor titular de Geografía Física de la Universidad de Salamanca, y D. JUAN IGNACIO LÓPEZ MORENO, científico titular del Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC)

CERTIFICAN

que la presente memoria titulada “*Variabilidad espacio temporal de los recursos hídricos superficiales en la cuenca del Duero y su relación con los cambios ambientales*” ha sido realizada bajo nuestra dirección, y, considerando que representa trabajo de Tesis Doctoral, autorizamos la presentación de la misma.

Y para que conste a los efectos oportunos, firmamos el presente certificado en

Salamanca, a 24 de enero de 2011

D. Antonio Ceballos Barbancho

D. Juan Ignacio López Moreno

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'López', with a large, stylized initial 'L' and a horizontal line extending to the right.



## **AGRADECIMIENTOS**

Durante los más de cuatro años que ha durado la realización de este trabajo, he recibido la ayuda desinteresada de diferentes compañeros y personas que, en mayor o menor medida, han contribuido a hacerlo posible. A todos ellos les pertenece un pedacito de esta tesis y les estaré por siempre agradecido.

Me cuesta encontrar palabras que expresen mi agradecimiento a Antonio Ceballos y a Ignacio López por la labor que han hecho como directores de esta tesis; no sólo por la continua supervisión del trabajo, sino también, y sobre todo, por sus enseñanzas y por la multitud de gestos de apoyo, ánimo, compañerismo y cercanía que ambos me han mostrado; de verdad, gracias por todo.

A Sergio, Javier y Jorge, del IPE; y a Mané, Manuel y Nacho del departamento de Geografía, entre otros, les estoy profundamente agradecido por su colaboración y por ayudar a mejorar la calidad de este trabajo en sus diferentes fases de elaboración.

A todos los compañeros que he tenido durante estos años en el “depar” y en el IPE; a los que fueron, y a los que aún son, gracias por hacer que me guste lo que hago. Os debo mi alegría.

Agradezco sinceramente la ayuda prestada por parte de los directores, profesores, investigadores y personal de administración del Departamento de Geografía de la Universidad de Salamanca y del Instituto Pirenaico de Ecología, y que ha hecho posible mi trabajo como becario de investigación.

A mi madre, a mi padre y a mi hermano. Por educarme en los valores del esfuerzo, de buscar la belleza en lo desconocido, y por transmitirme la pasión por aprender. Gracias por vuestro amor.



*A Carlos,  
porque lo mereces tanto  
como yo*



# ÍNDICE DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. Justificación del objeto de estudio: los recursos hídricos y el cambio global.....	3
1.2. Objetivos del trabajo .....	10
1.3. Estructura del trabajo.....	10
2. ÁREA DE ESTUDIO: LA CUENCA DEL DUERO ESPAÑOLA .....	13
2.1. El relieve y el sustrato geológico .....	16
2.2. El clima de la cuenca.....	20
2.3. La red hidrográfica.....	23
2.4. Los usos del suelo y las formaciones vegetales .....	25
3. METODOLOGÍA.....	29
3.1. Elaboración de una base de datos climáticos e hidrológicos.....	31
3.1.1. Definición del periodo de estudio.....	31
3.1.2. El problema de la homogeneidad de las series: control de calidad, homogeneización, y relleno de datos ausentes .....	32
3.1.3. Datos climáticos .....	33
3.1.4. Datos hidrológicos.....	39
3.1.5. Datos diarios .....	43
3.2. Interpolación espacial de las variables climáticas.....	44
3.3. Cálculo de tendencias .....	46
3.3.1. El test de Mann-Kendall .....	47
3.3.2. Eliminación de la autocorrelación temporal .....	48
3.4. Métodos de agrupación o reducción de datos .....	50
3.4.1. Análisis de Componentes Principales.....	50
3.4.2. Clasificación jerárquica o análisis “cluster” .....	52
3.5. Análisis de los usos del suelo.....	54
3.5.1. Análisis de los cambios en pequeñas cuencas de cabecera .....	55
3.5.2. Análisis de los cambios en la totalidad de la cuenca.....	61
4. VARIABILIDAD Y EVOLUCIÓN CLIMÁTICA.....	65
4.1. Las temperaturas.....	67

4.1.1. Distribución espacial y régimen térmico .....	67
4.1.1. Evolución y Tendencias .....	70
4.2. Las precipitaciones .....	79
4.2.1. Distribución espacial y régimen pluviométrico .....	79
4.2.2. Evolución y tendencias en las precipitaciones mensuales y anuales .....	83
5. EL CAMBIO HIDROLÓGICO .....	97
5.1. La hidrología de la cuenca y los regímenes fluviales .....	99
5.2. Evolución y tendencias hidrológicas .....	113
5.3. Caudales altos y bajos .....	125
5.3.1. Evolución de los caudales altos .....	126
5.3.2. Evolución de los caudales bajos .....	137
5.3.3. Cambios en la contribución de los caudales altos y bajos a los caudales totales ..	143
5.4. El cambio en los regímenes fluviales .....	146
5.5. Breve resumen de resultados .....	153
6. EL CONTROL CLIMÁTICO SOBRE LAS APORTACIONES FLUVIALES: LA OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE .....	155
6.1. Cálculo del índice NAO y estimación de sus fases positivas y negativas .....	159
6.2. La precipitación de invierno durante las fases positivas y negativas de la NAO. ....	161
6.3. La respuesta de las aportaciones fluviales a las fases positivas y negativas de la NAO y su variabilidad espacial .....	165
6.4. Las características de las cuencas de drenaje y su papel en las respuestas de los caudales a las fases NAO. ....	176
7. EL CAMBIO EN LA CUBIERTA VEGETAL Y SU PAPEL EN LA EVOLUCIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA .....	185
7.1. Los cambios en los usos del suelo: el aumento de la cubierta vegetal .....	188
7.1.1. Análisis en pequeñas cuencas de cabecera .....	188
7.1.2. Análisis general de la cuenca .....	195
7.2. Metodología para estimar el papel de los cambios de usos en la evolución de las aportaciones fluviales. ....	198
7.3. El papel de la cubierta vegetal en la evolución hidro-climática de las cabeceras fluviales .....	200



7.4. Regionalización o distribución espacial del papel hidrológico de la cubierta vegetal ....	202
8. LOS EMBALSES Y LA REGULACIÓN HIDROLÓGICA EN LA CUENCA.....	215
8.1. Características de los embalses de la cuenca y su capacidad de regulación .....	220
8.2. Efectos de los embalses sobre el régimen fluvial. ....	222
8.3. Evolución y cambios en la gestión de los embalses .....	230
9. VALORACIÓN DEL TRABAJO Y PRINCIPALES CONCLUSIONES.....	247
9.1. Valoración del trabajo .....	249
9.1.1. Valoración de la información disponible y de los procedimientos metodológicos...	250
9.1.2. Valoración de los resultados.....	253
9.2. Principales conclusiones .....	258
10. FUENTES DE INFORMACIÓN .....	265
10.1. Bibliografía.....	267
10.2. Recursos web.....	284



## 1. INTRODUCCIÓN

*“El conocimiento especializado es en sí mismo una forma particular de abstracción. La especialización abstracta, es decir extrae un objeto de un campo dado, rechaza los vínculos y las intercomunicaciones con su medio, lo inserta en un sector conceptual abstracto que es el de la disciplina compartimentada, cuyas fronteras rompen arbitrariamente la sistemicidad (la relación de una parte con el todo) y la multidimensionalidad de los fenómenos; conduce a la abstracción matemática que opera por sí misma una escisión de lo concreto, privilegiando, por una lado, todo lo que es calculable y formalizable e ignorando, por el otro, el contexto necesario para la inteligibilidad de sus objetos”*

*Edgar Morin (Tierra Patria, 1993)*



La anterior cita de Edgar Morin resume la voluntad científica con que se ha desarrollado este trabajo de investigación y con la que se emplaza al lector a su entendimiento e interpretación. El presente trabajo de tesis doctoral se centra en estudiar la evolución de los recursos hídricos de la cuenca del Duero durante las últimas cinco décadas. Los recursos hídricos, - el agua en superficie - entendidos como factor indispensable para la vida y el desarrollo de las sociedades, y a su vez como resultado de la conjunción de procesos naturales y antrópicos, cuyo marco territorial son las cuencas hidrográficas. Los recursos hídricos se estudian, además, como problema en el contexto del cambio climático o cambio global (IPCC 2007) en el que se desarrollan las actividades humanas y la investigación científica en la actualidad. Se pretende, por ello, ofrecer una visión integrada y contextualizada (espacial y temporalmente) de la evolución y variabilidad reciente de los recursos hídricos superficiales de la cuenca del Duero y de los factores y procesos implicados en la misma. Se insta asimismo a la consideración de los resultados del trabajo por parte de los gestores y usuarios del agua de la cuenca, con el objetivo de promover, en la medida de lo posible un uso responsable y sostenible del recurso.

### ***1.1. Justificación del objeto de estudio: los recursos hídricos y el cambio global***

Los recursos hídricos y su disponibilidad son el eje central del desarrollo de las sociedades y de los ecosistemas, pues el agua constituye la materia prima básica para la vida. De ahí que ya las primeras civilizaciones dedicaran grandes esfuerzos en construir estructuras para controlar el almacenamiento y la distribución de agua; o que en la actualidad el agua y su control sea un elemento de disputa política y territorial en regiones donde por su escasez es un recurso estratégico. Durante más de un siglo se ha producido en el planeta un deterioro masivo en cantidad y en calidad de los recursos naturales – entre ellos el agua – supeditado siempre al crecimiento económico e industrial de las naciones. En las últimas décadas estamos asistiendo, sin embargo, a un proceso de concienciación general que aboga por un uso más racional y eficiente de los recursos, para que el ratio de su consumo o deterioro no supere al de su recuperación natural. Este cambio de mentalidad indica un entendimiento por parte de la población de los problemas derivados del denominado “cambio global”, entendido como el conjunto de cambios en el medio ambiente (clima, usos del suelo, océanos y otras fuentes de recursos hídricos, química de la atmósfera, y ecosistemas) que pueden alterar la capacidad de la Tierra para mantener la vida (Global Change Research Information Office, 2004, [www.gcrio.org](http://www.gcrio.org)). Las variaciones que puedan experimentar la cantidad y calidad de los recursos hídricos en el planeta por causa de la acción antrópica constituyen uno de los aspectos centrales del citado cambio global. En primer lugar debido al carácter del agua como recurso vital; pero también debido al papel del ciclo hidrológico como componente del sistema climático, y a sus implicaciones (en forma de procesos y efectos) en el cambio climático o calentamiento global. La preocupación existente a día de hoy por estos aspectos es palpable

sobre todo en el ámbito científico. Prueba de ello son los numerosos trabajos realizados en todo el mundo, a distintas escalas espaciales y temporales, que analizan la relación de las variables hidrológicas, su evolución y su variabilidad, con distintos componentes del cambio global como son el cambio climático (p.ej. Lettenmaier *et al.* 1994, Westmacott & Burn 1997, Hodgkins *et al.* 2003, Kahya & Kalayci 2004, Lindstrom & Bergstrom 2004, Birsan *et al.* 2005) o los cambios en los usos del suelo (p.ej. Beguería *et al.* 2003, Gallart & Llorens 2004, Ashagrie *et al.* 2006, Guo *et al.* 2008). Desde un punto de vista teórico un calentamiento de la atmósfera a nivel planetario, derivado del aumento en la concentración de gases invernadero, incrementará los ratios de evapotranspiración provocando a su vez un aumento en la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones y causando, en definitiva, notables cambios en el ciclo hidrológico (Loaiciga *et al.* 1996, Middelkoop *et al.* 2001, Milly *et al.* 2005, IPCC 2007). De entre los posibles efectos hidrológicos del cambio climático que generan mayor preocupación, se encuentra el aumento en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos – lluvias torrenciales, avenidas fluviales, sequías – (Trenberth 1999, Easterling *et al.* 2000, Groisman *et al.* 2001, Kundzewicz *et al.* 2005, Svensson *et al.* 2005, Vicente-Serrano 2006), que provocan daños severos en los ecosistemas y en las poblaciones humanas, incluyendo pérdidas de vidas y graves perjuicios en la economía e infraestructuras. Cuando se consideran los pronósticos de los efectos del cambio climático a escala regional, se observan notables diferencias entre unos territorios y otros. Por ejemplo, para el propio continente europeo se pronostican tendencias opuestas en la evolución de los recursos hídricos para las regiones norteñas y la cuenca mediterránea (Arnell 1999, IPCC 2007). En concreto para la región mediterránea el último informe del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC, 2007) pronostica un descenso en los caudales de los ríos de hasta un 20% durante el siglo XXI. Ello provocaría, entre otras cosas, un aumento en la presión sobre los recursos hídricos y en los efectos adversos de sequías o inundaciones.

La cuenca mediterránea, debido a las características intrínsecas de su climatología, ha sufrido históricamente problemas de disponibilidad de agua. La elevada variabilidad inter-anual de las precipitaciones, las marcadas variaciones estacionales en el régimen pluviométrico, o la existencia de un periodo seco y cálido en verano condicionan a los ríos mediterráneos a sufrir fuertes oscilaciones tanto inter como intra-anales (Iglesias 2005), y con ello a los ecosistemas y a las actividades humanas a adaptarse a dichas variaciones. A ello hay que sumarle los fuertes contrastes espaciales que se producen en la pluviometría, y la consiguiente disponibilidad de agua, como consecuencia de una topografía irregular y de la mayor o menor distancia al océano o las grandes masas continentales. De esta forma, elementos propios de la variabilidad climático-hidrológica, como son las sequías, las lluvias torrenciales y las inundaciones, se producen con relativa frecuencia en estos territorios. Un claro ejemplo de ello lo encontramos en nuestro ámbito espacial más cercano. Durante la última década se han alternado en España periodos de fuerte sequía, como en el año 2005, en el que debido a la escasez continuada de lluvias descendieron las reservas de agua embalsada por debajo del

50%; y periodos de abundante precipitación como el invierno de 2009-10, tras el cual las reservas hidrológicas en la mayoría de las cuencas del país se situaron por encima del 80%. Para corregir estos desajustes en muchos países se ha optado por la regulación de los caudales, a través de la construcción de embalses, como eje de las políticas hidrológicas. Ello ha permitido, en términos generales, almacenar agua en épocas de abundancia o en los periodos de caudales altos, para ser liberada posteriormente y así abastecer las necesidades hídricas en periodos de escasez de agua. Sin embargo, esta regulación de caudales implica una fuerte alteración del régimen natural de los ríos aguas abajo del embalse (Bonacci & Roje-Bonacci 2003, Batalla *et al.* 2004), además de importantes modificaciones en la geomorfología del canal fluvial (Brandt 2000), o en el funcionamiento de los ecosistemas riparios (Nilsson *et al.* 2005). Los regímenes fluviales caracterizan la distribución mensual de los caudales y permiten predecir la ocurrencia más probable de los caudales altos y bajos a lo largo del año (Krasovskaia & Gottschalk 2002). Los ecosistemas acuáticos, riparios, o los humedales dependen del régimen fluvial para mantener su estructura y composición, y son muy sensibles a las fluctuaciones hidrológicas (Richter *et al.* 1996). Conocer las características y causas de la variabilidad y cambio en los regímenes fluviales es además de especial importancia para asegurar la disponibilidad de agua a las poblaciones humanas, especialmente en las regiones donde el mayor consumo se produce en los periodos de caudales bajos, como en la cuenca mediterránea. Los regímenes de los ríos reflejan la respuesta de las cuencas fluviales a la interacción de las variables atmosféricas (Hodgkins *et al.* 2003, Birsan *et al.* 2005, Goudie 2006). De forma general el régimen natural de los ríos mediterráneos presenta un periodo de aguas altas entre el invierno y la primavera, y un marcado estiaje en los meses de verano. La variabilidad mensual de las precipitaciones condiciona en mayor medida esta distribución, pero las temperaturas, por su control sobre la acumulación y fusión de la nieve, también juegan un importante papel. Por lo tanto los regímenes fluviales constituyen un valioso indicador de cambio climático y cambio global.

Independientemente del régimen fluvial, los ríos de la cuenca mediterránea, y en concreto los de buena parte de la Península Ibérica, presentan también notables variaciones en su caudal entre unos años y otros, lo cual está fuertemente relacionado con la variabilidad inter-anual de la precipitación. Tradicionalmente se ha asociado la distribución estacional de la precipitación en la Península Ibérica con los patrones generales de circulación atmosférica global: las fluctuaciones estacionales del sistema de altas presiones de las Azores, unido a la circulación de los vientos del oeste y al debilitamiento de la corriente en chorro polar, determinan, de forma general, las situaciones de estabilidad/ inestabilidad atmosférica en gran parte de la península (Paredes *et al.* 2006). Por otro lado, la irregular distribución de la precipitación en el espacio se ha explicado en términos del singular contexto geográfico en el que se enmarca la Península Ibérica: latitudes medias, influencias atlánticas, mediterráneas y continentales, variada topografía, etc., que propician condiciones húmedas en las costas atlánticas y en áreas de montaña, y ambientes secos y semiáridos en las zonas de interior y en el litoral mediterráneo.

Ninguno de estos factores sirve para explicar, sin embargo, los grandes ratios de variabilidad interanual que presentan las precipitaciones en la Península Ibérica (Trigo & Palutikof 2001). Durante la última década, los esfuerzos de los científicos por entender los procesos físicos relacionados con la variabilidad y el cambio climático, han sugerido la más que probable relación entre la elevada irregularidad de la precipitación peninsular y la propia variabilidad de diversos patrones de circulación atmosférica de baja frecuencia, denominados como “teleconexiones”. Los patrones de teleconexión más influyentes en el clima del sur de Europa son la Oscilación del Atlántico Norte, el Patrón Escandinavo, El Niño-Oscilación Meridional, y la Oscilación Mediterránea, (Rodó *et al.* 1997, Rodríguez-Puebla *et al.* 1998, Pozo-Vázquez *et al.* 2005, Vicente-Serrano 2005, Martín-Vide & López-Bustins 2006). De entre ellos, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, del inglés *North Atlantic Oscillation*), es la más determinante, y afecta sobre todo al oeste y noreste de la Península Ibérica (Martín-Vide 2001, Rodríguez-Puebla *et al.* 2001, Trigo *et al.* 2004). De forma simplificada se suelen atribuir inviernos más lluviosos de lo normal en el norte de Europa y más secos de lo habitual en el sur, a un fortalecimiento de la NAO (fase positiva o activa); por el contrario, cuando la NAO se debilita (fase negativa), las lluvias se vuelven más frecuentes e intensas en el sur de Europa, y se registran condiciones anómalamente secas en las regiones norteñas (Hurrell & van Loon 1997, Visbeck *et al.* 2001). En términos hidrológicos ello debería traducirse en una correlación entre las oscilaciones en el caudal de los ríos y el signo de las fases de la NAO. El trabajo de Shorthouse & Arnell (1997), realizado a escala europea ya apuntó a la existencia de una correlación positiva entre la NAO y los caudales de los ríos del norte de Europa y una correlación negativa con los caudales de los ríos del sur de Europa. Diversos estudios realizados con posterioridad y a menor escala han confirmado dichas relaciones (p. ej., Kiely 1999, Cullen *et al.* 2002, Phillips *et al.* 2003, Trigo *et al.* 2004).

En la Península Ibérica las series hidrológicas muestran tendencias negativas en las aportaciones de los grandes ríos durante buena parte del siglo XX (Gallart & Llorens 2002); este descenso hidrológico podría guardar relación con la tendencia positiva que ha registrado la NAO durante las últimas tres décadas (Hurrell *et al.* 2003, Osborn 2004). Es un hecho contrastado que las precipitaciones en el norte de Europa han experimentado una tendencia creciente durante la segunda mitad del siglo XX (Zhang *et al.* 2007); sin embargo no se ha podido comprobar, a pesar del cuantioso número de trabajos realizados al respecto, un descenso claro y significativo de las mismas en el sur de Europa, y en concreto en la Península Ibérica (ver revisiones en Bladé & Castro-Díez 2010, González-Hidalgo *et al.* 2010). Por su parte las temperaturas también pueden jugar un papel importante en las variaciones hidrológicas, en la medida en que controlan los procesos de evapotranspiración o acumulación y fusión de nieve. La mayor parte de los trabajos han documentado un incremento térmico intenso y significativo en la Península Ibérica desde comienzos de la década de los 70 hasta la actualidad (p.ej. De Castro *et al.* 2005, Brunet *et al.* 2007, Bladé & Castro-Díez 2010). Este calentamiento parece estar condicionando el descenso en el número de días con precipitación



en forma de nieve en distintas áreas de la península (Pons *et al.* 2009), o la reducción del espesor y la duración del manto de nieve en algunas montañas españolas como los Pirineos (López-Moreno 2005, López-Moreno *et al.* 2008). Sin embargo estos procesos reflejan variaciones hidrológicas a escala estacional y el papel de las crecientes temperaturas sobre el descenso inter-anual de los recursos hídricos a escala de cuenca hidrológica aún no se ha podido confirmar (Beguería *et al.* 2003, López-Moreno *et al.* en prensa).

En términos generales parece existir un desajuste entre la evolución reciente de las precipitaciones y los caudales de los ríos peninsulares. Distintos trabajos llevados a cabo a la escala de las grandes cuencas hidrográficas atribuyen parte del descenso en los caudales al aumento en la cubierta vegetal en las cabeceras fluviales (Beguería *et al.* 2003, Gallart & Llorens 2004, López-Moreno *et al.* en prensa). La relación que guarda la cubierta vegetal y la hidrología ha sido objeto de discusión científica desde la antigüedad, y a día de hoy se ha superado la visión tradicional que sostenía, a grandes rasgos, que los bosques aumentan los recursos hídricos de un determinado lugar (Andréassian 2004). En los últimos años los trabajos realizados en cuencas experimentales han demostrado que la cubierta vegetal y los bosques afectan al ciclo hidrológico y al balance de agua en la medida en que controlan los procesos de partición de la precipitación (Crockford & Richardson 2000, Llorens & Domingo 2007). Tanto a escala local como global la cubierta vegetal interviene en la infiltración, la interceptación o la evapotranspiración (Zhang *et al.* 2001a, Cosandey *et al.* 2005, Morán 2007) y cualquier cambio de uso que suponga un incremento en la misma repercute directamente en un descenso en la escorrentía, mientras que una retirada de la cubierta vegetal suele aumentar los caudales de los ríos (p. ej., Bosch & Hewlett 1982, Bent 2001, Gallart & Llorens 2003). A escala mundial se suelen considerar los cambios en los usos del suelo y la cubierta vegetal como otro de los componentes del cambio global. Sin embargo, existen notables divergencias entre las transformaciones en los usos del suelo acaecidas en los países desarrollados y las que se ha producido en los países en desarrollo. Uno de los procesos más evidentes observados durante el siglo XX en los países industrializados ha sido el abandono paulatino de actividades agrarias en zonas marginales y de baja producción, que ha derivado en un crecimiento de la cubierta vegetal y la superficie forestal; por el contrario, en los países en desarrollo el bosque ha perdido superficie al ser en muchas ocasiones transformado en tierras de cultivo o utilizado como fuente de energía (Ramankutty & Foley 1999). El territorio de la Península Ibérica no ha sido ajeno a dichos cambios. En España las zonas de montaña han sido sometidas históricamente a un intenso aprovechamiento del suelo, conociendo un máximo de ocupación durante la segunda mitad del siglo XIX. Mediante sistemas tradicionales como las deforestaciones, las roturaciones, los abancalamientos, y otras prácticas, se hacía posible la agricultura en lugares poco aptos, como las laderas de las montañas, provocando una fuerte presión sobre el suelo montano (Lasanta 1990). Sin embargo, desde mediados del siglo XX la montaña española ha experimentado el proceso contrario. El masivo éxodo rural que tuvo lugar a raíz de los cambios socioeconómicos de finales de los años 50 afectó en gran medida a las

áreas de montaña, lo que produjo una fuerte disminución de la presión de las actividades agrarias sobre el suelo y una contracción de la superficie agrícola (Cabero 1981). El abandono de la agricultura o la disminución de la presión del pastoreo sobre el suelo montano provoca una regeneración natural de los ecosistemas de montaña mediante la recolonización vegetal (Vicente-Serrano *et al.* 2000), que puede evolucionar hasta etapas más avanzadas, como el establecimiento de una cubierta forestal. Este proceso ha sido observado en diferentes sistemas montañosos españoles como los Pirineos (Poyatos *et al.* 2003) o el Sistema Ibérico (Lasanta-Martínez *et al.* 2005). Junto a ello, la sustitución de cultivos cerealistas por pastizales y las reforestaciones llevadas a cabo por las administraciones han sido los procesos de cambio más significativos que ha experimentado el suelo de la montaña española en las últimas décadas (García-Ruiz *et al.* 1996). En general se advierte un proceso de expansión de la cubierta vegetal en las áreas de montaña españolas. Las montañas constituyen en buena medida el área fuente de los recursos hídricos de un territorio, al concentrar gran parte de la precipitación incidente, almacenarla y proveer agua de forma sostenida a los cursos fluviales. En las regiones con climas áridos o semi-áridos se estima que la escorrentía generada en las mismas puede suponer entre un 50% y un 90% de los caudales totales de los ríos (Viviroli & Weingartner 2004). En ellas el consumo de agua por parte del hombre es más bien marginal comparado con el que se produce en las zonas bajas, donde se concentra la mayor parte de la población; por ello las variaciones que registren los recursos hídricos en las zonas de cabecera deben ser consecuencia sobre todo de procesos o cambios naturales. Además, los marcados gradientes altitudinales que en ellas se producen, inducen a repentinas variaciones en los parámetros climáticos y ello las hace especialmente vulnerables a los cambios medioambientales (García-Ruiz, 1990). Todas estas características hacen de las montañas y las cabeceras fluviales lugares ideales para detectar dichos cambios, entre ellos los hidrológicos, y evaluar sus efectos antes de que se produzca un mayor consumo aguas abajo, donde se encuentran las áreas más pobladas (Beniston 1994, Dirnbock & Grabherr 2000, Poyatos *et al.* 2003).

Por último, a la hora de evaluar los cambios hidrológicos es indispensable tener en cuenta el consumo o la gestión que de los recursos hídricos hace el ser humano. Desde el punto de vista del consumo es destacable el aumento de la demanda de agua en España en el último siglo, a causa principalmente del crecimiento urbano e industrial y del incremento en más del doble de la superficie destinada a regadíos (Gil Olcina 1999), que hace que el gasto de agua por parte de la actividad agraria oscile en la actualidad entre el 40% y el 80% del total (Morales Gil 1999). También ha cobrado especial relevancia el consumo de agua por la actividad turística. El incremento de la demanda de agua, a causa de la presión turística en los últimos 40 años en el litoral, y las perspectivas de desarrollo turístico futuro en nuevas zonas como las áreas rurales hace de este uso del agua uno de los más importantes a considerar ante las circunstancias de disponibilidad futura (Vera Rebollo & Torres Alfosea 1999). Por otro lado la gestión del agua por medio de los embalses también puede provocar, como se ha especificado líneas arriba,

importantes cambios hidrológicos. En España se han construido hasta la actualidad más de 1.200 grandes presas con distintos propósitos (producción hidroeléctrica, regadío, abastecimiento urbano, laminación de avenidas, etc.), llegando a ser hoy día uno de los países con mayor número de grandes embalses del mundo. La gestión de los embalses atiende principalmente a las variaciones en la demanda de agua, o energía en el caso de los hidroeléctricos, o para hacer frente a eventos hidrológicos extremos, como las avenidas. En el actual contexto de cambio hidrológico es importante conocer como alteran los embalses el régimen natural de los ríos, y si, ante un retroceso de los recursos hídricos se están modificando los patrones de gestión de los mismos (López-Moreno *et al.* 2004).

El Duero es, por su longitud, su caudaliosidad, y por la extensión del área que drena, uno de los ríos más importantes de la Península Ibérica. Su cuenca presenta unas condiciones climáticas, topográficas y de ocupación del suelo contrastadas entre las zonas de cabecera y las áreas de curso bajo. En términos generales las cabeceras fluviales están localizadas en la orla montañosa donde la pluviosidad es abundante, predominan las formaciones forestales y los pastizales-matorrales, y no existen grandes núcleos de población. Los cursos bajos de los tributarios y el propio Duero atraviesan extensas llanuras que reciben escasas lluvias y están ocupadas principalmente por campos de cultivo cerealístico. Aunque la densidad de población no es muy elevada, en ellas se localizan las principales capitales de provincia de Castilla y León y los núcleos de población de mayor entidad. Hasta la fecha pocos trabajos han evaluado la evolución de los recursos hídricos de su cuenca en el contexto de cambio global; y los pocos que existen abarcan pequeñas cuencas experimentales, como la de Rinconada de la Sierra en Salamanca (Martínez-Fernández *et al.* 2005b, Morán 2007, Hernández-Santana *et al.* 2008), cuencas de cabecera como la del río Arlanzón (Machín *et al.* 2005), o sectores individualizados, como el suroeste de la cuenca (Ceballos-Barbancho *et al.* 2008). De todo lo expuesto surge la necesidad de realizar un estudio integrado de la evolución reciente de los recursos hídricos en la cuenca del Duero. Entendemos que un estudio de esas características sería necesario en cualquier cuenca hidrográfica de la península para abordar con garantías una gestión del agua que asegure el abastecimiento a los sistemas naturales y antrópicos durante las próximas décadas, en las que según todos los indicadores la cantidad y disponibilidad de agua va a disminuir.

## **1.2. Objetivos del trabajo**

En el contexto del interés científico por la variabilidad de los recursos hídricos y su relación con el cambio climático / cambio global, se plantea el presente trabajo de investigación, cuyo principal objetivo es:

***Estudiar la evolución reciente de los recursos hídricos superficiales de la parte española de la cuenca del Duero, su variabilidad espacial y temporal, y determinar las causas o factores responsables de la misma.***

Para abordar este objetivo general se han planteado una serie de objetivos específicos, que incluyen:

- La elaboración de una base de datos climática e hidrológica para la cuenca del Duero, con una homogeneidad y calidad contrastadas, que permita la realización de análisis estadísticos fiables y rigurosos.
- Caracterizar el clima de la cuenca y la evolución de sus principales variables, precipitaciones y temperaturas, por su indudable relación con la generación de la escorrentía superficial.
- Determinar las condiciones generales de la hidrología superficial de la cuenca mediante la identificación de los principales regímenes fluviales.
- Analizar las tendencias experimentadas por las aportaciones fluviales de los principales ríos de la cuenca y los cambios hidrológicos derivados, prestando especial atención a las cabeceras fluviales por su carácter de cuencas poco modificadas por el hombre.
- Identificar las variaciones experimentadas por la cubierta vegetal en la cuenca, poniendo especial atención en las cabeceras fluviales, dado su potencial papel sobre la generación de escorrentía.
- Analizar la relación que guarda la evolución de los recursos hídricos de la cuenca con los tres principales factores responsables de su generación y consumo: el clima, la cubierta vegetal, y la gestión hidrológica.

## **1.3. Estructura del trabajo**

A continuación se explica brevemente la estructura de presentación, cuyo esquema aparece ilustrado en la Figura 1.1.

La estructura se corresponde con el esquema clásico de los trabajos científicos de las ciencias naturales, que incluyen además de la presentación de la introducción y de los objetivos, la descripción del área de estudio, la explicación de la metodología utilizada, la presentación de los resultados y su discusión científica, y un resumen de las principales conclusiones extraídas del trabajo, así como una valoración crítica del mismo.

La estructura de exposición de los resultados requiere de una explicación adicional. Éstos se han ordenado siguiendo la lógica natural de los procesos climático-hidrológicos, y las relaciones causa-efecto entre los distintos elementos estudiados. El primer capítulo dedicado a los resultados se ocupa de la caracterización climática de la cuenca y del estudio de las tendencias y evolución de las variables climáticas. Entendemos que la presentación de la variabilidad y evolución climáticas es indispensable como punto de partida y como marco para entender, posteriormente, el funcionamiento hidrológico de la cuenca. Seguidamente se presenta el capítulo central del trabajo, dedicado al estudio de la hidrología superficial, la evolución de los caudales, y los cambios en distintos indicadores hidrológicos. Los tres capítulos posteriores están dedicados a estudiar en profundidad los tres factores que entendemos que pueden ser responsables de los cambios detectados en la hidrología: la variabilidad en la dinámica atmosférica, centrándonos en la Oscilación del Atlántico Norte; la evolución de los usos del suelo y la cubierta vegetal; y la gestión de los embalses de la cuenca. Estos tres capítulos servirán asimismo de discusión sobre los resultados observados en el capítulo central del trabajo.

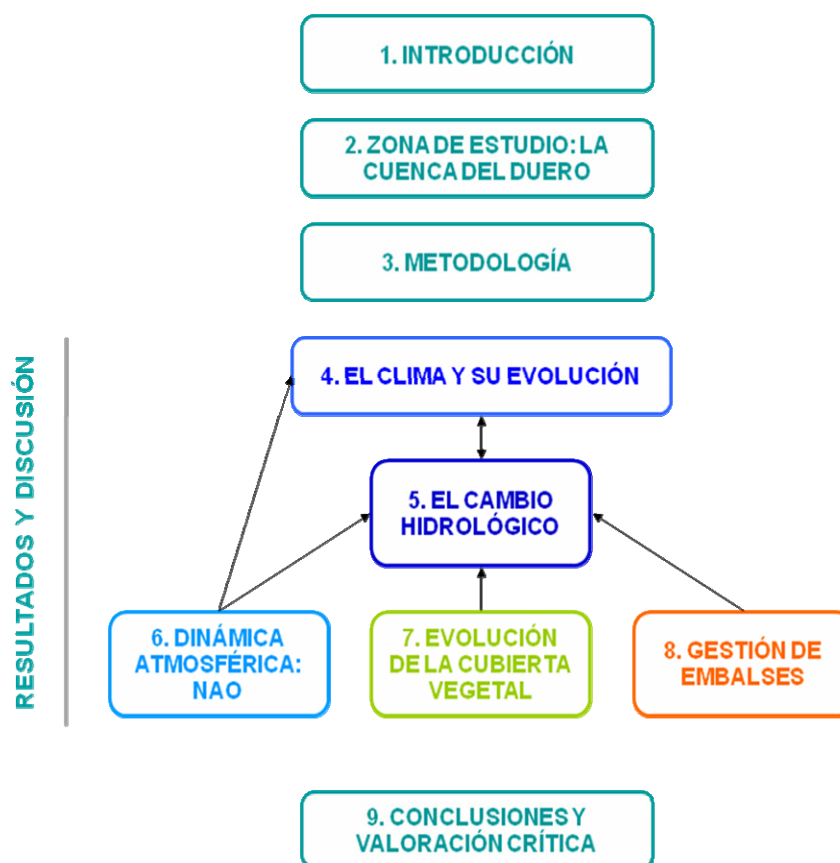


Figura 1.1. Esquema de la estructura de presentación del trabajo.



## **2. ÁREA DE ESTUDIO: LA CUENCA DEL DUERO ESPAÑOLA**





La cuenca del Duero constituye uno de los sistemas hidrográficos de mayor entidad de la Península Ibérica por su superficie – 97.290 km<sup>2</sup>–, su carácter transnacional, y por el volumen de sus aportaciones – 21.992 hm<sup>3</sup>/año – (como ejemplo comparativo, dos de las grandes cuencas del territorio peninsular, la del río Ebro, y la del Tajo, presentan unos aportes anuales de 13.900 y 17.700 hm<sup>3</sup> respectivamente). Estos datos justifican por sí solos la realización de un estudio integrado de la evolución de los recursos hídricos en la cuenca. Además, una serie de características geográficas contrastadas, derivadas sobre todo de la disposición del relieve, le confieren un valor añadido y ofrecen la posibilidad de buscar patrones espaciales en los indicadores que se han estudiado. Debido a la accesibilidad a bases de datos climáticos e hidrológicos, además de otras fuentes cartográficas necesarias para cubrir los objetivos del trabajo, el presente estudio se ha centrado en la parte española de la cuenca, que cuenta con una superficie de 78.952 km<sup>2</sup>, y unos aportes anuales de casi 13.800 hm<sup>3</sup>.

La cuenca del Duero se encuentra situada en el tercio norte de la Península Ibérica (Figura 2.1), entre los 40°15' y 42°67' N de latitud y los 2°09' y 7°30' O de longitud. Sus límites geográficos están marcados por las divisorias de una serie de sistemas montañosos, entre los que destacan los Montes de León al noroeste, la Cordillera Cantábrica en el norte, el Sistema Ibérico en el noreste-este, y el Sistema Central a lo largo de todo el límite sur. El límite occidental está definido por la frontera entre España y Portugal. El territorio de la cuenca del Duero española se encuentra casi en su totalidad (98,3%) dentro de los límites administrativos de Castilla y León, ocupando también en muy pequeñas proporciones territorio de Galicia (1,4%), Cantabria, La Rioja, Castilla La Mancha, Extremadura, y Madrid (< 0,1%).

A continuación se describen las principales características geográficas de la cuenca, centrándonos en el relieve y el sustrato geológico, la climatología, y la distribución de la vegetación y usos del suelo, por sus implicaciones en el funcionamiento hidrológico de la misma.

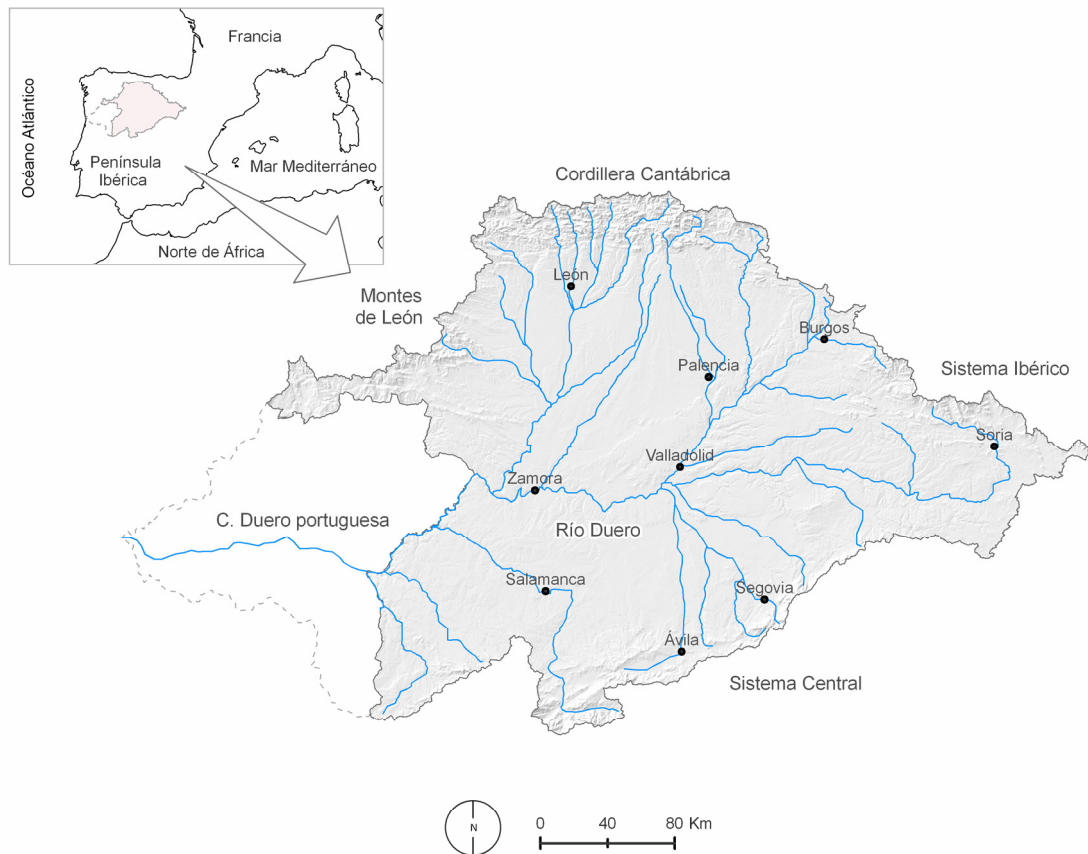


Figura 2.1. Localización de la cuenca del Duero española.

### 2.1. El relieve y el sustrato geológico

El sector español de la cuenca del Duero está compuesto por una gran llanura elevada, conocida como la Submeseta Norte, rodeada de una orla montañosa (Figura 2.2). La llanura, no exenta de irregularidades topográficas provocadas por la incisión fluvial desde finales del Terciario, está a su vez formada por dos unidades bien diferenciadas por sus características estructurales y composición litológica:

- El sector occidental, que ocupa parte de las provincias de León, Zamora y Salamanca, pertenece al antiguo zócalo paleozoico, núcleo a partir del cual se ha ido configurando el relieve de la Península Ibérica. Está formado por materiales muy antiguos depositados durante los periodos Cámbrico y Carbonífero en un profundo geosinclinal, que más tarde fue afectado por el plegamiento herciniano, acompañado de extensas intrusiones graníticas. Los sedimentos, inicialmente arcillas y areniscas, se vieron afectados por metamorfismo regional y de contacto, a causa de la intrusión magmática. De esta forma, junto a los granitos procedentes del magmatismo, predominan los afloramientos de rocas metamórficas como las pizarras, los gneises y las cuarcitas (Cabo & Manero 1990). Posteriormente estos relieves fueron erosionados durante un largo periodo de tiempo,

hasta acabar convertidos en una extensa planicie que coincide con una penillanura o superficie de erosión poligénica. La altitud media de este sector es de unos 800 m.s.n.m.

- La planicie sedimentaria. Desde finales del Mesozoico, y sobre todo durante el Cenozoico, el zócalo paleozoico se vio afectado por intensas presiones relacionadas con el plegamiento alpino. Las consecuencias de este último fueron entre otras: el basculamiento del zócalo hacia el oeste, de manera que el drenaje se dirige desde entonces hacia el Atlántico; el levantamiento de las montañas que rodean el zócalo; y la deformación del mismo en ondulaciones que dieron lugar a depresiones cerradas, tanto en la Submeseta norte (cuenca del Duero), como en la sur (Cuencas del Tajo y el Guadiana). En la depresión del Duero se instaló un conjunto de lagos, sujetos a fuerte evaporación, en los que se depositaban los sedimentos procedentes de la erosión de las cadenas montañosas circundantes. La sedimentación se organizó de forma aureolada, con areniscas, arcillas y calizas dispuestas desde la periferia hacia el interior. La cumbre de la sedimentación enrasa topográficamente con la superficie de erosión del zócalo, por lo que existe perfecta continuidad entre los relieves terciarios de la depresión del Duero, con la penillanura occidental. El estadio final de la sedimentación, a finales del Plioceno y comienzos del Cuaternario consistió en aportes de conglomerados formando rampas a modo de glaciares o grandes abanicos aluviales, que se conocen con el nombre de "rañas". El relieve construido sobre estos materiales adquiere las características típicas de las cuencas terciarias de la Península Ibérica, con plataformas estructurales de superficie horizontal delimitadas por abruptos escarpes (como los Montes Torozos) y extensas campiñas en cuyo fondo se asientan sistemas de terrazas. Las primeras culminan en torno a los 800-1.000 m, mientras que las segundas lo hacen en torno a los 600-800 m (Cabo & Manero 1990, Blázquez Díaz 1992).

Desde el punto de vista hidrológico las unidades más importantes son los sistemas montañosos que bordean la cuenca, dado que constituyen la principal área fuente de sus recursos hídricos. Este borde montañoso no es homogéneo en su estructura y composición litológica, presentando por tanto una serie de unidades netamente diferenciadas:

- Por el noroeste cierran la cuenca los montes de León, o montañas Galaico-Leonesas, que constituyen las formaciones montañosas más antiguas. Se trata de un macizo derivado de la denudación de la antigua cordillera herciniana y formado por materiales de origen cámbrico, ordovícico, y carbonífero, como pizarras, gneises, cuarcitas y granitos (Cabo & Manero 1990). Presenta altitudes por encima de los 2.000 m. y formas heredadas de la erosión glacial que tuvo lugar durante los pulsos climáticos cuaternarios.

- La Cordillera Cantábrica, delimitando la cuenca por el norte, es un complejo sistema montañoso, ya que incluye parte del fracturado macizo paleozoico y formaciones plegadas de origen más reciente (orogenia alpina). De forma resumida se pueden distinguir dos sectores diferenciados geológicamente en el territorio de la cuenca. En la zona occidental y central se encuentra el macizo asturiano, formado por materiales paleozoicos plegados y

en ocasiones con relieve en bloques levantados y fosas tectónicas. En la parte oriental el zócalo paleozoico quedó expuesto a las transgresiones marinas en la era mesozoica y fue por lo tanto cubierto por materiales sedimentarios, como calizas y margas (Cabo & Manero 1990), que fueron fuertemente plegadas durante la orogenia alpina, y constituyen en la actualidad formaciones cársticas de gran permeabilidad. Las mayores altitudes (por encima de los 2.000 m) se encuentran en la zona central, conocida como Picos de Europa.

- La parte oriental de la cuenca está drenada por las montañas más septentrionales del Sistema Ibérico, las Sierras de la Demanda y los Picos de Urbión, que actúan de divisoria entre las cuencas del Duero y del Ebro, y en las que se encuentra la cabecera del propio Duero. Están formadas por materiales mesozoicos de origen sedimentario, marinos en unos casos (calizas, areniscas y arcillas) y continental en otros (cuarzoarenitas y conglomerados finos con predominio de cuarzo, areniscas y arcillas). Las cimas se encuentran por encima de los 2.000 m, y muestran restos de modelado glaciar, particularmente en las sierras de Urbión y Neila. El relieve, no obstante, carece de energía en la vertiente castellana del Sistema Ibérico, presentando suaves reversos de cuesta que buzan hacia el oeste, y amplios valles escasamente encajados.

- Por el sur, la cuenca está delimitada por el Sistema Central, cordillera montañosa cuyas cimas conforman la divisoria con la cuenca del Tajo. Se trata de otra pieza del antiguo macizo herciniano, que presenta en su núcleo intrusiones plutónicas en forma de batolitos graníticos. Los empujes alpinos fracturaron el conjunto con fallas longitudinales y transversales, dando lugar a un relieve en bloques levantados y hundidos (*horst* y *graben*), que actúan como sierras y valles por donde discurre la red hidrográfica. En el núcleo de la cadena montañosa se encuentra la Sierra de Gredos, formada por materiales plutónicos, esencialmente granitos y migmatitas, y en la que se encuentra el pico más alto de la cuenca, El Moro Almanzor, con 2.592 m de altitud. A los laterales predominan los materiales procedentes del metamorfismo de contacto, como las pizarras, las cuarcitas y los gneises de las sierras de Guadarrama y Somosierra, localizadas a noreste del núcleo, y de las sierras de Francia y de Gata, que terminan la parte española de la cordillera por el suroeste, antes de adentrarse en Portugal.

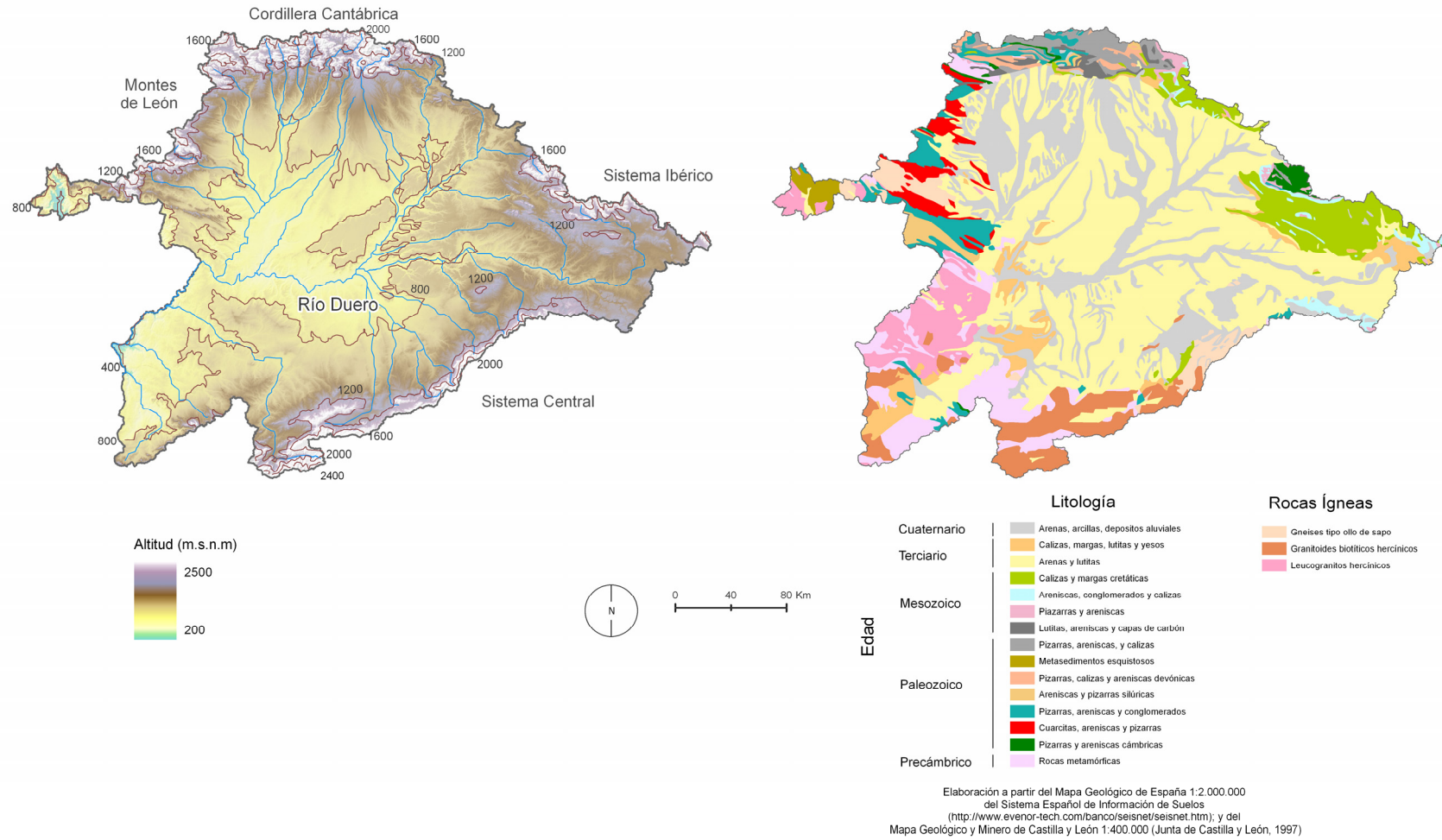


Figura 2.2. Altitudes y geología de la cuenca.

## **2.2. El clima de la cuenca**

En este apartado se describirán brevemente las principales condiciones climáticas de la cuenca, como marco general de la tesis. En un próximo capítulo, dedicado a las tendencias climáticas, se abordarán con mayor profundidad las condiciones medias de las principales variables, precipitación y temperatura, así como su distribución en el espacio, en la medida en que afectan o pueden afectar a los regímenes fluviales o al funcionamiento hidrológico del espacio estudiado.

Las condiciones climáticas de la cuenca del Duero responden esencialmente a la interacción de dos factores geográficos: su situación (noroeste de la Península Ibérica) respecto a la dinámica atmosférica; y la configuración dual del relieve (montañas/lanuras). Su localización en la zona templada del hemisferio norte hace que se encuentre expuesta a masas de aire de distintas procedencias, que actúan con un claro componente estacional. Desde el otoño a la primavera la región se encuentra bajo el dominio de la Corriente en Chorro Polar o *Jet Stream*, que debido a sus fluctuaciones genera situaciones dinámicas diversas y por lo tanto diferentes tipos de tiempo. Con frecuencia aporta perturbaciones en forma de borrascas con frentes asociados que desde el Atlántico introducen humedad al conjunto de la Península Ibérica. Sin embargo, en el invierno son también frecuentes las altas presiones, derivadas del desplazamiento hacia el sur de anticiclón situado en el centro y este de Europa y que dan lugar a tiempos secos y soleados con amplias oscilaciones térmicas diarias (García Fernández 1986). Durante el verano, por el contrario, la región queda bajo el influjo de la circulación de componente sur, que determina la llegada de masas de aire tropical (marítimo y continental), y por la presencia, en su posición más septentrional, del anticiclón de las Azores. Estas condiciones, que son comunes al territorio de la Península Ibérica y determinan el tipo de clima característico Mediterráneo, son matizadas por la singular configuración topográfica de la cuenca. Los dos rasgos morfológicos que determinan las características climáticas, introduciendo notable variabilidad espacial sobre la distribución de temperaturas y precipitaciones, son la elevada altitud media de la planicie interior, y el cinturón montañoso que cierra la cuenca (Cabo & Manero 1990). Las montañas, que actúan como condensadoras de humedad, retienen la mayor parte de las precipitaciones procedentes del oeste, dejando a sotavento (el interior de la cuenca) condiciones de sequedad que no son propias de la inestabilidad atmosférica en que se producen. De esta forma se genera un fuerte gradiente pluviométrico desde las montañas, que pueden registrar precipitaciones superiores a los 1.500 mm anuales, hasta el centro de la cuenca, con precipitaciones anuales por debajo de los 400 mm (García Fernández 1986). Por otro lado, el aislamiento al que queda sometido el interior de la meseta, unido a su elevada altitud, se ve reflejado en frecuentes condiciones de estabilidad que, impidiendo los movimientos verticales del aire, provocan durante el invierno inversiones térmicas, heladas nocturnas, y altas amplitudes térmicas diarias.

La Figura 2.3 muestra una síntesis de las condiciones climáticas anuales medias de la cuenca, elaborada a partir de datos de temperatura y precipitación cuya obtención y manipulación se explican detalladamente en el capítulo 3 (Metodología). La distribución de las precipitaciones y temperaturas refleja el contraste ya citado entre las condiciones del interior y la orla montañosa. Asimismo se aprecia un gradiente pluviométrico entre el sector nor-noroeste, que recoge la humedad procedente de las masas de aire atlánticas, y el resto de la cuenca, de condiciones más secas y continentales.

Como muestran los diagramas ombrotérmicos de la Figura 2.3, el régimen térmico de la cuenca es el característico de un clima de interior, con grandes oscilaciones térmicas entre los meses de invierno, - temperaturas inferiores a los 5° C de media -, y de verano, con medias cercanas a los 20° C. Los geógrafos coinciden en destacar la crudeza de las temperaturas mínimas (con absolutas por debajo de los -20° C) caracterizada por la frecuencia de heladas, la larga duración de los inviernos, y la suavidad del verano, como las principales características térmicas de la región (García Fernández 1986, Cabo & Manero 1990). En cuanto a su distribución espacial, las temperaturas más altas se registran en el sector suroccidental (comarca de las Arribes del Duero), con valores medios anuales que superan a los 15° C, y las mínimas se registran en las cumbres de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Central, con valores por debajo de los 5° C de media anual. La mayor parte del territorio, es decir, el sector central de la cuenca, se encuentra entre las isotermas de los 10° C y los 12° C de media anual.

El régimen pluviométrico es la característica que define la mediterraneidad del clima, ya que se registra un periodo húmedo entre el otoño y la primavera y un periodo con escasa pluviosidad en los meses de verano, con precipitaciones inferiores a los 20 mm mensuales (García Fernández 1986). Esta aridez estival es más acentuada en la planicie interior, como lo acredita el escaso peso específico (< 8%) de las pluviosidad estival en las capitales de Ávila o Valladolid, respecto a los total anuales (Cabo & Manero 1990). La coincidencia de las altas temperaturas con la ausencia de lluvias del verano da lugar a las condiciones de déficit hídrico que condicionan la producción agrícola, eminentemente cerealista, del interior de la cuenca (Cabo & Manero 1990, Blázquez Díaz 1992). A la estacionalidad de las precipitaciones, hay que sumar la ya citada disimetría pluviométrica entre el interior y el borde montañoso. La mayor parte de la cuenca se encuentra por debajo de la isoyeta de los 600 mm, y un amplio sector central, como muestra la Figura 2.3, no sobrepasa los 400 mm anuales. Por el contrario las montañas registran condiciones de mayor humedad, recogiendo precipitaciones cercanas a los 800 mm en toda la orla montañosa, y por encima de los 1.000 mm anuales en gran parte de la franja nor-occidental, que se encuentra más expuesta a la entrada de perturbaciones atlánticas. En la Figura 2.3 se observa que la duración del periodo de déficit hídrico es de hasta tres meses en las estaciones localizadas en el interior de la cuenca y en la mitad sur, mientras que en las estaciones localizadas en la orla montañosa la duración es mucho menor, incluso no se producen situación de déficit. Se trata, por lo tanto, de una distribución espacial caracterizada

por un gradiente altitudinal desde el borde hacia el interior, con un basculamiento hacia el sureste derivado del mayor aislamiento a las condiciones marítimas.

Por todas las razones expuestas se ha definido tradicionalmente al clima de la cuenca como *Mediterráneo continentalizado* o *variedad fría del Mediterráneo* (García Fernández 1986, Cabo & Manero 1990). Sin embargo las condiciones de tránsito entre lo mediterráneo y lo atlántico de la franja nor-noroeste de la cuenca nos permitirían definir el clima de este sector como sub-Atlántico.

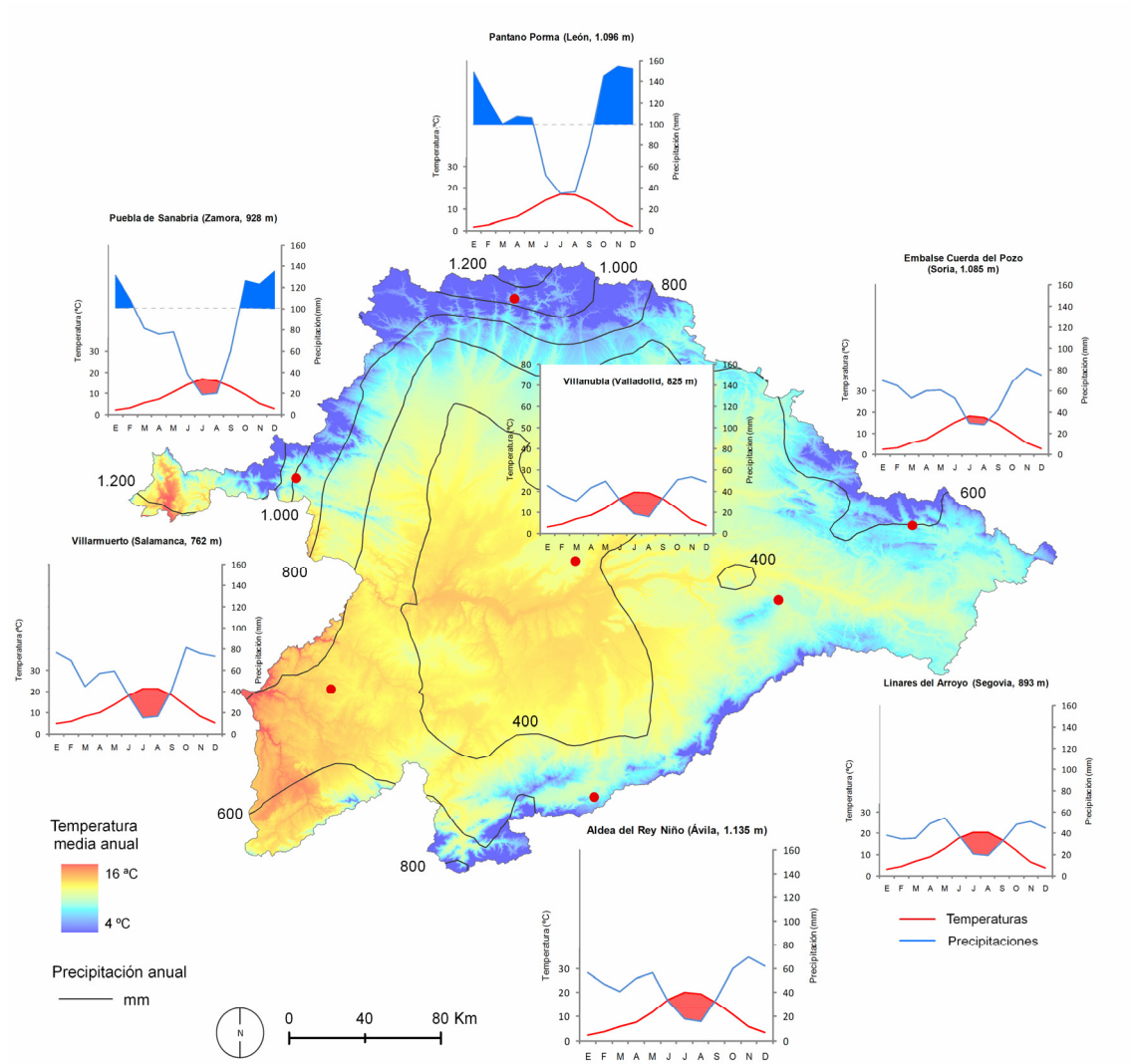


Figura 2.3. Climatología de la cuenca del Duero. El mapa distribuido de temperaturas (colores) y precipitaciones (isoyetas) anuales se ha obtenido mediante un proceso de interpolación espacial, que se explica detalladamente en el apartado metodológico. Los diagramas ombrotérmicos se han realizado calculando las temperaturas y precipitaciones medias del periodo 1961-2005, registradas en los respectivos observatorios meteorológicos.



### **2.3. La red hidrográfica**

Producto de la configuración morfológica y de las condiciones climáticas expuestas, se articula una extensa red hidrográfica desde las cabeceras en las zonas de montaña hacia el colector principal, el río Duero, que discurre por el centro de la planicie sedimentaria en dirección este-oeste. El Duero recorre en territorio español un total de 744 km, y salva un desnivel de unos 1.900 m desde su nacimiento en los Picos de Urbión, (2.120 m) hasta su entrada en Portugal (por debajo de los 200 m). Salvo en los tramos inicial y final, el cauce principal se asienta en un amplio valle apenas encajado en las llanuras terciarias, con un desnivel medio que no supera los 2 metros por cada kilómetro (< 0,8%) (Blázquez Díaz 1992). En su cabecera en el valle de Duruelo de la Sierra, y en el tramo de entrada a Portugal, en el que se encaja fuertemente en la penillanura granítica (Arribes del Duero), el río salva mayores desniveles, por lo que discurre con mayor torrencialidad (Cabo & Manero 1990).

Las montañas que rodean la meseta son la fuente principal de los recursos hídricos de la cuenca, al actuar éstas de reservorio natural de las precipitaciones. En la Figura 2.4 se muestra la red hidrográfica con los ríos más importantes de la cuenca, escalados en función de sus aportes anuales. Los ríos más caudalosos (exceptuando el propio Duero), el Esla ( $5.040 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ ) y el Pisuerga ( $2.400 \text{ hm}^3 \text{ año}^{-1}$ ), se encuentran en la margen derecha, y deben su caudal a la densa red de tributarios con cabecera en los montes de León (ríos Tera, Ería, Órbigo) y la Cordillera Cantábrica (ríos Porma, Curueño, Cea). Los ríos de la margen izquierda son en general de menor entidad, siendo el más caudaloso el Tormes, con unos aportes de  $1.230 \text{ hm}^3$  anuales. También la longitud y el tamaño de las cuencas de drenaje de los ríos de la margen derecha son superiores a los de la margen izquierda, lo que da una idea de la disimetría, tanto hidrológica como topográfica existente entre ambos márgenes del Duero.

Del sustrato litológico y su variedad depende también la presencia de formaciones acuíferas en la cuenca. Los materiales silíceos – granitos, pizarras, cuarcitas – de las penillanuras occidentales y de las montañas del Sistema Central, al igual que las arcillas sedimentarias del interior de la cuenca, son altamente impermeables, por lo que difícilmente se producen infiltraciones que formen importantes masas de agua subterránea. Sin embargo, en las zonas calizas tanto paleozoicas (Cordillera Cantábrica) como secundarias (Sistema Ibérico), y en los páramos terciarios se producen filtraciones que dan lugar a sistemas de acuíferos, de los que se calcula que pueden acumular cerca de  $1.500 \text{ hm}^3$  anuales (Cabo & Manero 1990). Destacan también algunas formaciones endorreicas producto de la horizontalidad del relieve y la imposibilidad de desagüe en el sector central de la cuenca (como las lagunas de Villafáfila), que encierran un alto valor ecológico y se encuentran siempre bajo la amenaza de la desecación (Grande del Brío 1982).

Por último cabe destacar la presencia en la cuenca de más de 90 embalses, con una capacidad de embalsado total cercana a los  $2.780 \text{ hm}^3$  ([www.chduero.es](http://www.chduero.es)). Éstos fueron construidos a lo largo del siglo XX con distintas finalidades, entre ellas el control de crecidas y

estiajes, el abastecimiento de agua a la población en épocas de sequía, el regadío, y sobre todo la producción hidroeléctrica. El sistema de embalses de la cuenca se encuentra desarrollado de forma desigual entre las vertientes septentrionales y las meridionales. En primer lugar, son más numerosos los embalses en los ríos provenientes de las montañas leonesas y cantábricas. Además, con excepción del río Tormes, el ratio de regulación es también mucho mayor, pues suele superar el 30% en los sistemas Esla-Porma, Órbigo-Tera y Pisuerga-Carrión, mientras que en los ríos Duratón, Cega, Adaja, Huebra y Águeda (provenientes de la vertiente sur), la regulación no supera el 20% de las aportaciones anuales (Blázquez Díaz 1992). En el capítulo 8 dedicado al análisis de la regulación de embalses se proporcionará mayor información al respecto.

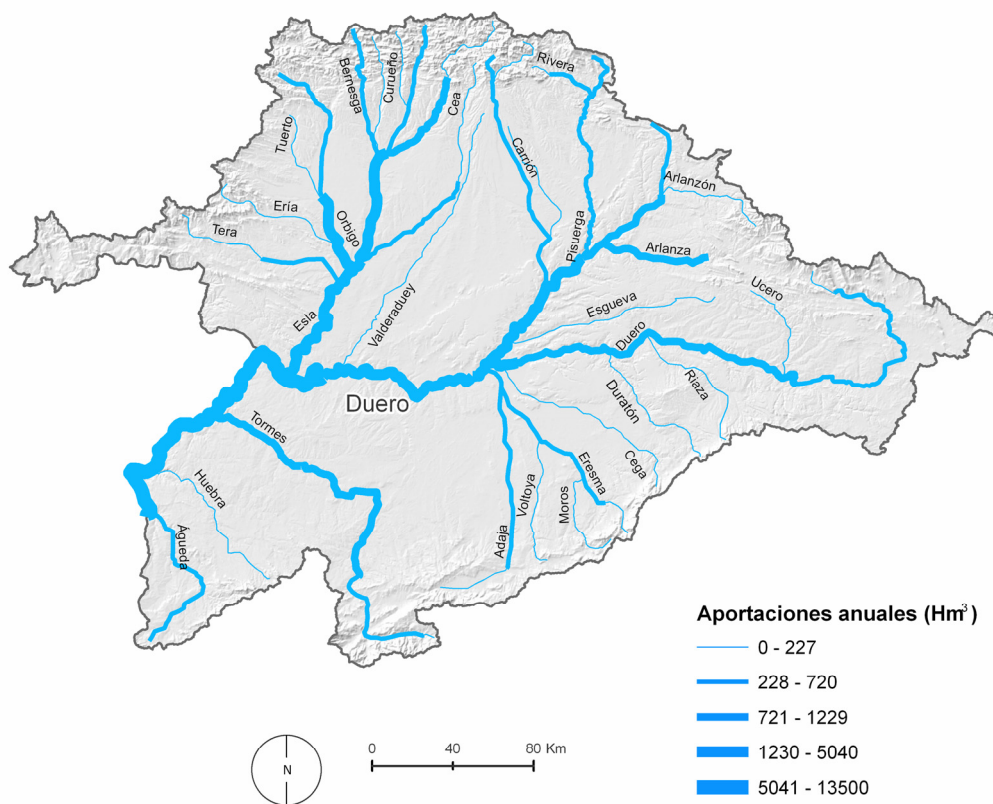


Figura 2.4. Red hidrográfica de la cuenca. Elaboración a partir de datos facilitados por el Centro de Estudios Hidrográficos – Ministerio de Fomento – (<http://hercules.cedex.es/general/default.htm>).

## 2.4. Los usos del suelo y las formaciones vegetales

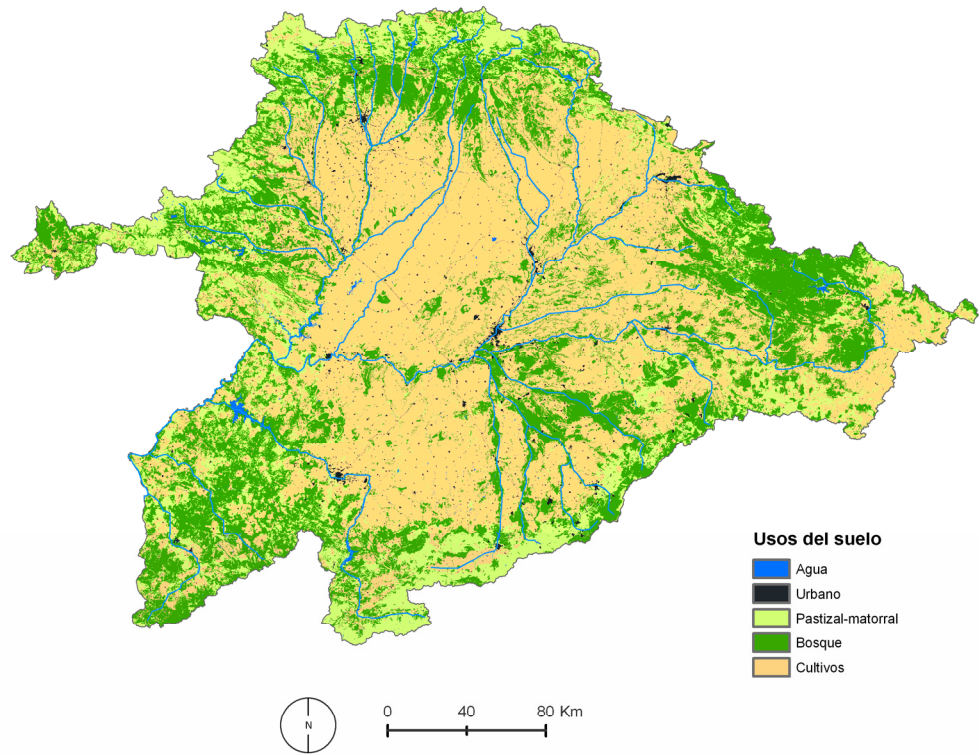
Tanto el clima, como el relieve y el sustrato geológico de la cuenca presentan una clara dicotomía entre el interior, con relieves suaves sobre materiales sedimentarios y aridez climática, y el borde montañoso, de mayor pluviosidad y materiales antiguos. La superposición de estas condiciones ambientales ha quedado reflejada en la formación de los suelos, y todos estos factores han condicionado la distribución natural de la vegetación así como el uso que ha hecho el hombre del territorio. Para ilustrar de forma sintética la distribución de los usos del suelo se muestra reclasificado el Mapa Forestal de España de 2003 para los límites de la cuenca, en la Figura 2.5.

De forma general se pueden establecer en la cuenca dos dominios en cuanto a los usos del suelo y las formaciones vegetales: la cuenca sedimentaria por un lado y las montañas y penillanuras por otro (Blázquez Díaz 1992):

- El paisaje natural del interior sedimentario ha sido históricamente modificado por el hombre, y en la actualidad solamente se encuentra vegetación natural en las zonas poco aptas para el cultivo o el pastoreo, como son los páramos calcáreos, las cárcavas o las campiñas arenosas (Cabo & Manero 1990). En ellos se desarrollan sabinares (*Juniperus thurifera*), normalmente acompañados con quejigos (*Quercus faginea*), enebros (*Juniperus communis* y *J. oxycedrus*) y encinas (*Quercus rotundifolia*) de porte arbustivo o arborescente. En los valles fluviales se desarrollan bosques de ribera, formados por chopos (*Populus* sp.), Alisos (*Alnus glutinosa*) y fresnos (*Fraxinus* sp.), entre otros (Ruiz de la Torre 1996). El resto de formaciones forestales en el interior de la cuenca se limitan a plantaciones de pinos, entre las que destacan los pinares de *Pinus pinea* y *Pinus pinaster*, de la provincia de Valladolid y de la Tierra de Pinares en la provincia de Ávila (Grande del Brío 1982). Por lo demás, la mayor parte de la cuenca sedimentaria ha sido, y es, ocupada por campos de cultivo, entre los que predomina el secano intensivo de cereales y en menor medida el regadío en las vegas de los ríos y los viñedos en las terrazas del Duero (Cabo & Manero 1990).
- Por el contrario, en la penillanura occidental y sobre todo en el borde montañoso, predominan las formaciones forestales, que, aunque han sido en mayor o menor medida intervenidas por el hombre, se encuentran en la actualidad en pleno proceso de expansión (Junta de Castilla y León 2005). La distribución de la vegetación y los usos del suelo en este dominio está básicamente controlada por el tipo de sustrato, la pluviosidad y el gradiente de temperatura que se genera con la altitud entre las zonas de piedemonte y las cumbres montañosas, y que da lugar a los característicos pisos de vegetación. En la penillanura salmantina y zamorana la especie arbórea dominante es la encina (*Quercus rotundifolia*), que está adaptada a la escasez de precipitaciones y a los fuertes contrastes térmicos y cuya formación más habitual es la dehesa, esto es, un bosque aclarado para el aprovechamiento integral de sus recursos. En condiciones más frías (a mayor altitud) la

encina es sustituida por el rebollo (*Quercus pyrenaica*), mientras que en las zonas de temperaturas más suaves aparecen el alcornoque (*Quercus suber*), los acebuches (*Olea europaea*) y los madroños (*Arbutus unedo*). En zonas degradadas por el pastoreo se desarrollan formaciones de matorral serial con especies como *Cistus ladanifer*, *Lavandula stoechas* o *Thymus* sp. (Cabo & Manero 1990). En las montañas leonesas y cantábricas, de mayor pluviosidad, se encuentran especies propias del dominio eurosiberiano, adaptadas al régimen pluviométrico Atlántico. Predomina así el bosque de *Quercus robur* en las sierras más occidentales y de *Quercus pyrenaica* hacia el este. Comparten espacio con estas formaciones, los hayedos (*Fagus sylvatica*), y pequeñas manchas de abedules (*Betula pendula*) y acebos (*Ilex aquifolium*), e incluso sabinares (*Juniperus sabina*, *Juniperus communis*) en los suelos básicos (Ruiz de la Torre 1996). También aparecen, distribuidas por todo este sector, numerosas manchas de repoblación de *Pinus sylvestris*. En altitud son comunes las formaciones arbustivas tipo landas, con brezos (*Erica* sp.), tojos (*Ulex* sp.), y genistas (*Genistella tridentata*), que dan paso a los pastizales de montaña en el piso sub-alpino, tradicionalmente aprovechados para el pastoreo del ganado. En las montañas Ibéricas y del Sistema Central dominan ambientes más mediterraneizados y predominan los bosques de repoblación, como son los pinares de *Pinus sylvestris* y *Pinus pinaster* de las montañas sorianas, la Sierra de Guadarrama y la Sierra de Gredos. En los lugares donde la intervención humana ha sido menor crecen en su hábitat densos bosques de *Quercus pyrenaica* que son sustituidos en altitud por matorrales de montaña como el piorno serrano (*Cytisus oromediterraneus*) o el enebro rastrero (*Juniperus communis* subsp. *alpina*), y pastizales cervunales (*Nardus stricta*, *Festuca ibérica*, etc) ocupando el piso oromediterráneo por encima de los 1.800 m (Luceño & Vargas 1991, Ruiz de la Torre 1996).

En el capítulo 7 del trabajo, dedicado a estudiar los cambios en los usos del suelo y la cubierta vegetal se proporcionarán datos específicos de los porcentajes de ocupación de cada uso en la cuenca.



*Figura 2.5. Usos del suelo de la cuenca del Duero. Reclasificación a partir del Mapa Forestal de España 1:50.000.*



## 3. METODOLOGÍA





En este apartado se describen los métodos y técnicas utilizados para alcanzar los objetivos generales del trabajo. No obstante, a lo largo del trabajo aparecen referencias a distintos índices o aspectos metodológicos concretos, que se explicarán con detalle en el capítulo correspondiente para una mejor comprensión de los resultados.

### **3.1. Elaboración de una base de datos climáticos e hidrológicos**

A diferencia de los trabajos experimentales, en los que los datos para el análisis se obtienen de trabajos de campo o experimentos de laboratorio, un estudio como el presente, basado en análisis hidrológicos y climáticos de largas series temporales, requiere de datos adquiridos en fuentes ajenas. Dado que el objeto del trabajo son los datos que cuantifican el comportamiento de las variables climáticas e hidrológicas a distintas escalas temporales, la elaboración de una base de datos robusta y de calidad es fundamental para realizar un análisis riguroso y obtener resultados representativos y fiables. La elaboración de la base de datos se puede considerar, por lo tanto, no sólo un medio para conseguir los objetivos del trabajo, sino un objetivo en sí mismo.

Las variables en las que se fundamentan los análisis climáticos de este trabajo son las precipitaciones mensuales y diarias, (mm) y las temperaturas medias mensuales ( $^{\circ}\text{C}$ ). Para los análisis hidrológicos se han utilizado las aportaciones fluviales mensuales ( $\text{hm}^3\text{año}^{-1}$ ) y los caudales medios diarios ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ). Las series de datos climáticos fueron proporcionadas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), y las series de datos hidrológicos (medidas y digitalizadas por la Confederación Hidrográfica del Duero) fueron obtenidas desde el servidor gratuito del Centro de Estudios Hidrográficos (<http://hercules.cedex.es>).

#### **3.1.1. Definición del periodo de estudio**

El primer problema que se plantea al trabajar con series de datos temporales es el relativo a la selección del periodo de estudio. En nuestro caso, para realizarla, nos hemos apoyado en las siguientes premisas:

- Tal y como recomienda la Organización Meteorológica Mundial, el periodo mínimo para estudiar un clima y su variabilidad debe ser de al menos 30 años ([www.wmo.int](http://www.wmo.int)). Consideramos asimismo, que dada su estrecha relación con el clima, los sistemas hidrológicos superficiales fluctúan al mismo ritmo que las variables climáticas, y por ello se necesitarían como mínimo series de 30 años para estudiar la variabilidad y las tendencias en los recursos hídricos superficiales.
- Para que el estudio sea comparable con otros trabajos debe al menos incluir el último periodo de referencia establecido por la Organización Meteorológica Mundial para definir las normales climáticas: 1961-1990.

- Para que el trabajo esté actualizado y refleje el comportamiento reciente de las variables climáticas e hidrológicas en el contexto de cambio climático, se seleccionó como final del periodo de estudio, el último año con todos los datos disponibles en el momento de su adquisición (2006).
- Al estudiar diferentes variables, se debía buscar el máximo periodo común a todas ellas, que cumpliera con los requisitos anteriores y que estuviera disponible en el mayor número de series posibles.

Finalmente el periodo más largo posible que cumpliera con los requisitos expuestos es el comprendido entre los años 1961 y 2005. La mayoría de los análisis del trabajo están realizados para ese periodo, aunque en ocasiones aparecerá el periodo 1961-2004, ya que en los análisis hidrológicos se ha trabajado con el año hidrológico, con comienzo en octubre y fin en septiembre.

### **3.1.2. El problema de la homogeneidad de las series: control de calidad, homogeneización, y relleno de datos ausentes**

Una vez definido el periodo de estudio, según el cual muchas de las series de datos disponibles son descartadas para el análisis, el siguiente problema al que nos enfrentamos, y que es habitual al trabajar con bases de datos climáticas o hidrológicas, es el relativo a la calidad de las series (Peterson *et al.* 1998, García-Ruiz *et al.* 2001, Vicente-Serrano *et al.* 2009). Por calidad en las series climáticas e hidrológicas nos referimos bien a la existencia de inhomogeneidades y *outliers* (valores extremos erróneos), o bien a la ausencia de datos puntuales en la serie. Estos problemas han sido tratados en profundidad por los climatólogos, y en este trabajo se han seguido las recomendaciones globalmente aceptadas para evaluar la calidad de las series y corregir los posibles errores en las series climáticas e hidrológicas (con algunas especificidades) para construir la mejor base de datos posible.

En numerosas ocasiones, las series procedentes de las estaciones meteorológicas, o de aforos se ven afectadas por distintos motivos: cambios en el instrumental de medición, reubicación de la estación, parada temporal en su actividad, cambios en las fórmulas para calcular medias, etc.; por lo que suelen contener o bien fuertes discontinuidades, o bien errores graduales en los datos (Peterson *et al.* 1998). Por una serie climática homogénea, se entiende aquella en la que las variaciones son producidas exclusivamente por causas naturales (Easterling & Peterson 1995). Si consideramos el funcionamiento hidrológico natural de una cuenca, esto puede hacerse también extensible a las series hidrológicas (aunque en éstas influyen otros factores, como se verá a lo largo del trabajo). Una inhomogeneidad se suele entender como un cambio brusco en los valores medios de la variable, aunque también se han identificado como cambios de tendencia (Alexandersson & Moberg 1997), provocados sobre todo por cambios en el medio circundante de la estación (Karl & Williams 1987). Estas inhomogeneidades pueden causar importantes errores en la posterior interpretación del comportamiento y evolución climática e

hidrológica. La asunción de homogeneidad en una serie temporal es una premisa esencial para realizar cualquier test o procedimiento estadístico (Lanzante 1996).

Por *outliers* se entienden aquellos valores extremos cuya existencia se debe probablemente a errores en la toma de datos o en la transcripción de los mismos, más que a la propia variabilidad del clima (Lanzante 1996). Por ejemplo, la existencia de un valor medio de temperatura de 35° C en un punto de la cuenca del Duero para el mes de enero se deberá incuestionablemente a un error en la toma del dato, o en la transcripción de un dato probable de 3,5° C. Su eliminación es fundamental para el tratamiento estadístico de las series.

Por su parte, la presencia de “lagunas” en las series, es decir la ausencia puntual (más o menos duradera) de datos, es muy frecuente también en series climáticas e hidrológicas, y son consecuencia de errores en el funcionamiento de los aparatos de medición, de paradas temporales en la recogida del dato por parte del personal encargado, o de los ya citados cambios en la ubicación de la estación. La existencia de estas lagunas puede distorsionar importantes rasgos estadísticos de las series de datos, como los valores medios y la dispersión, la existencia de tendencias, etc.

A continuación se muestran los procedimientos estadísticos para evaluar la calidad de las series, la existencia de inhomogeneidades y de lagunas y su posterior corrección.

### **3.1.3. Datos climáticos**

Los datos climáticos utilizados en el trabajo provienen de la red de observatorios pluviométricos y térmicos (o mixtos) pertenecientes al AEMET, para aquellas provincias que con territorio en la cuenca del Duero. En los listados de estaciones meteorológicas facilitado por el AEMET figuran un total de 450 estaciones que registran (o han registrado) temperaturas y 1530 estaciones que registran (o han registrado) precipitaciones en el territorio de Castilla y León. El número de estaciones utilizadas en este trabajo es notablemente inferior, al haber seleccionado únicamente aquellas ubicadas en el interior de la cuenca del Duero, y con un registro que abarcara el periodo 1961-2006. Un total de 296 series de precipitación y 72 series de temperaturas mensuales fueron seleccionadas para construir la base de datos climáticos.

El primer procedimiento para evaluar la calidad de las series consistió en la identificación y eliminación de *outliers* o valores extremos erróneos. Se identificaron los datos de cada mes que presentaran un valor de precipitación por encima de 4 desviaciones estándar respecto a los 3 observatorios más cercanos en los que se disponía de registros en dicho mes. Estos datos se etiquetaron y se comprobó uno por uno si existían coincidencias con observatorios cercanos. En el caso de que se tratara de un claro dato extremo, por disparidades importantes con los observatorios cercanos, se eliminó el dato. En el caso de las precipitaciones se estableció la excepción en los meses estivales (julio y agosto) por el carácter localizado e intenso de las precipitaciones.

En segundo lugar se procedió a la evaluación de la homogeneidad de las series. Para ello se construyeron, en primer lugar, series de referencia que permitieron testar la homogeneidad de la serie candidata respecto a ellas. Según Peterson & Easterling (1994), la creación de series de referencia es fundamental para detectar inhomogeneidades en las series. Siguiendo el método propuesto por los mismos autores se crearon las series de referencia para las series de precipitaciones y temperaturas:

- Se calculó una matriz de correlaciones entre las series y se seleccionaron las 5 series que mayor coeficiente de correlación mostraban con cada una.
- Se calculó la media de las precipitaciones (y temperaturas) de las 5 series, ponderada según el cuadrado del coeficiente de correlación:

$$\text{Ecuación 3.1} \quad P_{R,i} = \frac{(P_{R1,i} \cdot R_1^2) + (P_{R2,i} \cdot R_2^2) + (P_{R3,i} \cdot R_3^2) + (P_{R4,i} \cdot R_4^2) + (P_{R5,i} \cdot R_5^2)}{R_1^2 + R_2^2 + R_3^2 + R_4^2 + R_5^2}$$

donde  $P_{R,i}$  es la precipitación (temperatura) de la serie de referencia en el mes  $i$ ,  $P_{Rx,i}$  es el valor de precipitación (temperatura) de la estación  $x$  en el mes  $i$  y  $R_i$  es el coeficiente de correlación entre la series de la estación candidata y la estación de referencia.

Como ejemplo se muestran en la Figura 3.1 las series de precipitaciones de enero y mayo de la estación 2236 (Pantano de Cervera, Palencia) y de su estación de referencia, construida a partir de las series: Cervera de Pisuerga (2234;  $R = 0,97$ ); Pantano de Requejada (2232;  $R = 0,93$ ); Perazancas de Ojeda (2362;  $R = 0,92$ ); Prioro (2667;  $R = 0,89$ ); y Guardo (2367;  $R = 0,89$ ). Este ejemplo muestra una serie original homogénea y sin lagunas, y la gran similitud que presenta con su serie de referencia.

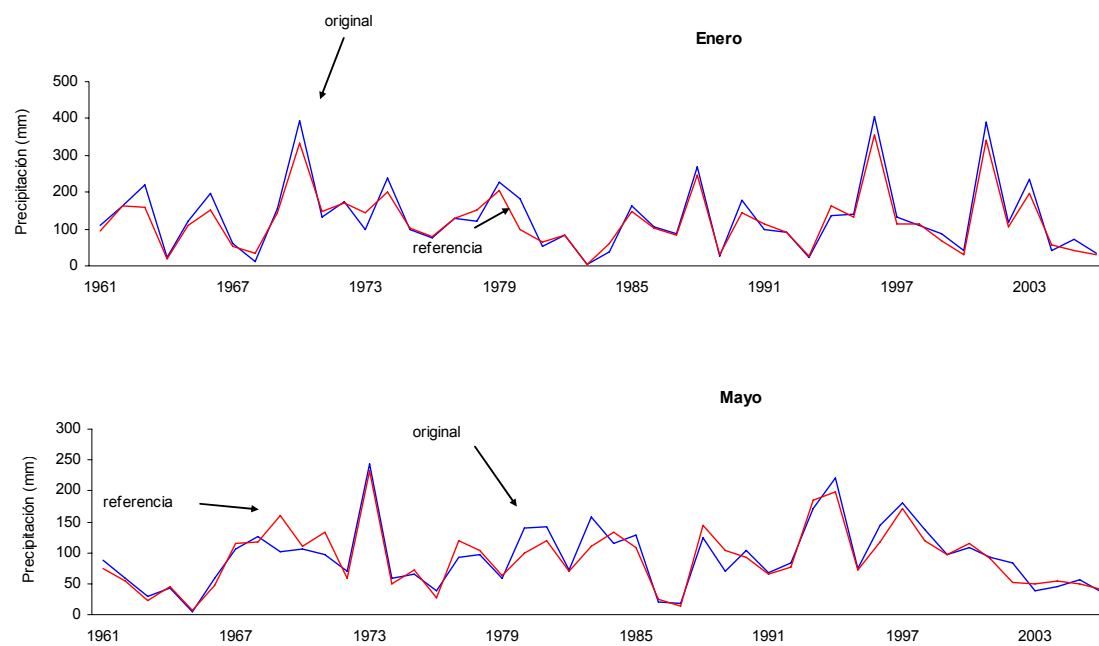


Figura 3.1. Ejemplo de paralelismo entre una serie original y la serie de referencia construida con datos de estaciones cercanas.

Se obtuvieron de este modo 296 series de referencia de precipitaciones y 72 de temperaturas, que se utilizaron para testar la homogeneidad de las series originales. De entre los métodos de homogeneización existentes (ver revisiones en Lanzante 1996, Peterson *et al.* 1998, Kundzewicz & Robson 2004), se optó por utilizar el *Standard Normal Homogeneity Test* (SNHT) propuesto por Alexandersson (1986), por ser uno de los más utilizados por los científicos. Este test ha sido utilizado, entre otros, por Keiser & Griffiths (1997) para la homogeneización de temperaturas en EE.UU., por Moberg & Bergstrom (1997) para las temperaturas en Suecia, por De Luis *et al.* (2009) y Vicente-Serrano *et al.* (2009), para las precipitaciones de distintas regiones españolas.

Este método se basa en la creación de una serie de ratios o de diferencias entre la serie candidata y la serie de referencia, para detectar las inhomogeneidades, consideradas como rupturas en las medias entre distintos periodos. Tal y como recomiendan Alexandersson & Moberg (1997), y Moberg & Bergstrom (1997) para detectar inhomogeneidades en las series de precipitaciones se han calculado ratios, y para las series de temperaturas, se han calculado series de diferencias, según:

Ecuación 3.2 
$$Q_i = P_{y,i} / P_{R,i}$$

Ecuación 3.3 
$$Q_i = T_{y,i} - T_{R,i}$$

donde  $P_{y,i}$  es el valor de precipitación de la estación candidata y en el mes  $i$  y  $P_{R,i}$  es el valor de precipitación de la serie de referencia en el mes  $i$ .  $T$  indica lo mismo para el caso de las temperaturas.

Posteriormente se obtiene una serie de valores índice ( $z$ ) mediante la normalización de la serie  $Q$ :

Ecuación 3.4 
$$Z_i = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\sigma_Q}$$

donde  $Q_i$  es el valor de la serie de ratios (o diferencias) en el mes  $i$ .  $\bar{Q}$  es la media de la serie de ratios y  $\sigma_Q$  es su desviación estándar. Un cambio o inhomogeneidad en la serie candidata puede ser expresado formalmente como una hipótesis nula ( $H_0$ ) y una hipótesis alternativa ( $H_1$ ). La hipótesis nula corresponde con el caso de una serie homogénea, sin discontinuidades, y la hipótesis alternativa indica que en un momento concreto se produce un cambio brusco de la media en la estación candidata. Basándose en estas dos hipótesis, Alexandersson (1986) desarrolló un test estadístico a partir del cual se genera una nueva serie  $T$ :

Ecuación 3.5 
$$T_i = (z_a^2 \cdot n_a) + (z_b^2 \cdot n_b)$$

donde,

$z_a$  es el promedio de los valores de  $z$  desde  $z_{i+1}$  hasta  $z_n$ .

$n_a$  es el número de registros desde  $n_{i+1}$  hasta  $n$ .

$z_b$  es el promedio de los valores de  $z$  desde  $z_1$  hasta  $z_i$ .

$n_b$  es el número de registros desde  $n_1$  hasta  $n_i$ .

Si el valor de  $T_i$  supera un determinado umbral (ver Alexandersson & Moberg, 1997) podemos rechazar la hipótesis nula de la serie en el valor  $i$ , lo que indica la existencia de una inhomogeneidad estadística en ese valor. Cuando encontramos esta inhomogeneidad hay que decidir si se corrige o no. Para ello no existen criterios establecidos, únicamente el criterio del investigador podrá decidir si una inhomogeneidad es real o no de acuerdo al conocimiento que

se tiene de las series de datos o de la evolución experimentada por la variable en otros observatorios. La corrección de la inhomogeneidad se realiza siempre antes de la ruptura, ya que se supone que las mediciones más fiables serán aquellas más modernas en el tiempo. Los valores anteriores al cambio deben ser corregidos por el valor resultante de:

$$\text{Ecuación 3.6} \quad q_1 / q_2, \quad \text{donde}$$

$$\text{Ecuación 3.7} \quad q_1 = \sigma_Q z_a + \bar{Q} \quad y \quad q_2 = \sigma_Q z_b + \bar{Q}$$

El proceso se repite hasta que desaparecen las inhomogeneidades de la serie. Hay que recordar que estas inhomogeneidades se corrigen a partir de series mensuales, por lo que de cada serie candidata y de referencia se obtendrán 12 series mensuales para realizar el proceso de homogeneización. Todo este proceso, incluyendo los tests estadísticos, control de calidad y corrección, se realizó de forma automática mediante el programa informático *Anclim* (Štěpánek 2004) y se corrigieron un total de 37 series de precipitación y 12 series de temperaturas

En la Figura 3.2 se muestra el resultado de corrección de una serie inhomogénea (Rebolledo de la Torre, Burgos) a partir de su serie de referencia.

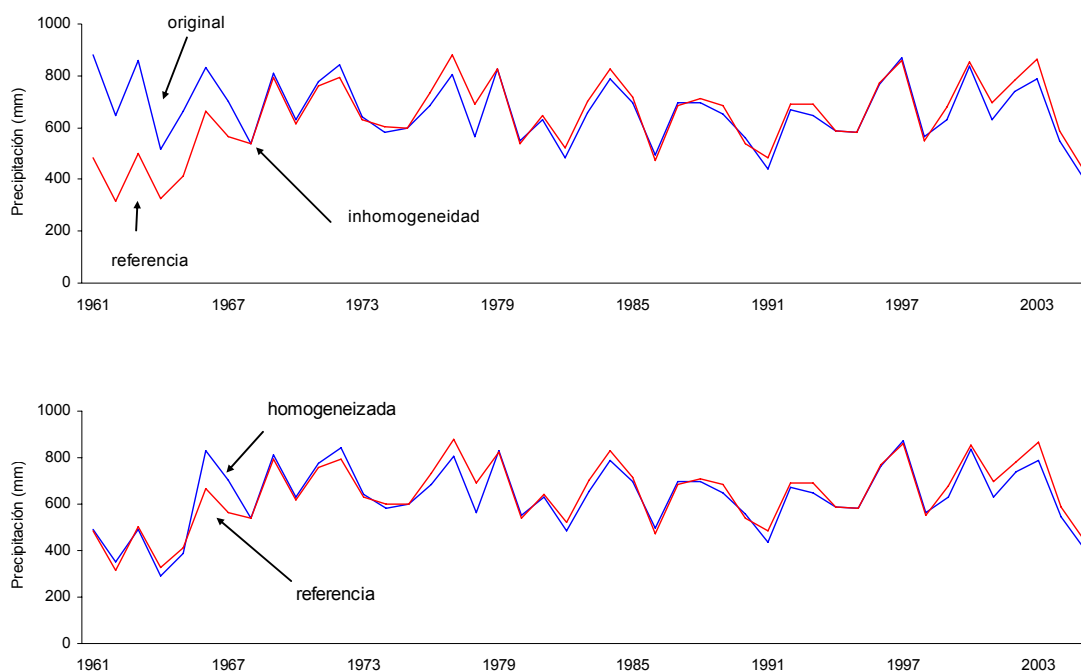


Figura 3.2. Ejemplo de homogeneización de una serie de precipitación anual, a partir de la corrección de inhomogeneidades de las series mensuales (estación: Rebolledo de la Torre, Burgos)

Por último se procedió al relleno de datos ausentes en las series. Únicamente se seleccionaron aquellos observatorios que presentaban menos del 15% de datos mensuales ausentes, en el periodo de 1961 a 2005, lo cual redujo de forma susceptible la muestra de series para construir la base de datos. Existen metodologías muy complejas para el relleno de lagunas en series climáticas (Sneyers 1990). La mayor parte de métodos están basados en el uso de la propia serie de observaciones, o en los datos de observatorios cercanos a la serie que se pretende rellenar, de tal forma que se puede inferir el dato mensual a partir del dato de otro observatorio. En nuestro caso optamos por la aplicación de un ajuste lineal entre la serie con lagunas (candidata) y su serie de referencia (predictora) (Peterson & Easterling 1994). Si los datos de la serie candidata se ajustaban al modelo con un coeficiente de correlación  $R > 0,7$  (significativo por encima de un 95%) se calculaban los valores para la serie candidata según la ecuación resultante y se rellenaban con éstos los datos ausentes correspondientes.

Aquellas series cuyos errores (lagunas, inhomogeneidades, etc.) no se pudieron corregir, bien porque la inhomogeneidad era difícil de interpretar, o porque el relleno de datos no era posible, se descartaron. De esta forma, un total de 214 series de precipitación y 57 series de temperatura, desprovistas de errores, fueron seleccionadas para la base de datos climáticos. Aunque el número de estaciones se redujo notablemente respecto de las originales, se considera que son suficientes para representar la variabilidad espacial y temporal del clima de la cuenca. En la Figura 3.3 se muestra la localización de las estaciones pluviométricas y termométricas seleccionadas. En general se aprecia que las estaciones térmicas presentan una distribución más o menos homogénea en el espacio, mientras que las estaciones pluviométricas presentan baja densidad espacial en ciertas zonas del interior de la cuenca y alta densidad en las zonas de montaña. Teóricamente esto no debe representar un problema, ya que salvo en los meses de verano donde los episodios lluviosos son convectivos y por ello aleatorios en el espacio, las precipitaciones en el interior de la cuenca provienen de sistemas frontales atlánticos que barren el territorio, por lo que presentan menor variabilidad espacial que en las zonas de montaña.



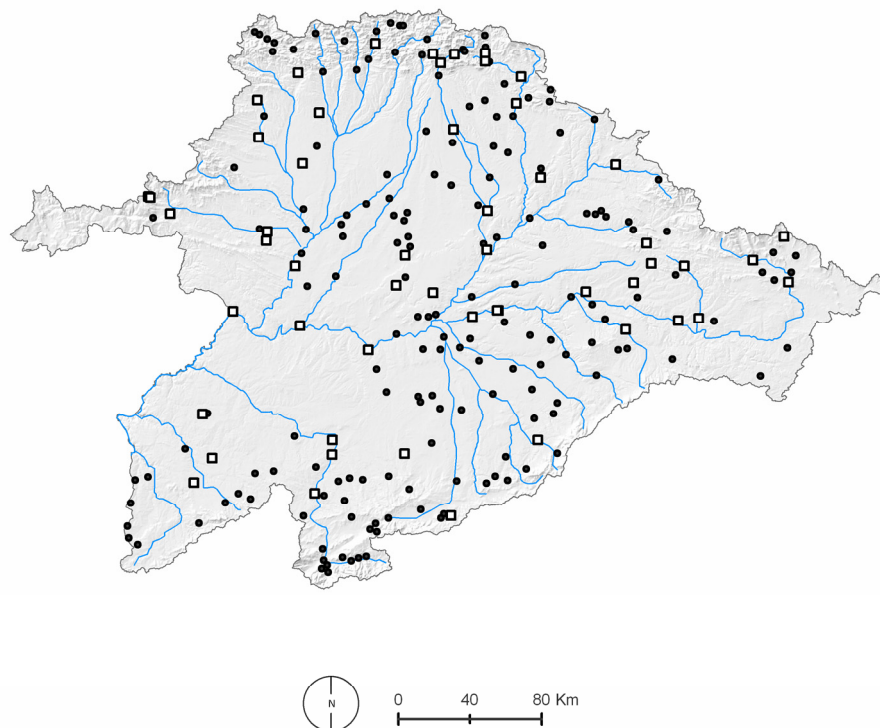


Figura 3.3. Localización de las estaciones pluviométricas (puntos) y termométricas (cuadrados) seleccionadas.

#### 3.1.4. Datos hidrológicos

Tal y como expresa la Confederación Hidrográfica del Duero en su web oficial (<http://www.chduero.es>), un total de 167 estaciones de aforo registran, o han registrado los caudales de los ríos de la cuenca. De éstas, 123 continúan operativas en la actualidad y 41 han dejado de funcionar en las últimas décadas y por tanto no cuentan con datos actualizados.

De las 123 estaciones que disponen de datos actualizados, en un total de 61, las series hidrológicas abarcaban el periodo de registro comprendido entre 1961 y 2005. Éstas fueron sometidas a un control de calidad. Al igual que en los datos climáticos, el control se basó en la búsqueda de inhomogeneidades, *outliers* y lagunas.

Para la eliminación de *outliers* se aplicó el mismo criterio que en los datos climáticos. Sin embargo, para la detección de inhomogeneidades se optó por un procedimiento alternativo. Siguiendo las recomendaciones de Kundzewicz & Robson (2004) se aplicó la prueba de *likelihood ratio* de Worsely (1979). Este test estadístico considera como hipótesis nula ( $N_0$ ) que no se produce ningún cambio brusco en la media a lo largo de la serie y como hipótesis

---

alternativa ( $N_1$ ), que existe un cambio brusco. Como recomiendan Radziejewski & Kundzewicz (1999) es preferible realizar un remuestreo en bloques (block resampling) de las series, previamente a la aplicación del test, para asegurarnos de que no existe autocorrelación o dependencia estacional en los datos. El remuestreo se basa en la generación de series aleatorias con una distribución de frecuencias idéntica a la original. El test se aplica a las series aleatorias y a la original, y los resultados son comparados, obteniendo por lo tanto un nivel de significación basado en esta comparación. El remuestreo y la aplicación del test se realizaron con el software Hydrospect (Radziejewski & Kundzewicz 1999). Se crearon 1000 series aleatorias para cada serie original mediante el método bootstrapping (remuestreo con desplazamiento de los valores), y por bloques de 12 meses, para asegurarnos de la inexistencia de autocorrelación entre años. La aplicación del test permitió detectar 5 series en las que se podía rechazar la hipótesis nula por encima de un 99% de confianza, y por tanto presentaban un cambio abrupto en las series. En los 5 casos: Linares del Arroyo (río Riaza); Mediana (río Voltoya); Palencia (río Carrión); El Espinar (río Moros); y Molinos de Duero (río Duero), se comprobó que los cambios se producían en los meses de verano. En estos meses los ríos presentan el periodo de aguas bajas y las pequeñas variaciones de los caudales dependen en su mayoría de la aleatoriedad en la ocurrencia de tormentas. Asimismo, tres de los casos (Linares del Arroyo; Mediana y Palencia) están situados aguas abajo de embalses, y por lo tanto los cambios detectados podrían ser producto de un cambio en la regulación del embalse. Se decidió por ambas razones no proceder a corregir ninguna de las inhomogeneidades detectadas.

El relleno de lagunas se efectuó de igual forma que en las series climáticas, mediante ajustes lineales entre las series con lagunas y una serie altamente correlacionada. En este caso se optó por rellenar aquellas lagunas que representaran menos del 25% de los datos mensuales (es decir, 3 ó menos lagunas mensuales al año) tal como proponen García-Ruiz et al. (2001). A diferencia que en el relleno de lagunas climáticas, en este caso no se construyó una serie de referencia que actuara como variable independiente en el ajuste lineal. Para seleccionar la serie predictora se calculó una matriz de correlaciones entre la totalidad de las series y se seleccionaron las 5 series que mayor coeficiente de correlación de Pearson presentaban con cada una, estableciendo un umbral de  $R = 0,7$  ( $p < 0,05$ ). De ésta forma se seleccionó como serie predictora la serie con un coeficiente de correlación mayor con la serie candidata, y mediante el cálculo de la ecuación resultante del ajuste lineal se rellenaron los datos ausentes. Si esta serie predictora carecía de datos en los mismos puntos que la serie candidata, se seleccionaba la serie que presentaba el segundo coeficiente de correlación mayor y así sucesivamente. Aquellas series candidatas cuyas 5 series predictoras presentaban lagunas en los mismos lugares, o no superaban el umbral de  $R = 0,7$ , quedaron descartadas del relleno de datos y fueron retiradas.

El resultado del proceso dio lugar a un total de 56 series de aportaciones mensuales con una calidad contrastada. En la Tabla 3.1 y la Figura 3.4 se muestran las principales características y la localización de las estaciones de aforo de donde provienen.

Número en mapa (Figura 3.4)	Código estación (CHD)	Nombre	Río	Área de la cuenca de drenaje (km <sup>2</sup> )	Altitud media (m.s.n.m)	Aportaciones hídricas anuales (hm <sup>3</sup> )
1	2000	Rivinuesa	Vinuesa	120,3	1533,6	74,0
2	2002	Garray	Duero	1432,1	1254,9	335,7
3	2004	Gormaz	Duero	4944,8	1118,5	565,9
4	2005	Osma	Ucero	892,4	1086	171,5
5	2006	Hoyos del Espino	Tormes	64,8	1635,9	55,9
6	2009	Riaza	Riaza	35,8	1475,1	21,2
7	2010	Linares del Arroyo	Riaza	745,3	1106,6	76,2
8	2011	Vegamián	Porma	248,3	1420,4	294,9
9	2015	Herrera de Duero	Duero	12663,3	1034,5	979,5
10	2016	Pajares de Pedraza	Cega	41,6	1154	103,6
11	2019	Salinas de Pisuerga	Pisuerga	450,2	1278,5	331,8
12	2020	Aguilar de Campoo	Pisuerga	540,9	1232,7	313,3
13	2021	Cervera de Pisuerga	Pisuerga	262,7	1350	203,8
14	2022	Ruesga	Rivera	58,8	1269,7	97,9
15	2024	Alar del Rey	Pisuerga	965,4	1145,2	459,9
16	2028	Castrovido	Arlanza	375,9	1264,1	132,6
17	2029	Cordovilla la Real	Pisuerga	4089,8	977,6	603,5
18	2030	Covarrubias	Arlanza	1211,2	1191,4	416,7
19	2031	Peral de Arlanza	Arlanza	2422,8	1059,6	528,5
20	2034	Besande	Grande	37,7	1568	40,4
21	2035	Otero de Guardo	Besandino	72,4	1493	50,6
22	2036	Quintana del Puente	Arlanza	5190,8	1003,1	860,7
23	2040	Villoldo	Carrión	1033,4	1187,3	427,2
24	2041	Villalcazar de Sirga	Ucieza	307,7	930	31,9
25	2042	Palencia	Carrión	2155,9	1012,2	400,1
26	2043	Cabezón de Pisuerga	Pisuerga	14035,2	963,2	2064,5
27	2044	Ávila	Adaja	758	1295,2	118,3
28	2047	Mediana	Voltoya	131,5	1347,2	25,7
29	2049	Cabañes de Esgueva	Esgueva	270,1	995,7	26,9
30	2050	Segovia	Eresma	236,9	1409,7	103,3
31	2051	El Espinar	Moros	31,9	1609,5	24,7
32	2052	Guijas Albas	Moros	234,3	1327,8	67,9
33	2054	Villamarcial	Eresma	36279,9	991,5	3584,2
34	2056	Valdastillas	Adaja	5359,2	1040,5	398,6
35	2062	Toro	Duero	41204,9	967,3	3466,5
36	2066	Carrascal	Duero	46056,1	944,7	3800,9
37	2068	Caldas de Nocedo	Curueño	153,4	1524,5	171,3
38	2070	La Robla	Bernesga	339,8	1402	306,8
39	2073	Sahagún	Cea	752,8	1024,4	227,6
40	2074	Castropepe	Esla	6808,2	1044,3	2350,4
41	2076	S. Martín de la Falamosa	Omaña	482,2	1358,6	331,2
42	2077	Villameca	Tuerto	46,3	1176,1	31,3
43	2078	Camposolillo	Porma	142,7	1519,1	204,7

44	2082	Morales del Rey	Ería	4582,6	1096	205,6
45	2088	Contiesa	Tormes	4661,4	1094,9	813,4
46	2089	Morla	Ería	281,1	1367,5	149,3
47	2091	Castillejo Martín Viejo	Águeda	1585,3	801	370,2
48	2094	Puente Resbala	Huebra	2479,7	837,3	226,7
49	2095	Breto	Esla	14330,8	1038,1	4271,8
50	2101	Molinos de Duero	Duero	112,6	1422,9	86,0
51	2102	Las Salas	Esla	607,4	1450	702,4
52	2103	Cistierna	Esla	757,8	1424,4	841,3
53	2104	Almanza	Cea	372,7	1141,4	143,2
54	2107	Cervera (Embalse)	Rivera	53,6	1276,7	81,9
55	2108	Camporredondo (Embalse)	Carión	229,6	1671,7	243,2
56	2109	Pantano de Arlanzón	Arlanzón	107,2	1436	72,5

Tabla 3.1. Estaciones de aforo seleccionadas en el trabajo y sus principales características

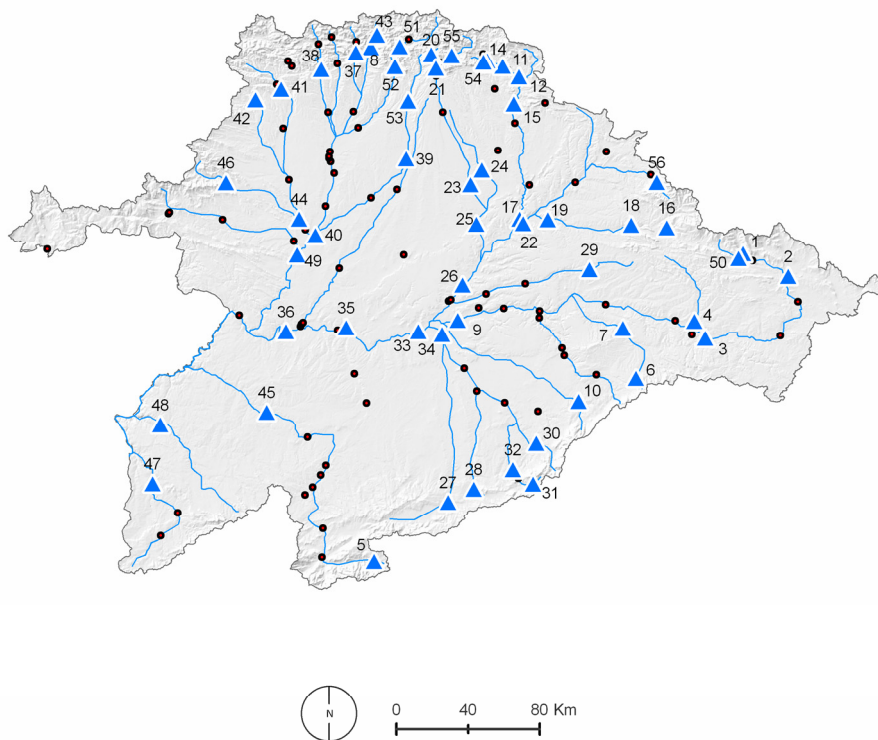


Figura 3.4. Localización de las estaciones de aforo seleccionadas (triángulos) y descartadas (puntos).

### 3.1.5. Datos diarios

En el capítulo 5 se dedica un apartado a estudiar las tendencias en las intensidades de los caudales, de forma comparada con las intensidades en los eventos de precipitación. Los datos disponibles en las estaciones de aforo y pluviométricas cuya escala temporal se aproxima más al evento, son los datos diarios. Los caudales diarios ( $\text{m}^3\text{seg}^{-1}$ ) y la precipitación diaria (mm) se obtuvieron de las mismas fuentes que los datos mensuales. En este caso, un nuevo filtro de selección redujo considerablemente el número de series a analizar respecto a las disponibles. Puesto que el objetivo del análisis era comprobar los posibles cambios en las intensidades de los eventos de caudal a lo largo del tiempo, se debían descartar aquellas series de caudal diario que hubieran estado afectadas por la regulación de algún embalse o presa durante el periodo de estudio (Kundzewicz *et al.* 2005). Para la selección de estas series “no reguladas” nos ayudamos de un índice de retención conocido como “Impoundment Ratio” (López-Moreno *et al.* 2002, Batalla *et al.* 2004), calculado según:

$$\text{Ecuación 3.8} \quad I = R / A$$

donde  $R$  es la capacidad de embalsado aguas arriba del aforador y  $A$  son las aportaciones medias del aforador. Un índice de retención  $I = 1$ , indica que la capacidad de embalsado aguas arriba es igual a las aportaciones medias recogidas por el aforador y por lo tanto existe un alto potencial de retención/regulación; y un  $I = 0$ , indica que no existe capacidad de embalsado aguas arriba y por lo tanto el aforador recoge caudales libres de regulación. Aquellas estaciones que presentaban un  $I = 0$  fueron seleccionadas para el análisis de intensidades

Respecto a la series de precipitación, no fue posible la adquisición de todos los datos diarios disponibles para la cuenca, por lo que se seleccionaron solamente aquellas estaciones con una localización cercana a las estaciones de aforo seleccionadas. Debe tenerse en cuenta que las precipitaciones recogidas en dichas estaciones no son siempre representativas de la precipitación total que cae en la cuenca de drenaje del aforador respectivo. Además, para un análisis riguroso de las intensidades en precipitación en el conjunto de la cuenca, hubiera sido ideal contar con una cobertura espacial de series diarias similar a la disponible para las series mensuales. Sin embargo, dadas las limitaciones encontradas en el momento de la adquisición, consideramos que las estaciones seleccionadas mediante el criterio descrito eran las más adecuadas para realizar un análisis comparativo de tendencias en distintos umbrales de intensidad.

El control de calidad de estas series se realizó mediante los mismos procedimientos que en las series mensuales, excepto en el relleno de datos. Se consideró que la precipitación y caudales diarios son notablemente más variables en el espacio que los valores mensuales, por lo que no se utilizaron regresiones lineales con las series de referencia para rellenarlos. Sencillamente se seleccionaron aquellas series que presentaban menos de un 25% de ausencias en los datos diarios de, como mucho, dos años de la serie; las series que no cumplían este requisito se

descartaron, y el resto se utilizaron sin relleno de lagunas. En total, 22 series de caudales diarios y 22 series de precipitación fueron seleccionadas para este análisis.

### **3.2. Interpolación espacial de las variables climáticas**

La base de datos climáticos configurada para este trabajo presenta una buena cobertura espacial, con un número de estaciones más que suficiente para representar la variabilidad espacial de la precipitación y la temperatura en la cuenca del Duero. Los datos climáticos corresponden, no obstante, a puntos con una localización espacial concreta, por lo que no se conocen los valores que presentan las variables en el resto del espacio geográfico. Aunque no es objeto de este trabajo conocer el valor exacto de las variables en un punto concreto, se ha llevado a cabo una interpolación espacial de las precipitaciones y temperaturas, lo que permite estimar tendencias temporales en toda la cuenca, identificar patrones espaciales de cambio, así como relaciones con otras variables. Los mapas resultantes muestran una distribución continua de las variables en el espacio y, además de permitirnos interpretar con más rigor los patrones de cambio, resultan más informativos y de más fácil lectura que los resultados mostrados sobre puntos concretos en el espacio.

Las técnicas de interpolación espacial de variables climáticas han ido ampliándose y mejorándose en las últimas décadas (ver revisión en Daly *et al.* 1994), desde los simples métodos gráficos como los mapas de isoyetas o los polígonos de Thyessen, hasta las más avanzadas funciones geoestadísticas como el *Kriging* (Phillips *et al.* 1992) o las funciones *splines* (Hutchinson 1995). La gran carencia de estos métodos es que no consideran información geográfica real que pueda explicar la distribución espacial de las variables, por lo que su aplicación es muy limitada en áreas con topografía complicada, y con gran influencia de la orografía en la distribución de precipitación y temperaturas (Daly *et al.*, 1994). Por ello en los últimos años se han venido incorporando variables topográficas (como en el *co-kriging*) procedentes de modelos digitales de elevaciones (MDE) y otras capas de información temática, así como el uso de aplicaciones SIG para intentar modelizar con mayor precisión la distribución de las variables climáticas (Ninyerola *et al.*, 2000)

El método considerado en este trabajo está basado en la propuesta de Ninyerola *et al.* (2000) y consiste en la construcción de modelos de regresión múltiple con variables independientes que presentan una distribución espacial continua (capas ráster) que pueden explicar la distribución espacial de la variable dependiente (precipitación o temperatura en los observatorios). En nuestro caso hemos considerado como variables independientes la altitud del terreno, la latitud y la longitud. La consideración de la primera se debe a su inequívoca relación con la distribución de las precipitaciones y temperaturas, y a la variada topografía que presenta la cuenca del Duero. Por su parte, la posición de la cuenca respecto a la entrada de masas de aire del Atlántico o del continente europeo nos lleva a considerar la latitud y la longitud que

representan la distancia al mar y por lo tanto la mayor o menor exposición a las situaciones sinópticas oceánicas y continentales.

Con la implementación de un sistema de información geográfica (ArcGIS), se obtuvieron los modelos digitales del terreno (MDT) para las tres variables independientes, con un tamaño de celda de 100x100 m, obteniendo por lo tanto el valor de altitud, latitud y longitud en cada píxel de la cuenca. Con los valores mensuales (promedio del periodo de estudio) de precipitación (temperatura), altitud, latitud y longitud, en cada observatorio, se calcularon las regresiones múltiples para los doce meses del año, según:

$$\text{Ecuación 3.9} \quad y = b_0 + b_1(lat) + b_2(long) + b_3(alt)$$

donde  $b_n$  son los coeficientes de la regresión múltiple ajustados para cada mes y cada variable dependiente (precipitación y temperatura). El método utilizado para construir el modelo es el conocido como regresión estadística o regresión “paso a paso”, y se basa en criterios puramente estadísticos para introducir las variables independientes (Tabachnick & Fidell 1996). En este caso, las variables son introducidas en el modelo tan sólo si presentan una contribución estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ) a la explicación de la variable dependiente, y son descartadas si no cumplen con dicho criterio.

Con la aplicación del modelo se obtuvieron los valores de precipitación (temperatura) para cada mes, en cada píxel de 100x100 m para toda la superficie de la cuenca del Duero, es decir, los mapas de distribución de las precipitaciones y temperaturas en la cuenca. Observando los valores de los coeficientes en cada modelo se apreciará que variables tienen más peso en la predicción de las precipitaciones y temperaturas y en su distribución en el espacio. Los mapas resultantes no serán sin embargo definitivos, pues previamente es necesario comprobar la bondad en el ajuste del modelo. Esto se realizó calculando los errores residuales en cada punto real de muestreo (observatorios) mediante:

$$\text{Ecuación 3.10} \quad \text{Residual} = \text{Valor}_{\text{observado}} - \text{Valor}_{\text{predicho}}$$

Se asume por lo tanto que sumando los residuales a los valores predichos, refinaríamos los resultados obteniendo un mapa más real que el anterior. Sin embargo, los errores residuales corresponden asimismo a puntos con distribución aleatoria en el espacio (localización geográfica de los observatorios), y por tanto es necesaria una interpolación espacial de los mismos para obtener un mapa de valores residuales en todos los puntos del espacio. Para la interpolación de residuales se probaron métodos más clásicos como el inverso de la distancia, interpolaciones polinómicas locales y *kriging*, siendo éste último el que devolvía superficies más suavizadas (con menos “artefactos” provocados por el peso relativo de cada observatorio) y con mayor ajuste a los residuales observados, y por ello se seleccionó para interpolar los residuos para la superficie de la cuenca. Sumando el mapa de residuales al mapa de valores

predichos se obtendrán los *mapas finales*, en los que aquellos píxeles cuya ubicación coincide con la de los observatorios meteorológicos tendrán un valor de precipitación predicha igual a la real, mientras que el resto de los píxeles presentarán un valor según:

$$\text{Ecuación 3.11} \quad \text{Valor}_{final} = \text{Valor}_{predicho} + \text{residual}$$

El proceso descrito anteriormente nos permitió obtener mapas promedio de las precipitaciones y temperaturas mensuales durante el periodo de estudio. El mismo proceso se realizó también con la precipitación y temperatura anuales de la totalidad de años de la serie, por lo que obtuvimos 44 mapas de precipitación y 44 de temperatura, con el objeto de conocer la evolución de ambas variables en cualquier punto de la cuenca, a lo largo del tiempo. En este caso se realizó para el año hidrológico (Octubre-Septiembre), pues el objeto principal de estos modelos era obtener los valores promedio de precipitación y temperatura en distintas subcuencas durante la serie de años para poder modelizar la respuesta de las aportaciones fluviales a la evolución de las variables climáticas (capítulo 7 del trabajo).

### 3.3. Cálculo de tendencias

Uno de los objetivos principales del trabajo es conocer la evolución de las variables climáticas e hidrológicas y detectar si, a pesar de la variabilidad inter-anual que pueden presentar las mismas, han experimentado algún tipo de tendencia, positiva o negativa, durante el periodo de estudio. Una tendencia se define como un cambio gradual a largo plazo en la media de una variable, en una serie de datos. Dado que el objeto del presente trabajo es detectar los cambios hidrológicos y conocer sus causas, el grueso de los análisis está dedicado a la detección de tendencias en las variables climáticas e hidrológicas y la comprobación de su significación estadística.

Durante los últimos años, y debido al creciente interés de la comunidad científica por los aspectos relacionados con el cambio climático, ha proliferado la búsqueda de pruebas estadísticas capaces de detectar tendencias significativas en las series de datos. Los tests más eficaces para ello son los denominados “no-paramétricos” y se basan en los rangos de los registros en la serie de datos, en vez de en el valor de los mismos. Estos tests, a diferencia de los paramétricos (correlación de Pearson, *t*-test, etc.) son por lo tanto independientes de los valores que tengan las variables así como de su distribución, por lo que no necesitan asumir la “normalidad” de las muestras. Los test no-paramétricos más utilizados en detección de tendencias han sido, y son, el test de rangos de Spearman (Lehmann 1975, Sneyers 1990) y el test de Mann-Kendall (Mann 1945, Kendall 1975). La validez y robustez de ambos en la detección de tendencias en series climáticas e hidrológicas ha sido ampliamente demostrada, siendo muy similar los resultados que de ellos se obtienen (Hirsch *et al.* 1982, Berryman *et al.*



1988, Sneyers 1992, Yue *et al.* 2002a), aunque por alguna razón desconocida el más utilizado en la comunidad científica ha sido el de Mann-Kendall (Yue *et al.* 2002a). Habiendo hecho pruebas de tendencias para las series de datos de este trabajo con ambos tests, y después de comprobar la similitud en los resultados que devolvían, hemos considerado utilizar tan sólo uno de ellos. El test de Mann-Kendall ha sido por ello aplicado para la detección de tendencias en las series hidrológicas y climáticas de este trabajo.

### 3.3.1. El test de Mann-Kendall

Antes de aplicar un test estadístico, hay que definir las hipótesis que se pretenden confirmar o rechazar, esto es, la hipótesis nula ( $N_0$ ) y la hipótesis alternativa ( $N_1$ ). En este caso, al tratarse de un test para la detección de tendencias, la hipótesis nula sería el caso de que no existe un cambio gradual en la media de la serie de datos a lo largo del tiempo; y la hipótesis alternativa correspondería con el caso en el cual la media está aumentando o disminuyendo a lo largo del tiempo (Kundzewicz & Robson 2004).

El test se ha aplicado mediante el paquete estadístico SPSS®, y se basa en un algoritmo de correlación entre la variable  $X$  (años) y la variable  $Y$  (precipitación, temperaturas, y aportaciones hídricas mensuales de cada año). Las observaciones se ordenan, separadamente, de forma ascendente y son reemplazadas por sus rangos.

El test de Mann-Kendall se basa en el estadístico  $S$ , que se define como:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i)$$

donde  $x$  son los valores de la secuencia de datos,  $n$  es la longitud de la serie de datos y

$$\text{sgn}(\phi) = \begin{cases} 1 & \text{si } \phi > 0 \\ 0 & \text{si } \phi = 0 \\ -1 & \text{si } \phi < 0 \end{cases}$$

El test de Mann-Kendall nos devuelve dos parámetros que nos permiten identificar la existencia de tendencias en las series así como su magnitud. El primero de ellos es el estadístico tau  $\tau$ , y nos indica el signo (positivo o negativo) de la tendencia, y su intensidad:

$$\tau = \frac{S}{\sqrt{\frac{N^2 - N - T_x}{2}} \sqrt{\frac{N^2 - N - T_y}{2}}}$$

Donde  $N$  es el número de observaciones y  $T$  para las variables  $x$  e  $y$ :

$$T_{x,y} = \sum t^2 - t$$

siendo  $t$  las observaciones en las que hay empates entre valores, y por lo tanto ocupan el mismo rango.

Un  $\tau = 0$  indica la inexistencia de tendencia ( $N_0$ ). Cuando los valores se alejan de cero, estaríamos ante la existencia de una tendencia ( $N_1$ ), positiva si los valores son positivos y negativa si los valores son negativos.

El segundo parámetro, y quizás el más importante, es la significación estadística ( $\alpha$ ) que mide, en términos de probabilidad, si el valor de la pendiente obtenida es diferente del rango de valores que tendría bajo la hipótesis nula. Ello nos indica por lo tanto la probabilidad de que podamos rechazar o no, con certeza, la hipótesis nula. El nivel de significación se obtiene según:

Ecuación 3.12

$$\alpha = \frac{S}{\sqrt{d}}$$

Donde  $d$  es la varianza de  $S$ . Un valor de  $\alpha$  suficientemente pequeño nos indica que es muy poco probable que la tendencia sea causada por un muestreo aleatorio, y por lo tanto la hipótesis nula puede ser rechazada. Con un nivel de significación de 0,05 (si  $\alpha < 0,05$ ) se considera que la tendencia es estadísticamente significativa con una probabilidad de certeza un 95%, umbral crítico considerado en este trabajo para establecer la existencia de tendencias significativas.

### 3.3.2. Eliminación de la autocorrelación temporal

A la hora de aplicar un test para detectar tendencias es indispensable la asunción de independencia de los valores de las series que se están utilizando, es decir que el valor de una variable en una serie no depende de los valores anteriores de dicha serie. A la ausencia de tal independencia se le denomina "autocorrelación" o "correlación temporal". En la mayoría de los trabajos sobre tendencias se ha asumido la inexistencia de autocorrelación en las variables climáticas, es decir, que el valor de precipitación o temperatura para un día, mes o año determinado, es independiente del valor registrado en los días, meses o años anteriores. Sin embargo, se ha demostrado que ciertas variables hidrológicas como las aportaciones anuales medias y mínimas pueden presentar valores estadísticamente significativos de autocorrelación (Yue *et al.* 2002b), ya que, a diferencia de por ejemplo, las precipitaciones, el caudal medio anual que ha fluido por un río puede estar relacionado con el caudal que fluía el año anterior, debido a la inercia con la que se producen los fenómenos hidrológicos, que depende de las características de la cuenca de drenaje, o a la existencia de regulación plurianual de caudales por parte de los embalses. En términos prácticos, supondría asumir que las aportaciones en el año  $x$ , son dependientes de las aportaciones en el año anterior ( $x-1$ ). Cuando una serie de datos presenta valores significativos de autocorrelación, la probabilidad de que un test estadístico rechace erróneamente la hipótesis nula puede incrementar notablemente, como

comprobó Storch (1995) para la prueba de Mann-Kendall, por lo que el test puede detectar tendencias en series que realmente no la presentan. Para corregir los efectos de la autocorrelación en la detección de tendencias se han desarrollado distintos métodos, de los cuales el más utilizado ha sido el denominado como “pre-whitening”, formulado por el propio Storch (1995). Éste ha sido utilizado para eliminar la autocorrelación en series hidrológicas de los ríos canadienses por Zhang *et al.* (2001b) o Burn & Elnur (2002), entre otros. El método se basa en eliminar de la serie de datos el coeficiente de autocorrelación, expresado como la correlación existente entre la serie original y la serie *lag-1* (desplazada 1 registro respecto a la original), de la siguiente forma:

$$\text{Ecuación 3.13} \quad Xp_t = X_{t-1} - rX_t$$

donde  $Xp_t$  es el valor de la serie a la que se le ha eliminado la posible autocorrelación, para el intervalo de tiempo  $t$ ;  $X$  es el valor de la serie original para el intervalo de tiempo  $t$ ; y  $r$  es el valor estimado del coeficiente de autocorrelación.

Una modificación de éste método fue propuesta por Yue *et al.* (2002b), y en ella introducen la eliminación (y posterior introducción) de la tendencia (en caso de que exista,  $b > 0$ ), como paso preliminar al pre-whitening. Este procedimiento denominado TFPW (trend-free-pre-whitening), ha sido empleado para corregir la autocorrelación en las series hidrológicas de este trabajo, previamente al cálculo de tendencias. Antes de aplicar el método se comprobó la existencia de autocorrelación en las series mediante el cálculo de una regresión lineal (coeficiente de correlación de Pearson) entre las series originales y las series *lag-1*. Se demostró así que solamente presentaban valores de autocorrelación significativos ( $\alpha < 0,05$ ), las series de aportaciones de los meses de julio, agosto y septiembre, mientras que en el resto de los meses las series no presentaban autocorrelación, por lo que el procedimiento explicado a continuación se aplicó únicamente a las series de aportaciones mensuales de los meses de verano.

Los pasos que se han llevado a cabo siguiendo esta técnica fueron los siguientes:

1) Cálculo de la pendiente ( $b$ ) de la serie original, mediante regresión lineal. Si la tendencia es distinta a cero ( $b \neq 0$ ), se procede a su eliminación mediante:

$$\text{Ecuación 3.14} \quad X'_t = X_t - b_t = X_t - T_t$$

donde  $X'$  es el valor de la serie sin tendencia (del nombre original en inglés: *detrended*) para el intervalo de tiempo  $t$ ;  $X$  es el valor de la serie original para el intervalo de tiempo  $t$ ;  $b$  es el valor de la pendiente de la recta para el intervalo de tiempo  $t$ ; y  $T_t$  es el valor predicho por la regresión lineal con pendiente  $b$ .

2) Cálculo del coeficiente de autocorrelación ( $r_1$ ): pendiente de la regresión lineal entre la serie *detrended*  $X'_t$  y la serie *detrended* lag-1  $X'_{t-1}$ . Se elimina el coeficiente de autocorrelación de la serie *detrended* mediante:

$$\text{Ecuación 3.15} \quad Y'_t = X'_t - r_1 X'_{t-1}$$

donde se asume que la serie resultante  $Y'_t$ , es una serie independiente (sin autocorrelación).

3) La serie predicha  $T_t$  y la serie independiente  $Y'_t$  se suman

$$\text{Ecuación 3.16} \quad Y_t = T_t + Y'_t$$

asegurándonos así que la serie resultante  $Y_t$  mantiene la tendencia original, y deja de estar afectada por la autocorrelación, por lo que es adecuada para confrontar a un test no paramétrico de detección de tendencias como el de Mann-Kendall.

### 3.4. Métodos de agrupación o reducción de datos

En un estudio de carácter regional como el presente, uno de los asuntos más interesantes es la identificación de patrones o modelos de comportamiento común en distintos parámetros de las variables estudiadas, y la búsqueda de estructuras espaciales determinadas, por ejemplo: examinar si existen varios tipos de regímenes fluviales y ver dónde se ubican en el espacio; comprobar patrones de cambio en las aportaciones anuales o mensuales; o ver distintos tipos de respuesta hidrológica de la cuenca ante similares situaciones atmosféricas. Gracias al avance de las ciencias de la información y a la existencia de bases de datos cada vez más extensas, se ha hecho cada vez más frecuente la búsqueda de técnicas que permiten identificar patrones, comúnmente denominadas “herramientas de reducción de datos”. En la detección de patrones sobre series climáticas e hidrológicas, las técnicas más utilizadas han sido el “*Análisis de Componentes Principales*” (p.ej. Widmann & Schär 1997, Rodríguez-Puebla *et al.* 1998, Kalayci & Kahya 2006) y el “*Análisis Cluster*” (p.ej. DeGaetano 2001, Halkidi *et al.* 2001, Muñoz-Díaz & Rodrigo 2004, Ramachandra Rao & Srinivas 2006) ya que permiten obtener grupos de observatorios o de periodos temporales con un comportamiento hidrológico o climático homogéneo. En este trabajo se han aplicado ambos métodos, después de haber explorado la idoneidad de cada uno para alcanzar los objetivos planteados.

#### 3.4.1. Análisis de Componentes Principales.

El análisis de componentes principales (PCA, del inglés *Principal Component Analysis*) es una técnica de análisis factorial, esto es, que se basa en la extracción de factores que definen la estructura subyacente de un universo multivariante (matriz de datos). El objetivo general de esta técnica es reducir la dimensionalidad de la base datos formada por un número elevado de variables, y obtener grupos de variables, independientes entre sí (carentes de correlación) y

que retienen la mayor parte de la varianza contenida en las variables originales (Tabachnick & Fidell 1996). Para que el análisis sea efectivo, las variables originales tienen que mostrar entre sí altos valores de correlación, lo cual significa que existe información redundante y que por ello puede ser reducida y explicada por una serie de variables nuevas. Las nuevas variables obtenidas (componentes principales) son combinaciones lineales de las variables originales y no muestran correlación entre sí (Jolliffe 2002). El primer componente principal es aquella combinación lineal que explica el mayor porcentaje de varianza contenida en las variables originales, el segundo componente será la combinación lineal no correlacionada con el componente anterior y que absorbe el mayor porcentaje de varianza no explicada por el primero, y así sucesivamente.

Una vez obtenidos los componentes es recomendable, para mejorar la interpretación de los resultados, realizar una rotación de los ejes, con lo que se consigue redistribuir la varianza entre los componentes extraídos y así maximizar el porcentaje de varianza explicada por cada uno, dicho de otra forma, la rotación permite maximizar las altas correlaciones y minimizar las bajas correlaciones entre las variables originales y los componentes extraídos (Tabachnick & Fidell 1996). El método de rotación de ejes más utilizado es el denominado Varimax, y ha sido utilizado en este trabajo. La Tabla 3.2 es un ejemplo de los resultados de un análisis de componentes principales, con rotación Varimax, utilizando como variables las series (observatorios) de temperaturas de enero en la cuenca del Duero durante el periodo. Según los resultados, se habrían obtenido un total de 5 componentes principales, que explicarían en su conjunto el 87% de la varianza contenida en las 57 variables originales. Dichos componentes representarían 5 patrones de evolución interanual de las temperaturas de enero en la cuenca del Duero<sup>\*</sup>

Además de los componentes principales y el porcentaje de varianza explicada por cada uno, el análisis devuelve otro parámetro esencial para interpretar los resultados: *las cargas factoriales*, que se corresponden con el coeficiente de correlación existente entre cada variable original y cada componente principal extraído. Identificando la carga factorial máxima, conoceremos con qué componente principal se correlaciona mejor cada variable, lo que nos permitirá posteriormente construir los patrones de comportamiento de las variables analizadas.

---

<sup>\*</sup> Este PCA se ha realizado únicamente como ejemplo para este apartado metodológico

Componente	Autovalores iniciales			Suma de las saturaciones al cuadrado de la extracción			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de varianza	acumulado %	Total	% de varianza	acumulado %	Total	% de varianza	acumulado %
1	40,33	70,75	70,75	40,33	70,75	70,75	25,58	44,87	44,87
2	4,48	7,86	78,61	4,48	7,86	78,61	10,00	17,55	62,42
3	2,21	3,87	82,48	2,21	3,87	82,48	7,31	12,83	75,25
4	1,59	2,78	85,26	1,59	2,78	85,26	3,56	6,24	81,49
5	1,23	2,16	87,42	1,23	2,16	87,42	3,38	5,93	87,42
6	0,95	1,67	89,09						
7	0,70	1,23	90,32						
8	0,63	1,10	91,42						
9	0,58	1,01	92,43						

componentes obtenidos

Tabla 3.2. Ejemplo de solución rotada de un Análisis de Componentes Principales (rotación Varimax)

En la identificación de patrones climáticos o hidrológicos existen dos modos de realizar el PCA, en función de que se busquen patrones de comportamiento espacial o temporal. Mediante el modo T (del inglés *time*) se identificarán patrones de distribución espacial de las variables para distintos periodos de tiempo, ya que las variables a resumir serán los registros temporales (años) y los casos serán las series de datos (observatorios). Este es el método más común para identificar patrones de distribución de variables climáticas y su relación con la circulación atmosférica, así lo demuestran numerosos trabajos, como los de Ellouze *et al.* (2009) en Túnez, Singh (2006) en la India, o Rodríguez-Puebla *et al.* (1998) y Queralt *et al.* (2009) para las precipitaciones de la Península Ibérica. Mediante el modo S (del inglés *space*) lo que se obtiene son patrones de evolución temporal, pues las variables que se resumen son las series (observatorios) y los casos son los años; de esta forma se encontrarán un número reducido de patrones de evolución contenido en la totalidad de observatorios estudiados. Mediante este método se han observado patrones comunes en la evolución de las precipitaciones en grupos de observatorios (Widmann & Schär 1997); o en hidrología, patrones temporales en la evolución de los caudales o las avenidas fluviales (Ancil & Coulibaly 2004, Assani *et al.* 2010); Los análisis de componentes principales que aparecen en este trabajo (capítulo 5 y capítulo 7) han sido realizados en modo S.

### 3.4.2. Clasificación jerárquica o análisis “cluster”

El análisis *cluster* es una técnica de clasificación basada en la aglomeración de datos originales en grupos no definidos previamente, de tal forma que los objetos de cada grupo (*cluster*) tienden a ser similares entre ellos, y disimilares a los objetos de los otros grupos (Halkidi *et al.* 2001, Muñoz-Díaz & Rodrigo 2004). Al igual que el PCA, el análisis *cluster* permite reducir los años en grupos para obtener patrones de distribución espacial de las variables climáticas (Ramos 2001), o patrones de evolución temporal en grupos de estaciones (DeGaetano 2001).

Para separar las variables en grupos hay que definir previamente un marcador numérico que defina la similitud o disimilitud entre los datos. La medida usada comúnmente para ello es la

distancia euclídea al cuadrado, definida como la suma del cuadrado de las distancias entre todas las variables.

Entre los métodos de clasificación *cluster*, los jerárquicos son los más habituales, y se basan en establecer grupos progresivamente por orden de similitud entre objetos, con tantas etapas de aglomeración como número de variables hay, de tal forma que en el paso final del proceso se habría obtenido un solo *cluster*, que habrá agregado a todos los demás. De entre los métodos de clasificación jerárquica, el más utilizado y el que mejores resultados ofrece en la búsqueda de patrones climáticos es el método de mínima varianza de Ward (Jackson & Weinand 1995, Ramos 2001, Muñoz-Díaz & Rodrigo 2004, Vicente-Serrano 2006). Éste método calcula la distancia entre dos *clusters* como la suma de las distancias al cuadrado entre los dos *clusters* unidos y el resto de las variables que quedan sin unir. Si  $C_k$  y  $C_l$  son dos *clusters* que se unen para formar el *cluster*  $C_m$ , la distancia euclídea  $d$  entre el *cluster*  $C_m$  y un nuevo *cluster*  $C_j$ , será:

$$\text{Ecuación 3.17} \quad d_{m,j} = \frac{(n_j + n_k)d_{jk} + (n_j + n_l)d_{jl} - n_j d_{kl}}{n_j + n_m}$$

Donde  $n_j$ ,  $n_k$ ,  $n_l$  y  $n_m$ , son el número de objetos contenidos en los *clusters*  $C_j$ ,  $C_k$ ,  $C_l$  y  $C_m$  respectivamente, y  $d_{jk}$ ,  $d_{jl}$  y  $d_{kl}$ , son las distancias entre las observaciones entre los *clusters*  $j$  y  $k$ , entre los *clusters*  $j$  y  $l$  y entre los *clusters*  $k$  y  $l$ , respectivamente (Ramos 2001). El resultado del proceso de agregación es un árbol de *clusters* o dendrograma, que muestra en qué medida los miembros de un *cluster* son similares entre sí y distintos al resto de los *clusters*. En la Figura 3.5.a se muestra un dendrograma resultado de realizar un análisis *cluster* mediante el método de Ward, introduciendo como variables los años y como casos las series de temperatura del mes de enero de los observatorios de la cuenca\*. En este caso se obtendrían, por lo tanto, grupos de años con una distribución espacial de las temperaturas de enero característica.

Como se aprecia en el dendrograma, en función de la distancia entre clusters podemos seleccionar un número de *clusters* u otro, que en este ejemplo serían, 7, 3 o 2. Aunque no existen reglas predeterminadas para seleccionar un número de *clusters*, pues éstos probablemente dependan de los objetivos del investigador, un método aconsejado es mediante la identificación de un salto o discontinuidad en el gráfico que une las distancias entre los *clusters* en cada paso de aglomeración, ya que nos estará indicando el número más bajo de *clusters* posible con la homogeneidad más alta (Vicente-Serrano 2006). En la Figura 3.5.b se muestra el resultado de unir los coeficientes (diferencia de distancias entre etapas de aglomeración), y el momento en que se producen las discontinuidades. Para el análisis cluster

\* Este análisis cluster se ha realizado únicamente como ejemplo para este apartado metodológico

realizado con las temperaturas de enero para cada año de la serie, obtenemos que el número óptimo de grupos es de 3, ya que la primera discontinuidad más pronunciada se produce en el paso 44, al que le corresponden 3 *clusters* o grupos.

Es importante tener en cuenta que, tanto esta prueba, como el PCA, son utilizadas para identificar patrones generales de distribución espacial o temporal de las variables, y sus resultados representan condiciones medias de los grupos obtenidos, por lo que en ningún caso deben considerarse como pruebas absolutas para cada caso concreto. En ocasiones habrá variables que pertenezcan a un grupo o patrón, pero que pueden presentar similitud a su vez con otros, lo cual habrá que tener en cuenta a la hora de interpretar con rigor los resultados.

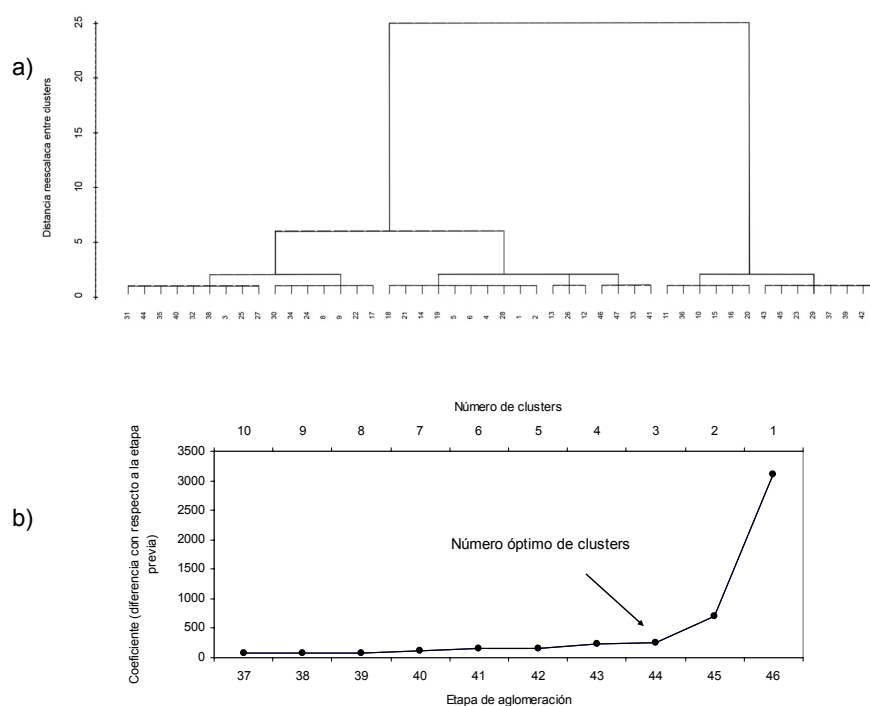


Figura 3.5. a) Ejemplo de dendrograma donde se aprecian los clusters formados en el proceso de agregación y; b) ejemplo de selección del número óptimo de clusters mediante el cálculo de la diferencia en la distancia entre etapas de aglomeración

### 3.5. Análisis de los usos del suelo

En el capítulo 7 del trabajo se pretende estimar si los recursos hídricos de la cuenca se están viendo afectados en alguna medida por los cambios en los usos del suelo que se hayan producido durante las décadas que abarca el periodo de estudio. En este apartado se explican detalladamente los procesos llevados a cabo para estudiar los cambios en los usos del suelo



que han tenido lugar en la cuenca del Duero. El método consiste, de forma resumida, en comparar la estructura espacial de los usos del suelo en dos momentos puntuales que coinciden, más o menos, con el inicio y el final del periodo de estudio seleccionado. Las fuentes de información más adecuadas, por su disponibilidad y porque permiten realizar un análisis detallado de los usos del suelo a distintas escalas espaciales y temporales, son las imágenes aéreas. La fotointerpretación de estas imágenes permite cartografiar los usos del suelo en distintas fechas y así conocer las variaciones en la extensión ocupada por los distintos usos, previamente definidos. El principal, y nada desdeñable problema que plantea este método, es que es sumamente laborioso y requiere de mucho tiempo y paciencia para su ejecución. Las imágenes aéreas disponibles para nuestra zona de trabajo y coincidentes con el inicio del periodo de estudio del trabajo, son las pertenecientes a la serie tomada por las fuerzas aéreas norteamericanas entre los años 1956 y 1957 (comúnmente conocida como “vuelo americano”). Estas fotos tienen una escala aproximada de 1:33.000, y la superficie cartografiable (la zona central del fotograma) no supera los 20 km<sup>2</sup> en la realidad. Teniendo en cuenta que la cuenca del Duero en su parte española ocupa cerca de 79.000 km<sup>2</sup>, sería necesaria la fotointerpretación de unos 4.000 fotogramas para conocer con precisión el estado de los usos del suelo en la cuenca a mediados del siglo XX, y realizar el mismo trabajo con las imágenes aéreas correspondientes al final del periodo de estudio. Ante la imposibilidad material de realizar este trabajo, hemos hecho una estimación de los cambios, mediante el análisis a dos escalas: en primer lugar analizado los cambios en los usos del suelo en una serie de cuencas de cabecera representativas del borde montañoso de la cuenca del Duero, con fotografías aéreas del 1957 y ortofotos del año 2002; y por otro lado se han comparado los mapas forestales de la cuenca del Duero de los años 1966 y 2003.

### **3.5.1. Análisis de los cambios en pequeñas cuencas de cabecera**

Para analizar la evolución de los usos del suelo en las cuencas de cabecera se han utilizado los fotogramas aéreos de 1957, y las ortoimágenes digitales de 2002 proporcionadas por la Junta de Castilla y León (Figura 3.6). La idoneidad de la fotografía aérea para analizar los usos del suelo ha sido puesta de manifiesto por distintos autores (Muraz 1999, Dirnbock & Grabherr 2000). En España el uso de ésta ha sido de gran utilidad para estudiar las transformaciones paisajísticas, sobre todo de la segunda mitad del siglo XX, ya que existe un abundante fondo fotográfico que cubre la totalidad del territorio español (Fernández-García 2002). Así lo demuestran trabajos realizados en distintas áreas, donde la transformación paisajística ha sido más acusada, como en las zonas de montaña (Díaz-Muñoz 1984, Poyatos *et al.* 2003).

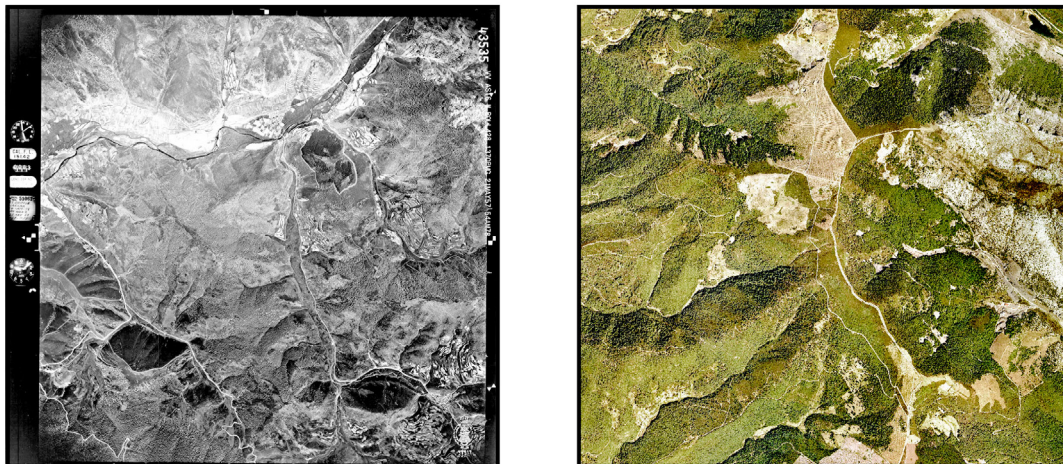


Figura 3.6. Ejemplos de fotografía aérea de 1957 y ortoimagen del 2002.

El principal problema que se plantea a la hora de realizar el mismo análisis en dos fuentes de información de origen tan distinto, es el relativo a la calidad y características geométricas de éstas. Las fotografías aéreas de 1956-57, están en formato papel, en blanco y negro y a escala 1:33.000 aproximadamente; mientras que las ortofotos están en formato digital, en color y a escala 1:10.000. Por lo tanto, un primer aspecto a tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados, es que los mapas correspondientes al año 2002 generados sobre las ortofotos contarán con mayor precisión que los correspondientes a 1957, realizados sobre la fotografía aérea.

Sin embargo, el aspecto que plantea más problemas para homogenizar el análisis es el relativo a las distintas características geométricas de las fotos aéreas respecto a las ortofotos (Muraz 1999). Las fotografías aéreas carecen de una proyección geográfica y no están referenciadas en el espacio, por lo que requieren de unas transformaciones si se quiere trabajar junto a otras fuentes cartográficas. Por otro lado, las imágenes aéreas presentan una serie de distorsiones en la escala (que es nula en el punto central, pero aumenta progresivamente hacia los márgenes del fotograma) o en la posición relativa de los objetos, que sufren desplazamientos respecto a su posición real (mayor en relieves acentuados). Las causas principales de esta distorsión son la perspectiva cónica de las fotos, la orientación de la cámara, la inclinación del plano de vuelo o la propia topografía de la superficie terrestre. Las ortofotos por el contrario presentan una proyección geográfica ortogonal y están georreferenciadas, y además no presentan deformaciones de escala. Para poder trabajar sobre ambas fuentes de información fue preciso, por lo tanto, convertir las características geométricas de las fotos aéreas a un sistema de proyección geográfica ortogonal, y además referenciar sus puntos en el espacio, mediante el proceso conocido como *ortorrectificación*: asignando valores  $x,y,z$  (coordenadas geográficas y altitud) a cada punto de la imagen, se obtiene una proyección ortogonal y se

ajusta la imagen al relieve del terreno. Para georreferenciar los puntos de la imagen, se ha utilizado el servicio de información geográfica gratuito SIGPAC perteneciente a la Junta de Castilla y León (<http://www.sigpac.jcyl.es>) y para asignar los valores de altitud se ha incluido un modelo digital de elevaciones (MDE) con una resolución espacial de 25 metros. Todo ello se ha procesado mediante el módulo específico de ortorrectificación *OrthoEngine* del programa *PCI GEOMATICS 9.1*. Aunque no se trate de un proceso rápido ni sencillo, se puede resumir el trabajo realizado en las siguientes fases:

- Escaneo de las fotografías aéreas a una resolución de 600 píxeles por pulgada y almacenamiento en formato TIFF (\*.tiff), ya que su sistema de compresión no introduce modificaciones en la calidad de la imagen. Los fotogramas escaneados se recortaron para eliminar los bordes dónde aparece información complementaria y para disminuir el error introducido por la deformación que sufren las fotos aéreas hacia los márgenes. Posteriormente se importaron las imágenes al software PCI para llevar a cabo la rectificación propiamente dicha.
- Para simplificar el proceso se utilizó el sistema de rectificación *funciones racionales* que no precisa la introducción de parámetros de la fotografía aérea. Se seleccionaron puntos de control de los que se tiene garantía que no son variables en el tiempo, de tal forma que estuvieran repartidos de forma homogénea por la imagen, e intentando que el error mínimo cuadrático se situara siempre que fuese posible por debajo del nivel del píxel ( $emc < 1,00$ ). De esta forma se rectificaron un total de 67 fotogramas.
- Una vez rectificadas las imágenes se generaron los mosaicos correspondientes para cada cuenca de estudio, mediante el ensamblaje de los fotogramas. En la Figura 3.6 se puede observar un ejemplo de fotografía aérea antes y después de ser rectificada y en la Figura 3.8 uno de los mosaicos generados.

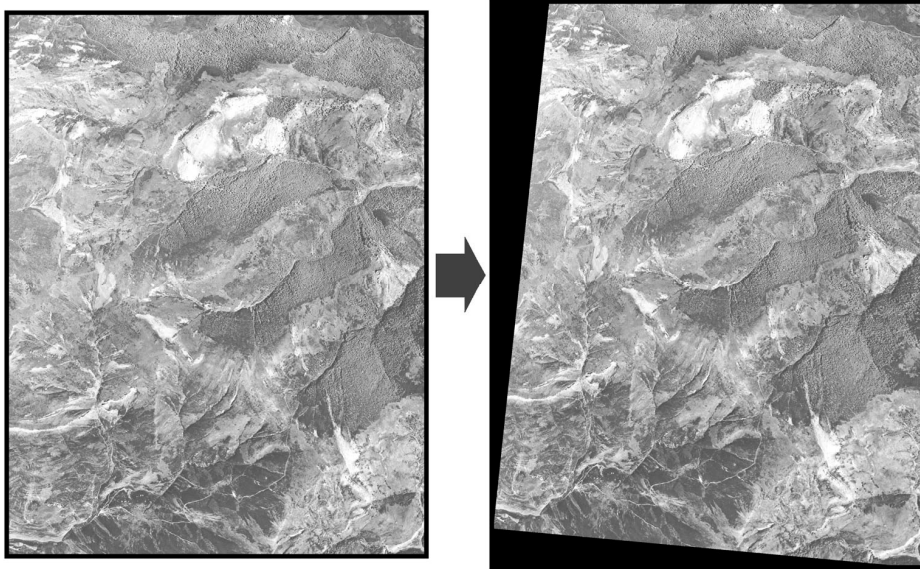


Figura 3.7. Fotografía aérea sin rectificar y rectificada.

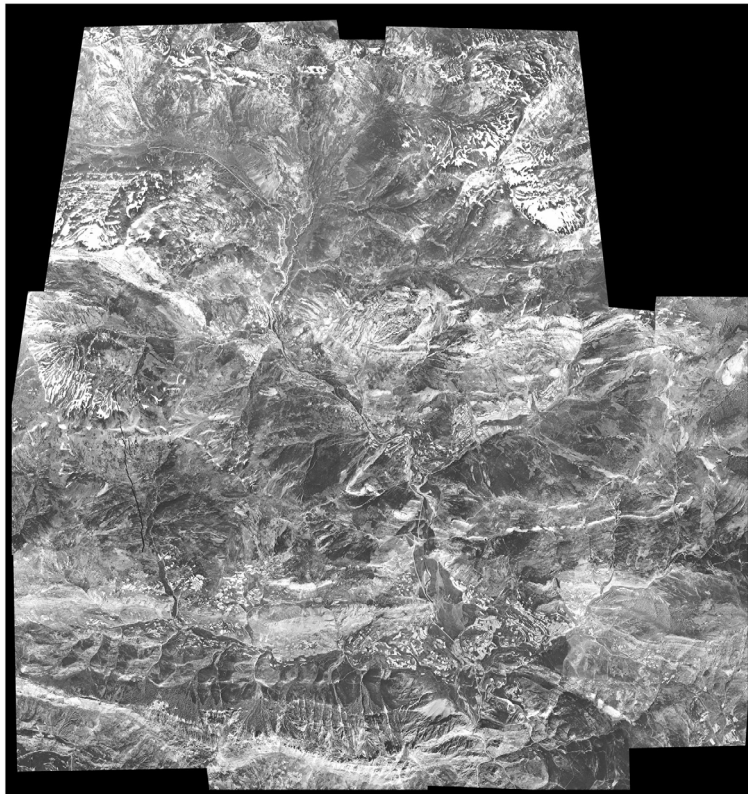


Figura 3.8. Ejemplo de mosaico de fotogramas ortorrectificados (cuenca del río Curueño).

Una vez preparadas, las imágenes digitales se importaron al Sistema de Información Geográfica (SIG) *Arcview GIS 3.2*. Los SIG constituyen una herramienta de gran utilidad para analizar los usos del suelo, las transformaciones paisajísticas etc., ya que permiten integrar diferentes fuentes de información y realizar análisis espaciales con distintas capas cartográficas. En España se han desarrollado diferentes trabajos que integran aplicaciones SIG para detectar dinámicas de los usos del suelo utilizando distintas fuentes de información en análisis diacrónicos (Ubalde 1999, Vicente-Serrano *et al.* 2000, Ruescas 2001). Previamente al procesado de imágenes con el SIG se procedió a la fotointerpretación mediante visión estereoscópica de pares de las fotos aéreas en formato papel. Esta tarea nos ayudó a interpretar con posterioridad los distintos tipos de cubierta vegetal, ya que las imágenes, después de haber sido escaneadas y ortorrectificadas, habían perdido calidad para su visualización en el SIG. Asimismo, mediante el trabajo de campo se ha podido comprobar *in situ* el estado actual de las formaciones forestales, así como distinguir las distintas especies vegetales, los usos del suelo predominantes, la geomorfología, litología y topografía de las cuencas, lo que ha servido de gran ayuda a la hora de interpretar los resultados. Diferentes fuentes bibliográficas como los inventarios forestales (MA 1968-1974, MAPA 1990-1997) o el Mapa Forestal de España (Ruiz de la Torre 1996) han servido también de ayuda para completar la información. El criterio fundamental para realizar la clasificación de usos del suelo fue el tipo de cobertura vegetal que presentaba cada uno. La clasificación de usos realizada, similar a la propuesta planteada entre otros por Poyatos *et al.* (2003) para una cuenca pirenaica, se muestra en la Tabla 3.3.

Tipo de cubierta	Descripción
<b>Bosque denso</b>	Áreas cubiertas de bosque con dósel arbóreo cerrado
<b>Bosque abierto</b>	Manchas forestales discontinuas con dósel arbóreo abierto
<b>Matorral y vegetación dispersa</b>	Cubierta vegetal con plantas arbustivas de los géneros <i>Genista sp.</i> , <i>Erica sp.</i> , <i>Juniperus sp.</i> , etc..., o arbolado muy disperso
<b>Cultivos</b>	Parcelas delimitadas, de formas rectilíneas y cobertura herbácea
<b>Pastizales</b>	Pastos de montaña o claros en los bosques con cobertura herbácea
<b>Roca y suelo desnudo</b>	Roca madre aflorando o depósitos coluviales sin capacidad de generar suelo (sin cobertura vegetal)

*Tabla 3.3. Clases de usos del suelo consideradas en el trabajo, definidas en función de la cubierta vegetal.*



La cartografía de los usos sobre la foto aérea de 1957 y las ortofotos de 2002 se ha llevado a cabo mediante la digitalización de polígonos con el nivel de detalle mostrado en la Figura 3.9. Posteriormente se calculó el área ocupada por cada clase en las dos fechas señaladas, y se estimó la variación porcentual experimentada por cada una.

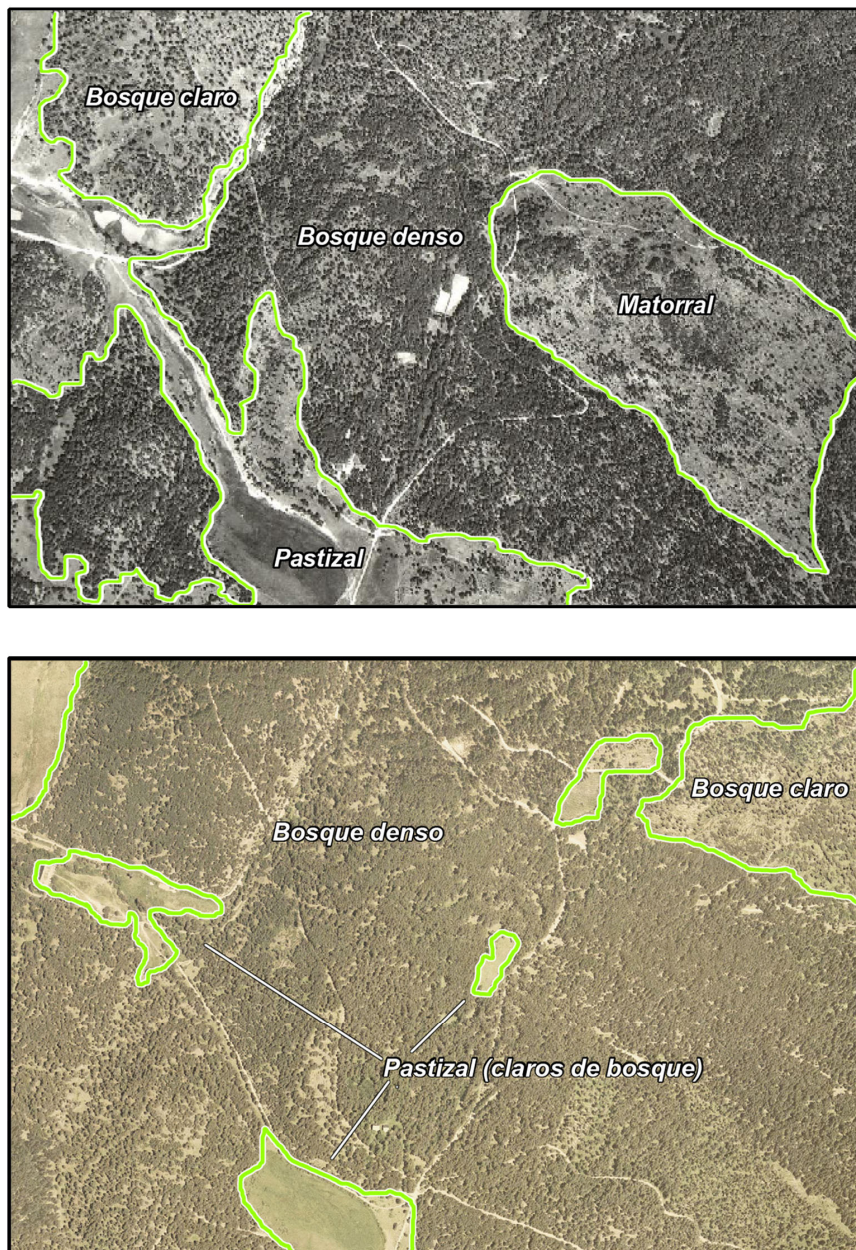


Figura 3.9. Ejemplo de discriminación de distintos tipos de cubierta vegetal en la misma zona sobre la foto aérea de 1957 y la ortofoto de 2002.

### 3.5.2. Análisis de los cambios en la totalidad de la cuenca

Para estimar las variaciones en la extensión ocupada por los usos del suelo en la totalidad de la cuenca del Duero (parte española) se han utilizado el Mapa Forestal de España a escala 1:400.000, de 1966 (Ceballos 1966), y el Mapa Forestal de España digital de 2003, a escala 1:50.000, para las 9 provincias castellano-leonesas (MMA 2003).

Al igual que en el caso anterior, se trata de dos fuentes cartográficas con características técnicas muy distintas. El primero (MFE 1966), está en formato papel, a una escala 1:400.000, y realizado sobre una proyección poliédrica; y el segundo (MFE 2003) es un mapa digital realizado por hojas según el Mapa Topográfico Nacional 1/50.000, con una proyección UTM. El primer y más laborioso paso fue ensamblar las hojas del MFE 1966 correspondientes al territorio de la cuenca del Duero y dibujar sobre papel los polígonos correspondientes a cada tipo de uso del suelo. Posteriormente se escaneó, se digitalizaron los polígonos, y se georreferenció el mapa digital obtenido a la proyección UTM, European Datum 1959, Huso 30. Todos estos procesos han generado errores que si bien tienen un peso insignificante a escala global no son despreciables si se utilizara esta fuente para análisis a una escala de detalle. El gran valor que ofrece esta fuente, aunque en los análisis de este trabajo no se ha tenido en cuenta, es que no sólo aparecen las manchas de los usos del suelo, sino también las formaciones vegetales (ej., encinar, sabinar, etc...), lo cual permitiría realizar análisis no sólo cuantitativos de los cambios de usos, sino también cualitativos, en función del crecimiento de unas formaciones en detrimento de otras. Además el MFE 2003 presenta una base de datos asociada muy completa que no sólo informa sobre los usos del suelo (llamados tipos estructurales) sino sobre otros aspectos relevantes como la fracción de cabida cubierta total, la fracción de cabida cubierta de especies arbóreas, la forma en que se agrupa la vegetación arbórea, las especies principales y el estado de la masa. Para conseguir el Mapa Forestal de la Cuenca del Duero se unieron las diferentes hojas y después se recortó el mosaico siguiendo los límites de la cuenca. Finalmente se disolvieron los polígonos adyacentes que tenían las mismas características de fracción de cabida cubierta total, de especies arbóreas y mismo tipo estructural, ya que la comparación global que podemos hacer con el mapa de 1966 se basa en estos tipos o usos del suelo. En la Tabla 3.4 se muestran las clases originales contenidas en cada mapa forestal.

Mapa Forestal de 1966	Mapa Forestal de 2003
Agua (A)	Agrícola y prados artificiales (C)
Alcornoque (F)	Agua continental (A)
Castaño (F)	Alineaciones árboles (F)
Chopo (F)	Áreas recreativas (U)
Cultivos (C)	Artificial (U)
Encina (F)	Autopistas y autovías (U)
Haya (F)	Bosque (F)
Matorral (MP)	Bosque adehesado (F)
Pino Carrasco (F)	Bosque de plantación (F)
Pino Laricio (F)	Bosquetes (F)
Pino Negro (F)	Complementos del bosque (F)
Pino Pinoñero (F)	Cultivo con arbolado disperso (C)
Pino Resinero (F)	Herbazal (MP)
Pino Silvestre (F)	Humedal (A)
Quejigo (F)	Infraestructuras de conducción (U)
Roble Albar (F)	Laguna de alta montaña (A)
Roble Carballo (F)	Matorral (MP)
Roble Rebollo (F)	Minería, escombreras, vertederos (U)
Sabina (F)	Monte bajo (MP)
Urbano (U)	Monte sin vegetación superior (MP)
	Mosaico arbolado sobre cultivo desarbolado (C)
	Mosaico desarbolado sobre cultivo (C)
	Parque periurbano (U)
	Pastizal-Matorral (PM)
	Prados (PM)
	Prados con sebes (PM)
	Riberas (F)
	Terreno desarbolado incendios (PM)
	Terreno desarbolado talas (PM)

*Tabla 3.4. Tipos estructurales o usos del suelo originales contenidos en los mapas forestales de España de 1966 y de 2003. Entre paréntesis los tipos reclasificados: Agua (A), Urbano-suelo desnudo (U), Cultivos (C), Matorral-Pastizal (MP) y Forestal (F).*

Dada la disparidad en el número y tipología de clases entre los dos mapas, y para hacer el análisis comparativo se llevó a cabo una reclasificación y homogeneización de las leyendas, quedando 5 grandes grupos, que serían los siguientes: Agua, Artificial-Urbano, Agrícola, Matorral-Pastizal y Forestal. En el caso del Mapa de 1966 la cuestión ha consistido en agrupar todas las especies arbóreas dentro de Forestal y reservar las cuatro categorías restantes a cada uno de los epígrafes considerados. Para el MFE 1/50.000 se han reclasificado los tipos estructurales de la siguiente manera:

- *Agua*: Agua continental, Humedal y Laguna de Alta Montaña
- *Urbano-suelo desnudo*: Áreas recreativas, Artificial, Minería, escombreras, vertederos, Autopistas y autovías, infraestructuras de conducción y parque periurbano.



- *Cultivos*: Agrícola y prados artificiales, Cultivo con arbolado disperso, Mosaico arbolado sobre cultivos y Mosaico desarbolado sobre cultivos.
- *Matorral-Pastizal*: Herbazal, Matorral, Monte bajo, Monte sin vegetación superior, Mosaico arbolado sobre forestal desarbolado, Pastizal-matorral, Prados, Prados con sebes, Terreno desarbolado incendios y Terreno desarbolado talas.
- *Forestal*: Alineaciones de árboles, Bosque, Bosque adhesionado, Bosque de plantación, Bosquetes, Complementos del bosque y Riberas.



## **4. VARIABILIDAD Y EVOLUCIÓN CLIMÁTICA**



El clima, mediante las precipitaciones y las temperaturas, gobierna en gran medida las condiciones hidrológicas de las cuencas de drenaje, pues constituye la fuente directa de los recursos hídricos, a la vez que condiciona las pérdidas por evapotranspiración. La disponibilidad y evolución de los recursos hídricos estará siempre condicionada por las características climáticas de la cuenca y sus variaciones temporales (Lettenmaier *et al.* 1994, Arnell 1999, Middelkoop *et al.* 2001, Birsan *et al.* 2005, Milly *et al.* 2005), por lo que un estudio sobre la variabilidad y evolución de las principales variables climáticas es esencial como marco de referencia para comprender las variaciones que se hayan podido producir en la hidrología de la cuenca del Duero.

En el presente capítulo se describen las características de la distribución espacial de las temperaturas y precipitaciones, y posteriormente se detallan las variaciones que han experimentado ambas variables en el tiempo, así como las tendencias observadas a largo plazo. Los análisis se han llevado a cabo a partir de la interpolación espacial de las variables y la construcción de series regionales. Ello permite simplificar la interpretación de los resultados, obviando las particularidades de carácter local que se hayan producido en los distintos observatorios meteorológicos, y extrayendo conclusiones generales para toda la zona de estudio.

## **4.1. Las temperaturas**

### **4.1.1. Distribución espacial y régimen térmico**

Los datos térmicos en la cuenca del Duero están sujetos a una elevada variabilidad espacial, alcanzándose temperaturas medias anuales cercanas a los 15° C en las partes más bajas de la cuenca, y por debajo de los 5° C en las cumbres de las montañas. Para conocer la distribución de las temperaturas en la cuenca, y los factores que la determinan se ha realizado una interpolación espacial basada en la construcción de regresiones lineales múltiples según el procedimiento detallado en la metodología, epígrafe 3.2. Los resultados de la misma (Tabla 4.1) indican que la distribución espacial de las temperaturas en la cuenca del Duero está fuertemente controlada por la altitud del terreno, aunque también, en menor medida, por un gradiente latitudinal. Para todos los meses del año la principal variable que explica la distribución de las temperaturas en la cuenca es la altitud, con coeficientes de determinación superiores en la mayoría de los casos al 0,70. La longitud tan sólo presenta contribución significativa en las temperaturas de mayo, pero ésta es mínima. Por el contrario, la latitud incrementa significativamente la varianza explicada por el modelo en todos los meses, lo cual significa que tiene un peso relativamente importante en la distribución de las temperaturas en la cuenca. Hay que señalar además que su contribución es más notable en los meses centrales del verano (15%) que en el resto, lo cual va a introducir, como se verá más adelante, un

notable gradiente térmico entre la mitad norte y la mitad sur de la cuenca durante dichos meses, que se verá también reflejado en los valores promedios anuales.

Mes	Constante	Altitud		Longitud		Latitud		Total R <sup>2</sup>
		coef.	R <sup>2</sup>	coef.	R <sup>2</sup>	coeff.	R <sup>2</sup>	
Ene	22,6	-0,0037	0,75	-	-	-3,51E-06	0,05	0,79
Feb	27,25	-0,0049	0,82	-	-	-4,01E-06	0,04	0,86
Mar	28,49	-0,0052	0,83	-	-	-3,97E-06	0,04	0,87
Abr	34,56	-0,0059	0,83	-	-	-4,49E-06	0,04	0,87
May	44,46	-0,0061	0,80	2,01E+09	0,01	-5,94E-06	0,06	0,87
Jun	62,80	-0,0060	0,74	-	-	-8,84E-06	0,10	0,84
Jul	76,10	-0,0059	0,68	-	-	-1,11E-05	0,15	0,83
Ago	76,07	-0,0056	0,65	-	-	-1,12E-05	0,15	0,80
Sep	60,61	-0,0055	0,71	-	-	-8,57E-06	0,11	0,82
Oct	41,53	-0,0054	0,79	-	-	-5,48E-06	0,06	0,85
Nov	28,88	-0,0040	0,76	-	-	-4,08E-06	0,06	0,82
Dic	22,21	-0,0034	0,73	-	-	-3,34E-06	0,05	0,78

*Tabla 4.1. Coeficientes de las variables independientes utilizadas para interpolar espacialmente las temperaturas de la cuenca, y su participación (R<sup>2</sup>) en el modelo. Los valores en blanco (-) indican que la participación de la variable no es significativa con un 95% de confianza.*

El resultado de la interpolación espacial de las temperaturas mensuales aplicando los coeficientes de la Tabla 4.1 se ha promediado para conseguir el mapa de distribución de las temperaturas anuales (Figura 4.1), que se visualizaba en el apartado descriptivo de la zona de estudio, y que se comenta con mayor profundidad a continuación. El aspecto que muestra la distribución de las temperaturas es muy similar al de la topografía, debido al fuerte peso que presenta la altitud como variable predictora de las mismas. Así en las cotas más altas de la orla montañosa se registran los valores más bajos de temperatura, con medias anuales por debajo de los 2° C, que aumentan conforme disminuye la altitud del terreno. No obstante, la latitud también juega un papel importante en la distribución de las temperaturas, introduciendo una clara disimetría o un gradiente térmico entre el norte y el sur de la cuenca. Si comparamos el mapa de altitudes de la Figura 2.2 (zona de estudio), con el mapa de temperaturas anuales, vemos como en la zona norte de la cuenca (Cordillera Cantábrica), la curva de nivel de los 1.200 m coincide más o menos con la isoterma de los 7,5° C, mientras que en la franja sur (Sistema Central), a la misma altitud, la temperatura media es de 10° C, lo que ofrece una idea de dicho gradiente. Del mismo modo, los valores más altos de temperatura (entre los 12° C y los 16° C) se registran en el sector suroeste, coincidiendo con las zonas de menor altitud en los valles encajados del río Águeda y el Duero. La topografía plana y la isoaltitud de toda la zona central de la cuenca, entre los 700 y 850 m, determinan la homogeneidad térmica que se da en esta zona, con valores de temperatura media anual alrededor entre los 10° C y los 12° C, aunque también el gradiente térmico se aprecia en esta zona central, con una disimetría termométrica a ambos lados del valle del Duero.

En cuanto a las temperaturas mensuales (Figura 4.2), el régimen de distribución corresponde con un clima marcado por fuertes rasgos mediterráneos. Los valores más bajos se registran en el mes de enero, con temperaturas medias de en torno a los 3° C en toda la zona interior y temperaturas medias negativas en las cumbres de las montañas. Los meses más cálidos son julio y agosto, con medias de 19° C y 20° C en las mitades norte y sur del interior de la cuenca, respectivamente, y valores de entre 13° C y 15° C en las zonas de montaña. El patrón de distribución espacial de las temperaturas derivada de la topografía se mantiene en las temperaturas mensuales, con notables diferencias entre el borde montañoso y el interior de la cuenca.

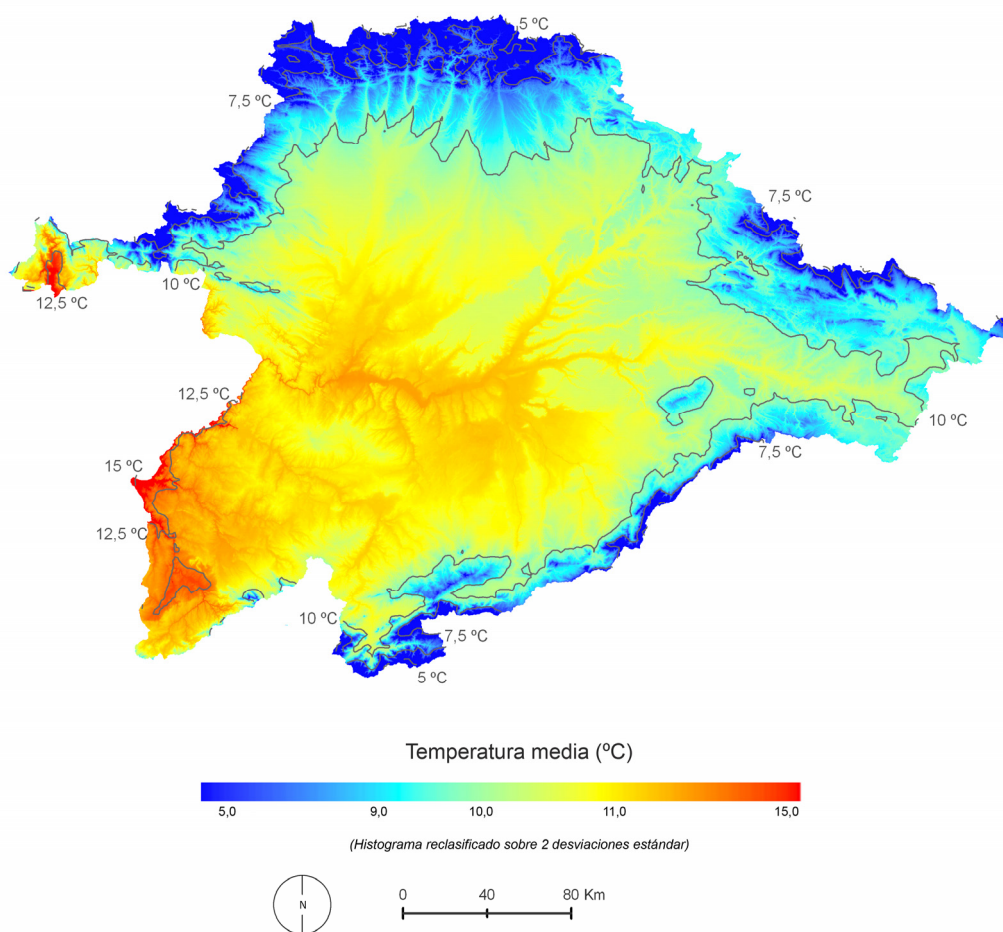


Figura 4.1. Temperatura media anual en la cuenca del Duero

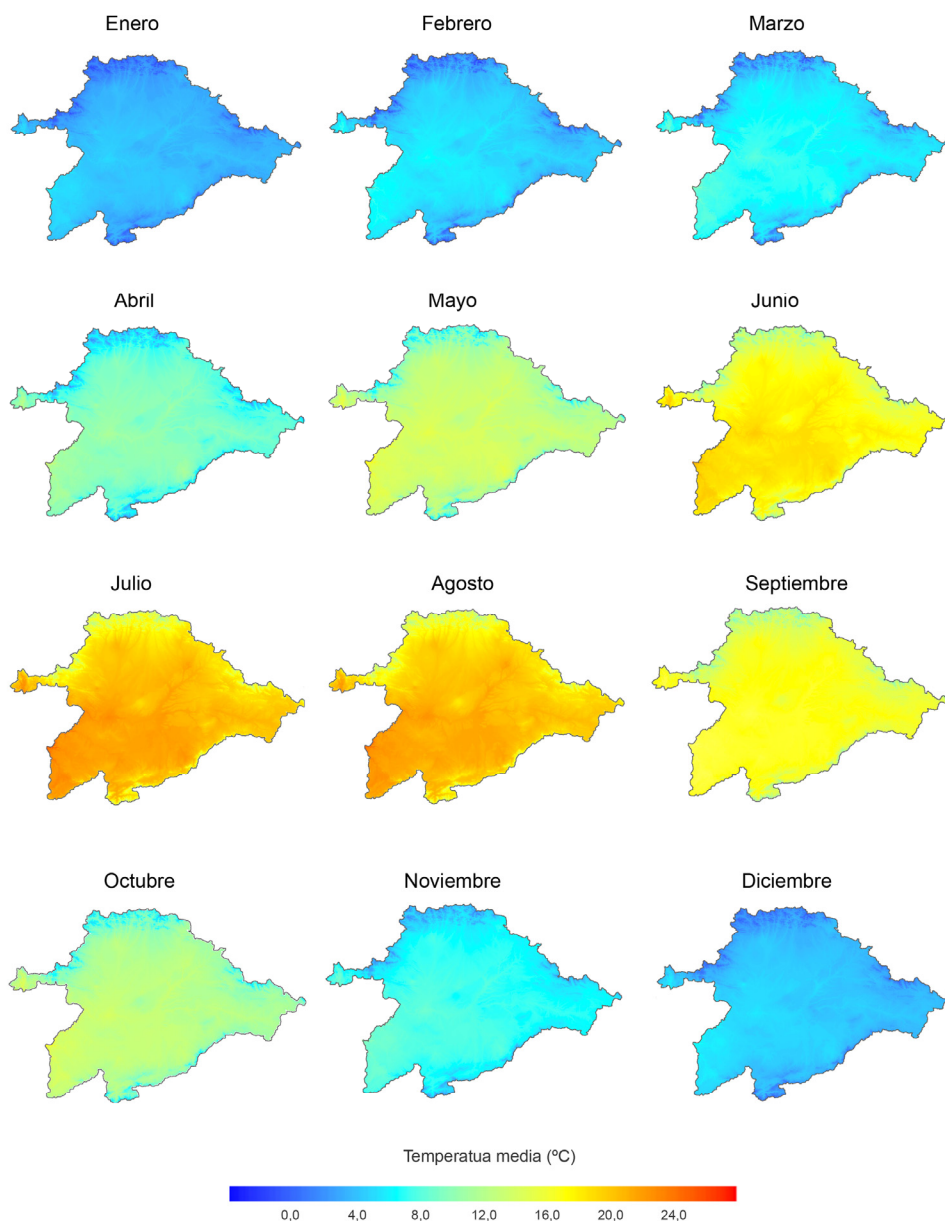


Figura 4.2. Régimen térmico mensual en la cuenca del Duero

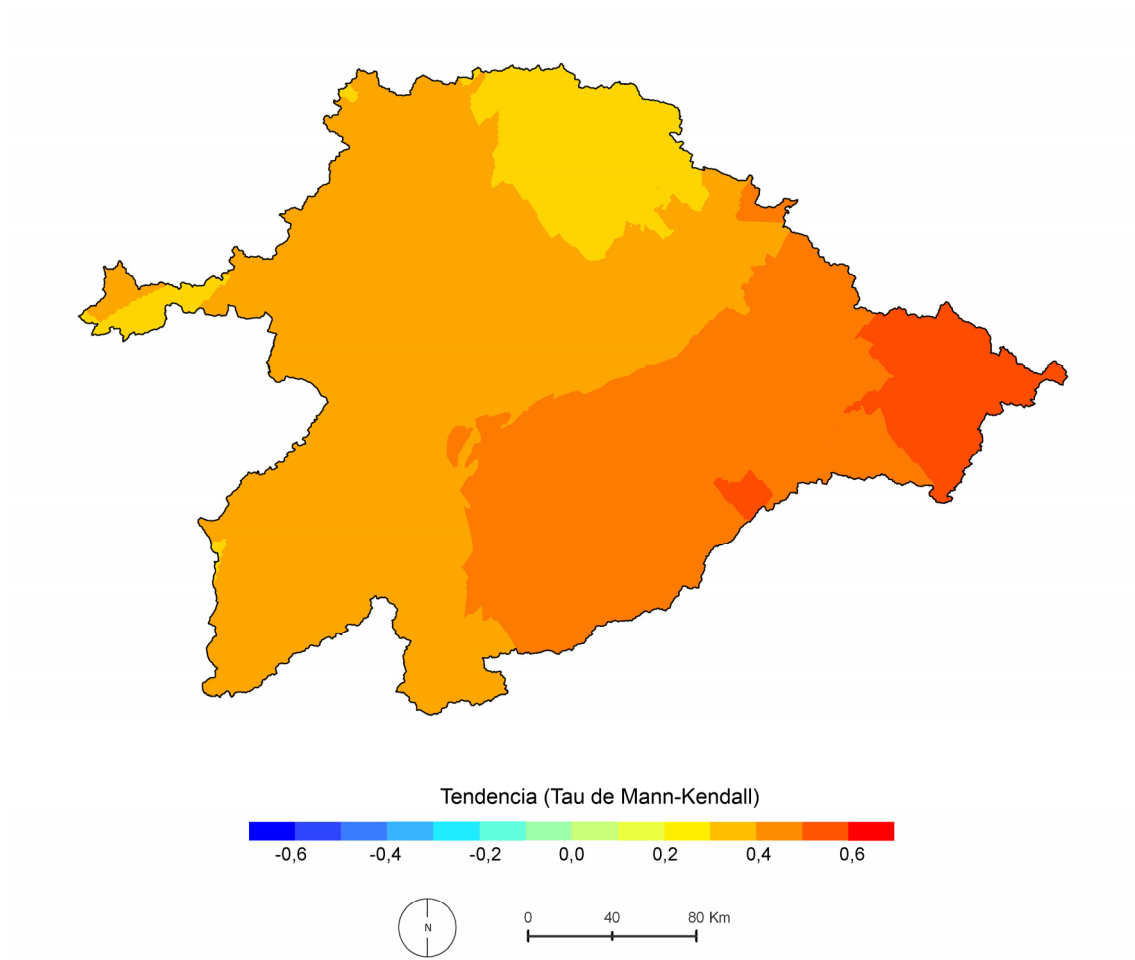
#### 4.1.1. Evolución y Tendencias.

Existen evidencias inequívocas de que la temperatura de la atmósfera, tanto a nivel regional como mundial, han experimentado un aumento durante el siglo XX y lo que llevamos de siglo XXI, con una tendencia creciente sostenida durante los últimos 40-50 años, lo cual es con mucha seguridad atribuible al llamado “efecto invernadero antrópico” (Solomon *et al.* 2007). También se ha comprobado un aumento térmico en la Península Ibérica, que presenta unas características similares a las del proceso de calentamiento global (Bladé & Castro-Díez 2010). En este apartado se analizan la evolución interanual de los valores anuales y mensuales de



temperatura en la cuenca del Duero y sus posibles tendencias a largo plazo. Dicho análisis es preciso dado el papel que ha podido tener la evolución de las temperaturas sobre los recursos hídricos de la cuenca.

En la Figura 4.3 se muestra un mapa distribuido de tendencias, resultado de interpolar (mediante un método *kriging*) los valores del tau de Mann-Kendall en cada serie de temperaturas anuales. El mapa refleja, de forma rotunda, que las temperaturas medias anuales han experimentado una tendencia creciente durante el periodo de estudio. En todo el territorio el incremento térmico ha sido estadísticamente significativo (con un 95% de confianza). Las temperaturas han experimentado un aumento más acentuado en la zona sureste de la cuenca y algo más moderado en su extremo norte. En cuanto a las temperaturas medias mensuales (Figura 4.4.a y Figura 4.4.b), todos los meses han registrado tendencias positivas en la mayor parte del territorio de la cuenca, aunque no con la misma intensidad ni significación estadística. Los meses en los que el incremento térmico ha sido más acentuado son marzo, junio y agosto, seguidos, en menor medida, de mayo y diciembre. Por su parte, enero, febrero, julio, septiembre, octubre y noviembre son los que han registrado un incremento más suave, careciendo este de significación estadística en la mayor parte del territorio. En todos los meses el incremento térmico ha sido más acentuado en el sector oriental de la cuenca. Estacionalmente se puede decir que han sido los meses de primavera y verano donde el ascenso térmico ha sido más pronunciado; y en el otoño donde el incremento ha sido más atenuado.



*Figura 4.3. Tendencias de las temperaturas medias anuales en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio. Los colores fríos indican tendencia negativa y los colores cálidos tendencia positiva. Línea negra:  $\alpha < 0,05$  (estadísticamente significativo con un 95% de confianza)*

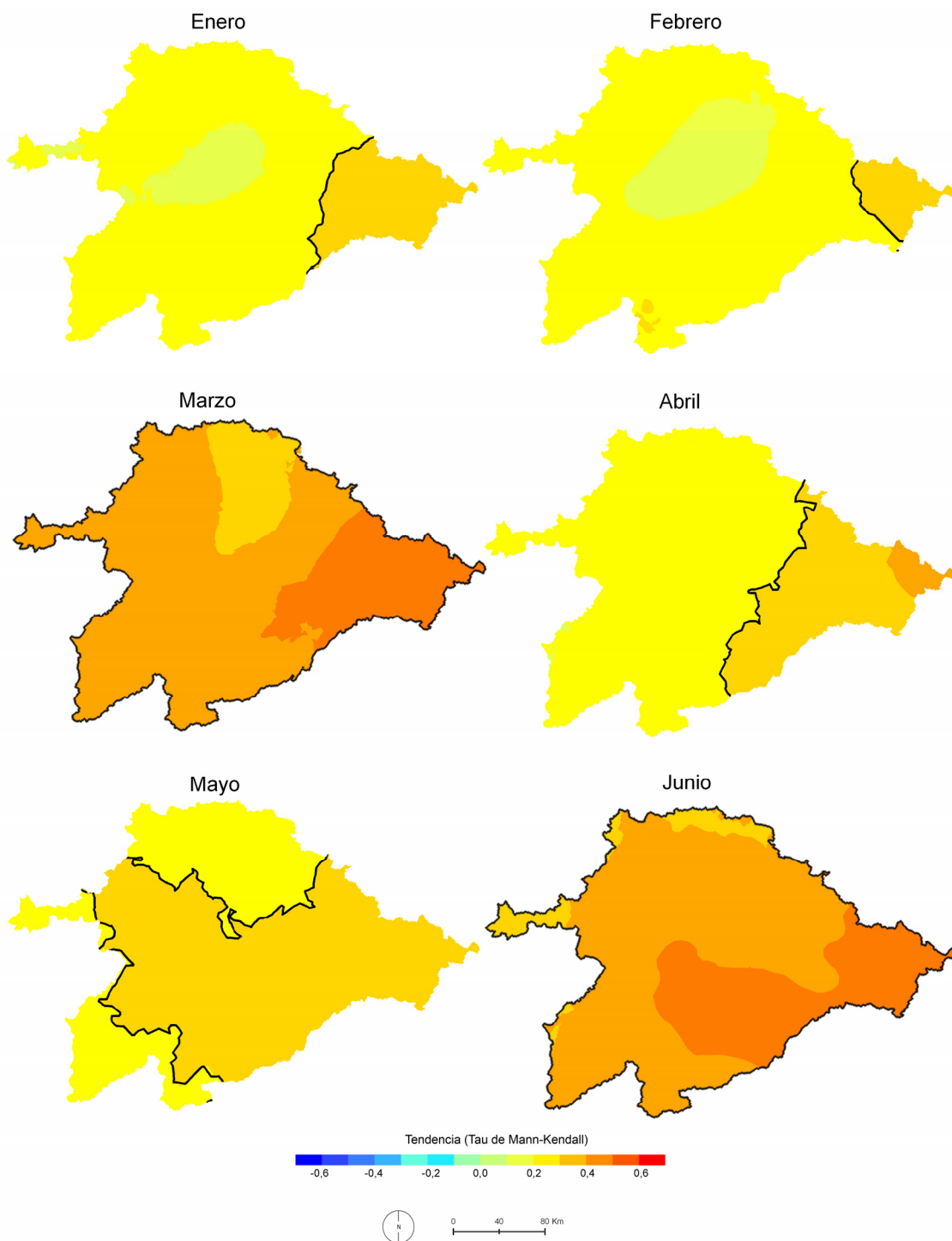


Figura 4.4.a. Tendencias de las temperaturas medias mensuales en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio. Leyenda igual a la de la Figura 4.3

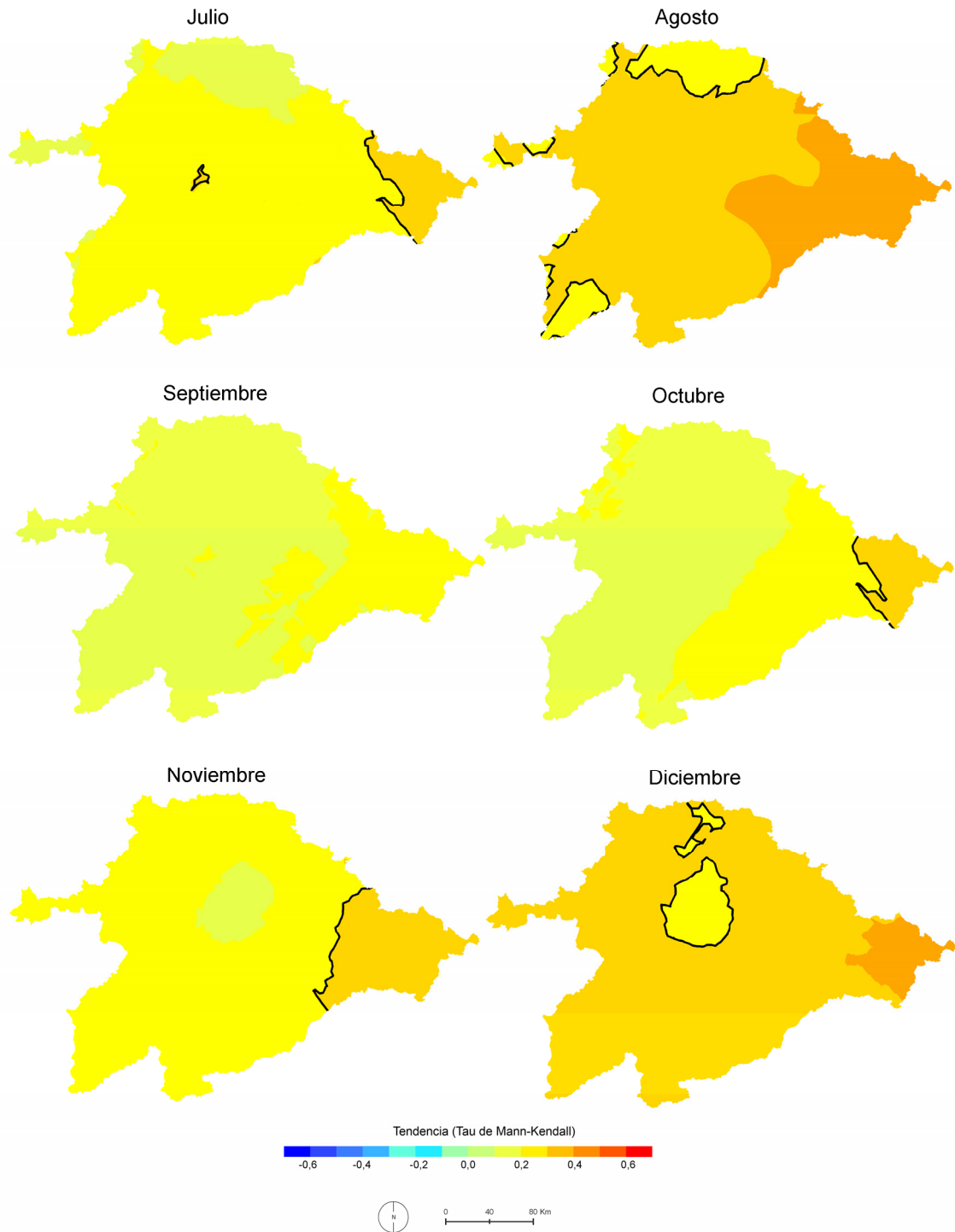


Figura 4.4.b. Tendencias de las temperaturas medias mensuales en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio. Leyenda igual a la de la Figura 4.3.

Aunque el coeficiente de Mann-Kendall es un estadístico muy fiable para la caracterización de las tendencias, éste no nos informa sobre la evolución o variabilidad que ha tenido la variable en cuestión, o el cambio en la magnitud de la misma entre el comienzo y el final del periodo. Para identificar estos parámetros se han elaborado series regionales de temperaturas anuales y mensuales, y se ha representado su evolución en el tiempo y calculado la magnitud de cambio mediante un ajuste lineal. Dada la baja densidad espacial de las estaciones termométricas en la cuenca, en comparación con las estaciones pluviométricas, las series regionales se han construido mediante una media ponderada de las temperaturas, utilizando como factor de ponderación el área de influencia de cada estación (extraída mediante el método de los polígonos de Thiessen), según:

Ecuación 4.1

$$T_R = \frac{t_i a_i + t_j a_j + \dots + t_n a_n}{\sum_{i=1}^n a}$$

donde  $t_i$  es la temperatura media anual (o mensual) de la estación  $i$ ,  $a_i$  es el área de influencia de la estación  $i$ , y  $n$  el número de estaciones utilizadas ( $n = 53$ ).

En la Figura 4.5 se muestran la evolución de las temperaturas anuales y mensuales respectivamente, para las series regionales. Aunque las series muestran una notable variabilidad interanual, que es inherente a la evolución natural de las variables climáticas, el aumento de las temperaturas, tanto anuales como mensuales, es más que evidente. El test de Mann-Kendall aplicado a la serie regional (Tabla 4.2) muestra una tendencia creciente y estadísticamente significativa con un 99% de confianza; además un ajuste lineal realizado entre las temperaturas y el tiempo revela un cambio entre el comienzo y el final del periodo superior a un 11%, pasando de una media de 12,2° C de temperatura predicha en 1961 a 13,6° C en el 2005. Esto supone una variación de + 1,4° C a lo largo del periodo de estudio, o lo que es lo mismo, un aumento de casi 0,3° C por década.

El desglose mensual de la serie muestra en general evoluciones positivas, aunque existe cierta variabilidad entre unos meses y otros. Como ya se mostró en los mapas de tendencias distribuidos, para la serie regional los meses con un incremento más acentuado en las temperaturas han sido marzo, junio, agosto y diciembre; por el contrario, septiembre, octubre y febrero muestran incrementos más suaves (Tabla 4.2). El ajuste lineal revela un aumento de aproximadamente 2° C en los meses de marzo y agosto, y de 2,3° C en junio, es decir de casi 0,4° C y 0,5° C por década respectivamente. Septiembre y octubre son por su parte los meses en los que el incremento ha sido menor, con apenas 0,5° C de diferencia entre el comienzo y el final del periodo.

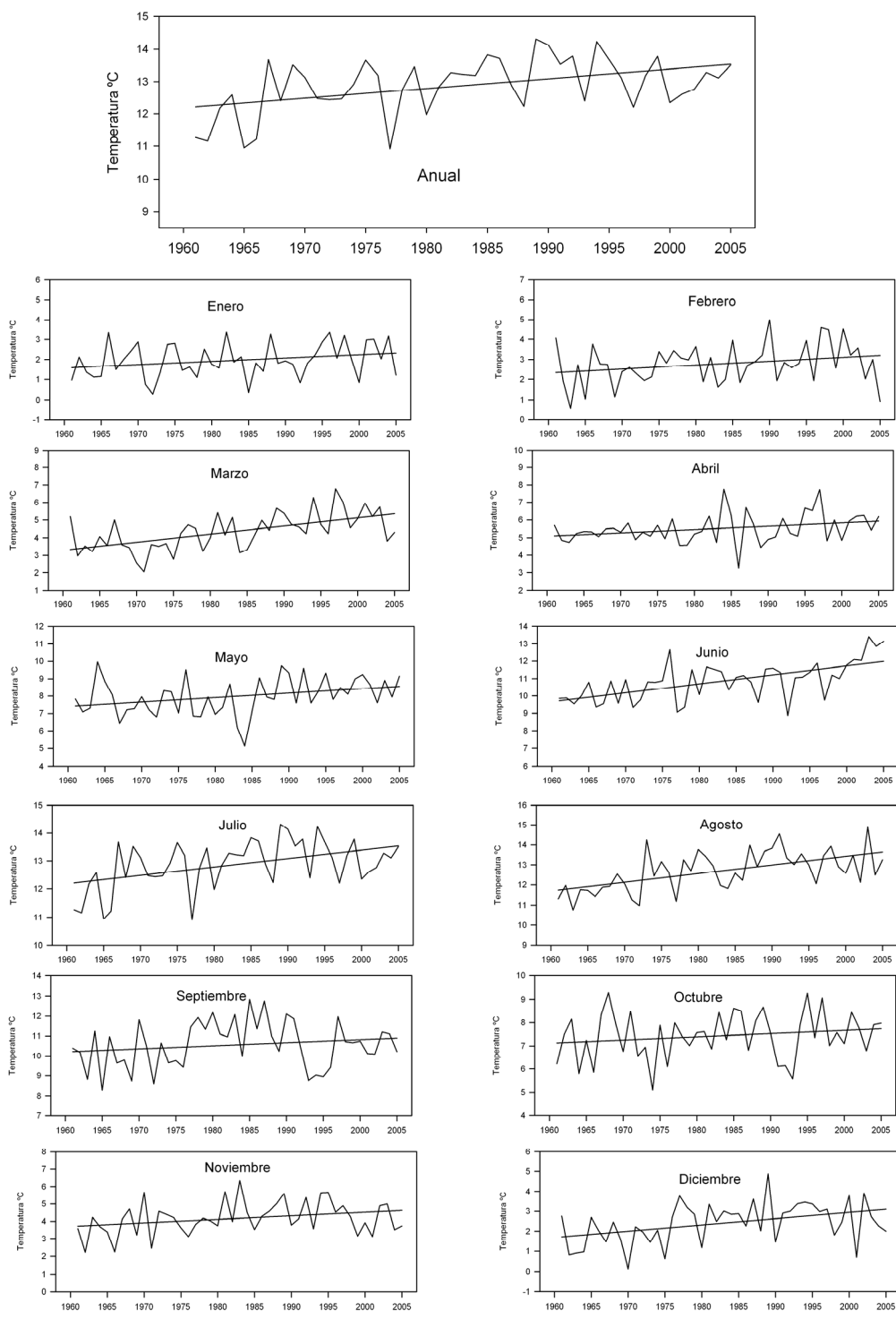


Figura 4.5. Evolución de las temperaturas anuales y mensuales correspondientes a la serie regional de la cuenca del Duero, durante el periodo de estudio. La recta de ajuste representa la línea de tendencia

n= 53	Temperatura media (° C)	Ajuste lineal				Tendencia		
		R <sup>2</sup>	Predicho 1961	Predicho 2005	Cambio %	° C año <sup>-1</sup>	tau MK	α
Enero	1,96	0,07	1,50	2,34	56,00	0,02	0,21	0,04
Febrero	2,77	0,07	2,29	3,19	39,30	0,02	0,16	0,13
Marzo	4,35	0,33	3,34	5,38	61,08	0,05	0,41	0,00
Abril	9,57	0,09	5,00	5,92	18,40	0,02	0,21	0,04
Mayo	13,60	0,10	7,40	8,52	15,14	0,02	0,23	0,03
Junio	17,73	0,38	9,60	11,90	23,96	0,05	0,46	0,00
Julio	20,11	0,21	12,20	13,50	10,66	0,03	0,29	0,01
Agosto	12,69	0,34	11,70	13,60	16,24	0,04	0,41	0,00
Septiembre	10,55	0,03	10,15	10,80	6,40	0,01	0,11	0,29
Octubre	7,43	0,03	7,10	7,70	8,45	0,01	0,12	0,25
Noviembre	4,18	0,08	3,70	4,60	24,32	0,02	0,17	0,10
Diciembre	2,41	0,17	1,70	3,10	82,35	0,03	0,30	0,00
AÑO	12,90	0,21	12,16	13,55	11,43	0,03	0,29	0,01

*Tabla 4.2. Estadísticos de centralidad y cambio (ajuste lineal y test de Mann-Kendall) para las series regionales de temperaturas mensuales y anuales. \* Indica estadísticamente significativo con un 95% de confianza.*

Siguiendo el procedimiento del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC 2001, 2007), se han calculado las anomalías anuales de temperatura respecto al último periodo climático de referencia (1961-1990), utilizando la serie regional de temperaturas de la cuenca. Las anomalías representan la desviación de la temperatura media del año correspondiente, respecto a la temperatura media de dicho periodo (12,7° C). En la Figura 4.6 se muestra que durante la primera década de la serie hay un predominio de valores negativos, esto es, temperaturas por debajo de ese valor medio (valor de anomalía de 0,0 en el gráfico), si bien el registro con un valor negativo más acusado se produce en el año 1977, con una anomalía de casi -2,0° C. A comienzos de la década de los 70, las temperaturas medias comienzan a superar el valor de referencia, y el predominio de anomalías positivas es continuo hasta el final de la serie. De esta forma apreciamos también cómo a comienzos de la década de los 90 se registraron las anomalías más altas de temperaturas de la serie, y que, tras un breve descenso, a comienzos del siglo XXI comienza un repunte de los valores positivos.

El aumento térmico en la segunda mitad del siglo XX y primeros años del XXI en la cuenca del Duero ha sido, según lo visto, incuestionable. Sin que entremos en este trabajo a evaluar las causas de este incremento, no resultaría muy arriesgado enmarcarlo dentro del denominado *calentamiento global*, esto es, el aumento sostenido de la temperatura de la atmósfera (y los océanos) en todo el planeta, por causas antropogénicas, durante el último siglo (IPCC 2007).

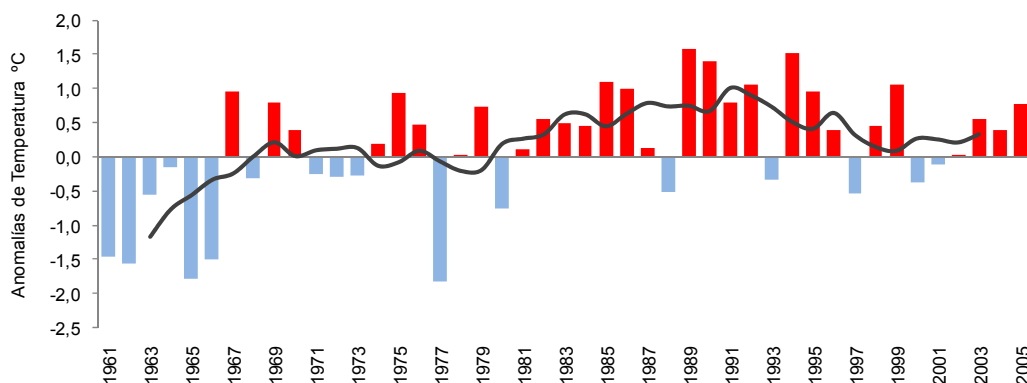


Figura 4.6. Anomalías de temperatura de la serie regional, respecto a la temperatura media del último periodo de referencia climático (1961-1990). La línea negra representa una media móvil de 5 años.

Los ratios de incremento y los valores de tendencia demostrados para las temperaturas de la cuenca del Duero durante el periodo de estudio ( $0,3^{\circ}$  C/década), coinciden de forma general con los patrones de evolución térmica detectados por otros trabajos realizados a una escala regional y en periodos de tiempo similares. Por ejemplo Morales *et al.* (2005) analizan la evolución de las temperaturas en 38 estaciones termométricas de Castilla y León para el periodo 1945-1996, encontrando tan sólo tendencias crecientes significativas en las temperaturas invernales. Sin embargo, demuestran un incremento generalizado de las temperaturas a partir del 1972, siendo más acentuado en los registros de primavera y verano. Ellos promedian el incremento de las temperaturas medias, máximas y mínimas entre 1972 y 1996 en torno a los  $0,05^{\circ}$  C/año. Un estudio realizado recientemente por Ceballos *et al.* (2007) que incluye los datos de la última década demuestra, para las nueve capitales de provincia de Castilla y León, que desde principios de los 70 las tendencias de las temperaturas medias son significativas entre los meses de marzo y junio. Los ratios de aumento son de  $0,6^{\circ}$  C/década en las medias de las máximas y de  $0,4^{\circ}$  C/década en las medias de las mínimas. Del Río *et al.* (2007), si bien no tienen en cuenta los datos de la última década, (1961-1997), disponían de una muestra de estaciones de gran densidad (171), y analizaron las temperaturas máximas y mínimas anuales y mensuales. Sus análisis demuestran tendencias positivas en las temperaturas máximas y mínimas en la mayoría de los meses, siendo significativas en los meses de diciembre y marzo, así como en su promedio anual.

Para el conjunto del territorio peninsular, aunque las cifras varían según el periodo de estudio, la muestra, o la metodología utilizada, los estudios coinciden en señalar el comienzo del aumento térmico a principios de los 70 (ver revisión en Bladé & Castro-Díez 2010). Concretamente, Brunet *et al.* (2007), en su análisis de la evolución de las temperaturas en España, encuentran que el periodo de incremento térmico más acelerado entre 1850 y 2005



comienza, después de unas décadas de descenso moderado, en 1973, y se mantiene constante hasta la fecha actual. De Castro *et al.* (2005) cuantifican la variación a partir de esa fecha en 0,06° C al año, con un incremento similar de las medias de las máximas y las medias de las mínimas. Asimismo, el análisis por regiones mundiales que ofrece el último informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC 2007) muestra para el continente europeo un punto de inflexión a comienzos de la década de los 70, a partir del cual las temperaturas aumentan de forma sostenida hasta la actualidad, y pronostica una continuidad en el incremento térmico a lo largo del siglo XXI, como causa del aumento en la concentración atmosférica de gases invernadero de origen antrópico.

## **4.2. Las precipitaciones**

### **4.2.1. Distribución espacial y régimen pluviométrico**

La precipitación en la cuenca del Duero muestra una gran variabilidad, tanto espacial como estacionalmente. En la Figura 4.7 se observa la distribución de la precipitación anual en la cuenca, que, al igual que las temperaturas, está estrechamente ligada con la topografía. En la Figura 4.8 se muestra además la distribución de las precipitaciones mes a mes. Las zonas con mayor pluviometría se corresponden con el borde montañoso, donde se llegan a superar los 2.000 mm anuales. Las zonas del interior, por su parte, registran valores anuales por debajo de los 500 mm, lo que confirma un marcado gradiente pluviométrico dentro de la cuenca desde las condiciones sub-húmedas en la zona periférica a las condiciones de aridez en el interior. La Tabla 4.3 muestra además los coeficientes y el grado de significación estadística de las variables independientes introducidas en las regresiones lineales para interpolar espacialmente la precipitación en la cuenca. Se aprecia que, excepto en los meses centrales del verano (julio y agosto), la principal variable que explica la distribución de las precipitaciones es la altitud. Los valores más altos de precipitación, a lo largo de casi todo el año, se registran en los sistemas montañosos que delimitan la cuenca, especialmente en la Cordillera Cantábrica (franja norte), en la Sierra Segundera y Montes de León (zona noroccidental) y en las cotas más elevadas del Sistema Central, como en Sierra de Gredos (extremo meridional), o los Picos de Urbión en el Sistema Ibérico. De octubre a febrero se suelen superar en estas zonas los 200 mm de precipitación mensual. A medida que disminuye la altitud, hacia el interior de la cuenca, los valores de precipitación descienden notablemente y raramente superan la isoyeta de los 50 mm en la franja central de la cuenca, incluso en los meses de mayor pluviosidad. Esto está reflejando, junto con el comportamiento de las temperaturas, las condiciones de continentalidad del interior de la cuenca, debido a su aislamiento de las masas de aire húmedas del Atlántico. Además del claro control que ejerce la topografía sobre la precipitación, se observa también en los mapas de distribución la existencia de un gradiente NW-SE en los meses de otoño e invierno. Este gradiente pluviométrico se debe a la entrada de las masas de aire del Atlántico

en la Península Ibérica, que son la principal fuente de precipitación durante dichas estaciones (Rodríguez-Puebla *et al.* 1998, Rodríguez-Puebla *et al.* 2001). El resultado son condiciones más húmedas en el sector noroccidental de la cuenca, y pluviosidad más baja conforme nos alejamos del Atlántico. No obstante, este gradiente se difumina y desaparece en los meses de primavera, donde se aprecia el patrón contrario, con precipitaciones más altas en la zona oriental de la cuenca. En los meses de verano, por su parte, no existe un patrón espacial determinado, debido a la aleatoriedad de los eventos tormentosos, que son el origen de las escasas lluvias que se dan.

Mes	Constante	Altitud		Longitud		Latitud		Total R <sup>2</sup>
		coef.	R <sup>2</sup>	coef.	R <sup>2</sup>	coeff.	R <sup>2</sup>	
Ene	-701,96	0,109	0,38	-0,00018	0,14	0,00016	0,16	0,69
Feb	-556,92	0,095	0,41	-0,00015	0,15	0,00012	0,14	0,70
Mar	-503,17	0,094	0,50	-0,00011	0,13	0,00011	0,10	0,73
Abr	-444,07	0,074	0,45	-0,00006	0,06	0,00010	0,13	0,64
May	-406,04	0,072	0,52	-0,00006	0,05	0,00009	0,14	0,72
Jun	-215,08	0,035	0,49	-	-	0,00005	0,18	0,67
Jul	-266,41	0,018	0,22	0,00001	0,01	0,00006	0,56	0,79
Ago	-280,99	0,024	0,31	0,00001	0,01	0,00006	0,52	0,84
Sep	-308,11	0,050	0,46	-0,00007	0,14	0,00007	0,14	0,74
Oct	-551,73	0,110	0,45	-0,00017	0,16	0,00012	0,12	0,73
Nov	-656,03	0,126	0,47	-0,00016	0,10	0,00014	0,13	0,70
Dic	-793,78	0,131	0,44	-0,00020	0,13	0,00018	0,16	0,73

*Tabla 4.3. Coeficientes de las variables independientes utilizadas para interpolar espacialmente las precipitaciones de la cuenca, y su participación (R<sup>2</sup>) en el modelo. Los valores en blanco (-) indican que la participación de la variable no es significativa al 95% de confianza.*

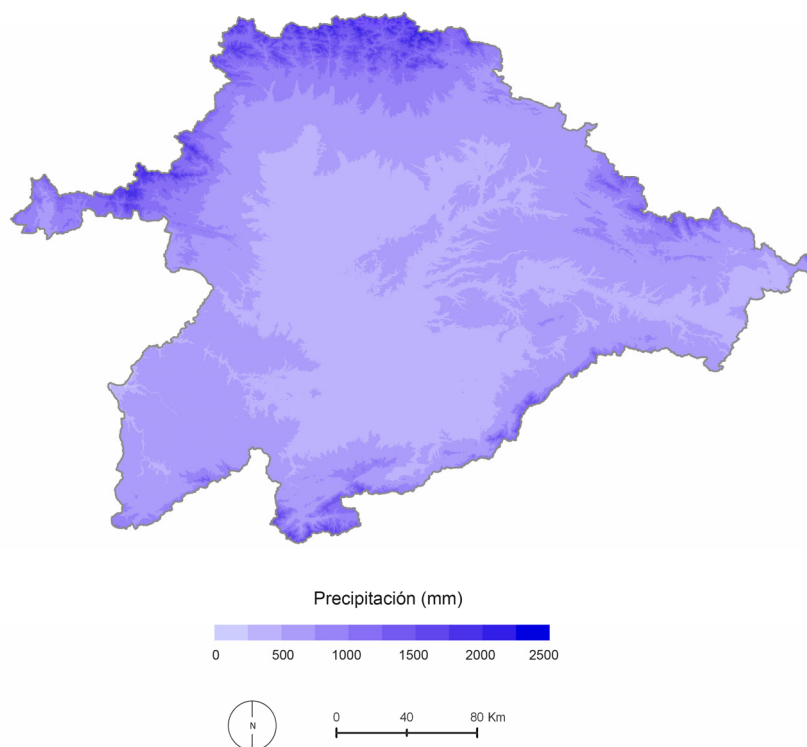


Figura 4.7. Distribución de la precipitación anual en la cuenca del Duero

La Figura 4.9 también nos informa sobre la distribución media mensual de las precipitaciones para el periodo de estudio, obtenidos a partir de los coeficientes mostrados en la Tabla 4.3. De forma general se aprecia que, tras el periodo seco estival, ligeramente en septiembre y de forma más acusada en octubre, comienza la estación lluviosa, que concentra los picos de pluviometría máxima en los meses de noviembre, diciembre y enero. De enero a marzo hay un descenso notable de las precipitaciones, pero en los meses centrales de la primavera, abril y mayo, se produce un repunte, que puede considerarse como un segundo pico. Este régimen medio se corresponde en líneas generales, con el patrón de distribución de las precipitaciones en el oeste de la Península Ibérica, y está fuertemente controlado por la circulación de vientos del oeste y la posición y potencia del Anticiclón de las Azores (Trigo & Palutikof 2001, Paredes *et al.* 2006). Otro aspecto destacable que se aprecia en la Figura 4.9 es que, según el rango intercuartil, es en los meses de mayor pluviosidad, se observa también una mayor variabilidad espacial en las precipitaciones. A diferencia de los meses de primavera y verano, en los que las bajas precipitaciones mensuales que se registran, lo hacen de forma más o menos homogénea en el territorio; es en los meses de otoño e invierno donde se aprecian las diferencias espaciales entre el borde montañoso de la cuenca y las zonas del interior.

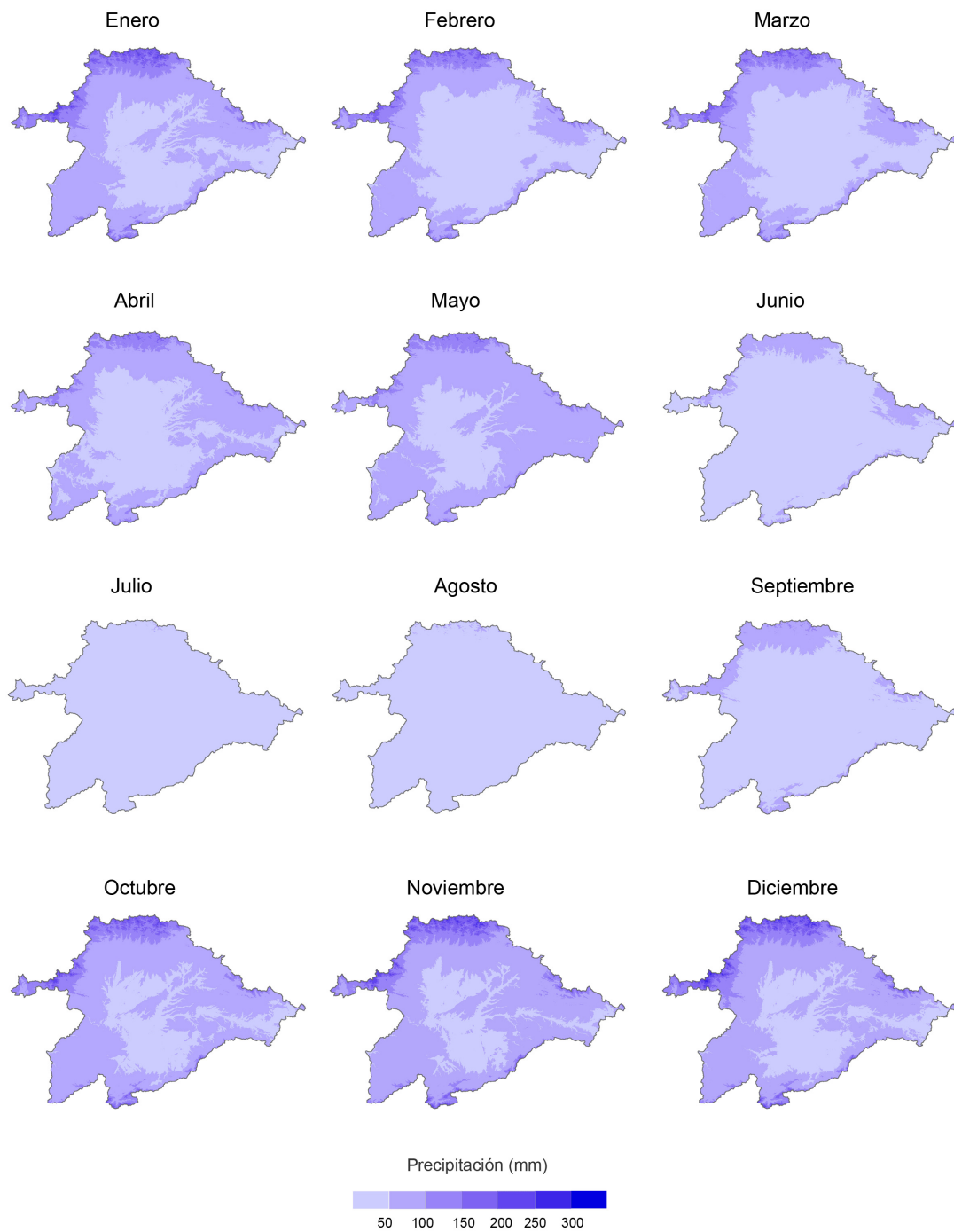


Figura 4.8. Distribución espacial de la precipitación en la cuenca del Duero correspondiente a cada uno de los 12 meses del año.

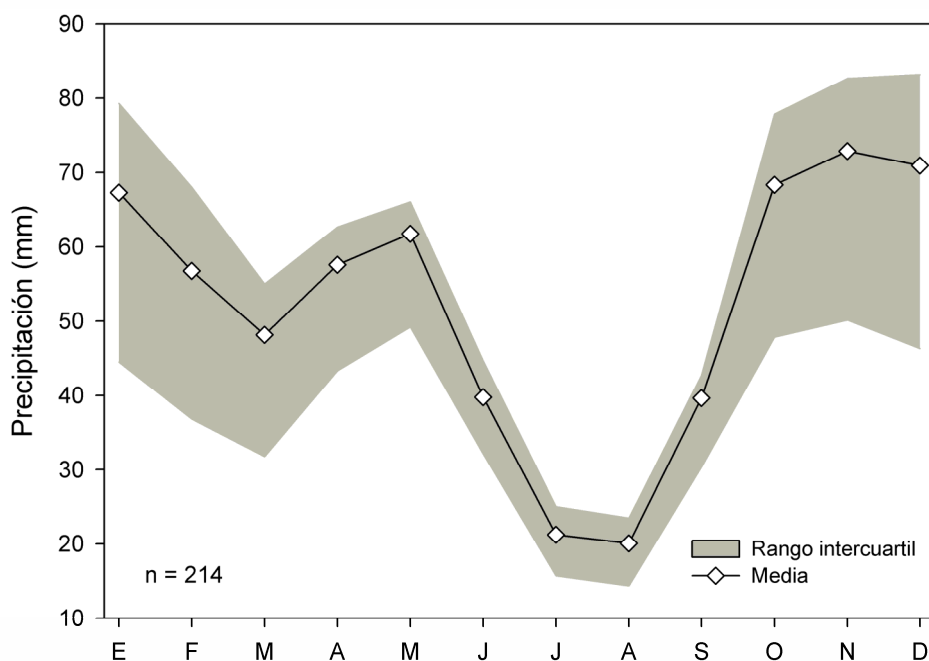


Figura 4.9. Régimen mensual de las precipitaciones en la cuenca del Duero. La línea con rombos expresa los valores medios para las 214 estaciones pluviométricas, y el sombreado gris muestra el rango entre el 25% y el 75% de los casos (cuartiles primero y tercero)

#### 4.2.2. Evolución y tendencias en las precipitaciones mensuales y anuales

El comportamiento interanual de las precipitaciones, sus tendencias, su variabilidad pasada y futura, representan algunos de los procesos más estudiados por las ciencias del clima. Las principales razones son su inherente naturaleza caótica, su importancia para la vida y el desarrollo de las sociedades, el efecto que sobre ellas puede tener el calentamiento atmosférico o su indudable relación con el ciclo hidrológico. Todas estas razones hacen que su estudio sea indispensable en el presente trabajo.

En la Figura 4.10 se muestra la evolución de las precipitaciones mensuales de la cuenca durante el periodo de estudio. La Tabla 4.4 muestra además los estadísticos de dispersión y cambio (incluyendo las tendencias) para las precipitaciones medias en la cuenca. La primera característica que se observa en los gráficos y en la tabla son las altas tasas de variabilidad inter-anual, con coeficientes de variación por encima del 60% en la mayoría de los meses, llegandose a superar el 100% en los meses de verano. Respecto a las precipitaciones anuales, la variabilidad también es alta, con un coeficiente de variación del 23%, por encima del límite del 20% que marca el umbral entre los climas mediterráneos y los climas atlánticos de la Península Ibérica (de Castro *et al.* 2005). No obstante, el valor medio se ve superado en gran parte del territorio de la cuenca. En la Figura 4.11 se muestra la distribución espacial de los

coeficientes de variación de las precipitaciones anuales durante el periodo de estudio (interpolación espacial tipo *kriging*). Tan sólo el sector noroeste de la cuenca registra valores por debajo del 20%. Es destacable el gradiente que se establece del NO al SE de la cuenca, con los valores más altos (por encima del 28%) en la zona central y suroriental de la misma. En cierto modo, esta distribución de la variabilidad está relacionada con la distribución de las propias precipitaciones, ya que las zonas con menor precipitación son aquellas en las que la variabilidad inter-anual es mayor, y viceversa. Esta relación, unido al gradiente NO-SE, es otro rasgo indicador de la importancia de la distancia al Atlántico en la distribución de las precipitaciones en la cuenca, ya que es la entrada de aire húmedo procedente del océano la principal fuente de precipitación en ésta. Debido a estos altos ratios de variabilidad, que en los gráficos (Figura 4.10) se ven traducidos en pronunciados dientes de sierra, es complicado apreciar la existencia de tendencias en las series. Para poder apreciar ciclos y tendencias se ha aplicado una media móvil con una ventana de 5 años al rango intercuartil de las 214 series. Se aprecia en primer lugar que no existe un patrón de cambio común entre los meses, que cada uno muestra una evolución diferente y particular de las precipitaciones. En algunos meses se aprecian ciclos más o menos decadales de subida y bajada de las precipitaciones, como en enero o febrero; mientras que en otros meses los ciclos son de mayor amplitud como en mayo, junio o diciembre, o no se aprecia una evolución cíclica, como en marzo y septiembre. Los ciclos cuasi-decadales en las precipitaciones de invierno son uno de los patrones de variabilidad de las precipitaciones más comunes en el oeste peninsular, tal y como han demostrado por Rodríguez-Puebla et al. (2001), y están estrechamente relacionados con la variabilidad propia de la Oscilación del Atlántico Norte (Visbeck *et al.* 2001, Osborn 2004). En la Tabla 4.4 también se muestran las tendencias (tau de Mann-Kendall) en las precipitaciones medias de la cuenca, y su significación estadística. En la mayoría de los meses no se registran tendencias significativas, excepto en junio, con una tendencia regresiva, y en agosto, con una tendencia positiva. Las precipitaciones de febrero y octubre también han registrado una tendencia negativa y positiva, respectivamente, con unos valores que se encuentran en el límite de la significación estadística establecida. Mediante un ajuste lineal se ha estimado el hipotético porcentaje de cambio que se ha producido entre el comienzo y el final del periodo. Para los meses citados anteriormente, las precipitaciones han ascendido en más de un 130% y 104% en agosto y octubre, respectivamente, y se han reducido en un 56% y un 24% en febrero y junio. No obstante, la importancia de tales cambios, independientemente de su magnitud, radica en el volumen de precipitaciones registrado en cada mes. Por ello los más importantes a considerar son los meses de febrero y octubre (con tendencias opuestas), cuyas precipitaciones representan cerca de un 20% del total anual. Por el contrario, un aumento del 130% en las precipitaciones de agosto, no supondrá una gran contribución a la evolución de las precipitaciones anuales, dado su escaso peso relativo (3%) respecto a la precipitación total. Como resultado de lo anteriormente expuesto las precipitaciones anuales (Figura 4.12) muestran una elevada variabilidad interanual, y carente de tendencias significativas. Se aprecia

un ligero incremento desde el inicio del periodo hasta finales de los 70, al que le sigue un leve descenso hasta finales de los 90, y una tenue recuperación en la última década. El test de Mann-Kendall permite confirmar la inexistencia de una tendencia significativa para el periodo de estudio ( $\tau = 0,04$ ;  $\alpha = 0,72$ ).

n= 214	Precipitación media (mm)	Contribución al total anual %	Coeficiente de variación medio %	Ajuste lineal		Tendencia	
				R <sup>2</sup>	Cambio %	tau MK	$\alpha$
Enero	67,73	10,68	79,33	0,01	-13,89	-0,09	0,38
Febrero	55,98	8,83	84,48	0,11	-56,41	-0,18	0,08
Marzo	46,95	7,40	80,85	0,02	-24,53	-0,10	0,35
Abril	57,85	9,12	65,47	0,00	8,93	-0,01	0,92
Mayo	62,86	9,91	59,48	0,02	18,97	0,08	0,45
Junio	39,63	6,25	79,17	0,08	-24,00	-0,23*	0,02
Julio	21,67	3,42	112,43	0,00	4,55	0,01	0,89
Agosto	19,81	3,12	108,27	0,09	133,33	0,24*	0,02
Septiembre	40,55	6,39	83,86	0,00	-8,33	-0,01	0,95
Octubre	68,31	10,77	75,58	0,11	104,44	0,20	0,05
Noviembre	74,16	11,69	73,86	0,00	-7,79	-0,07	0,48
Diciembre	70,97	11,19	82,07	0,02	43,10	0,07	0,51
AÑO	634,29	100,00	23,33	0,00	0,16	0,04	0,72

*Tabla 4.4. Estadísticos de centralidad, dispersión, y cambio para las precipitaciones medias de la cuenca del Duero durante el periodo 1961-2005. \* Estadísticamente significativo con un 95% de confianza.*

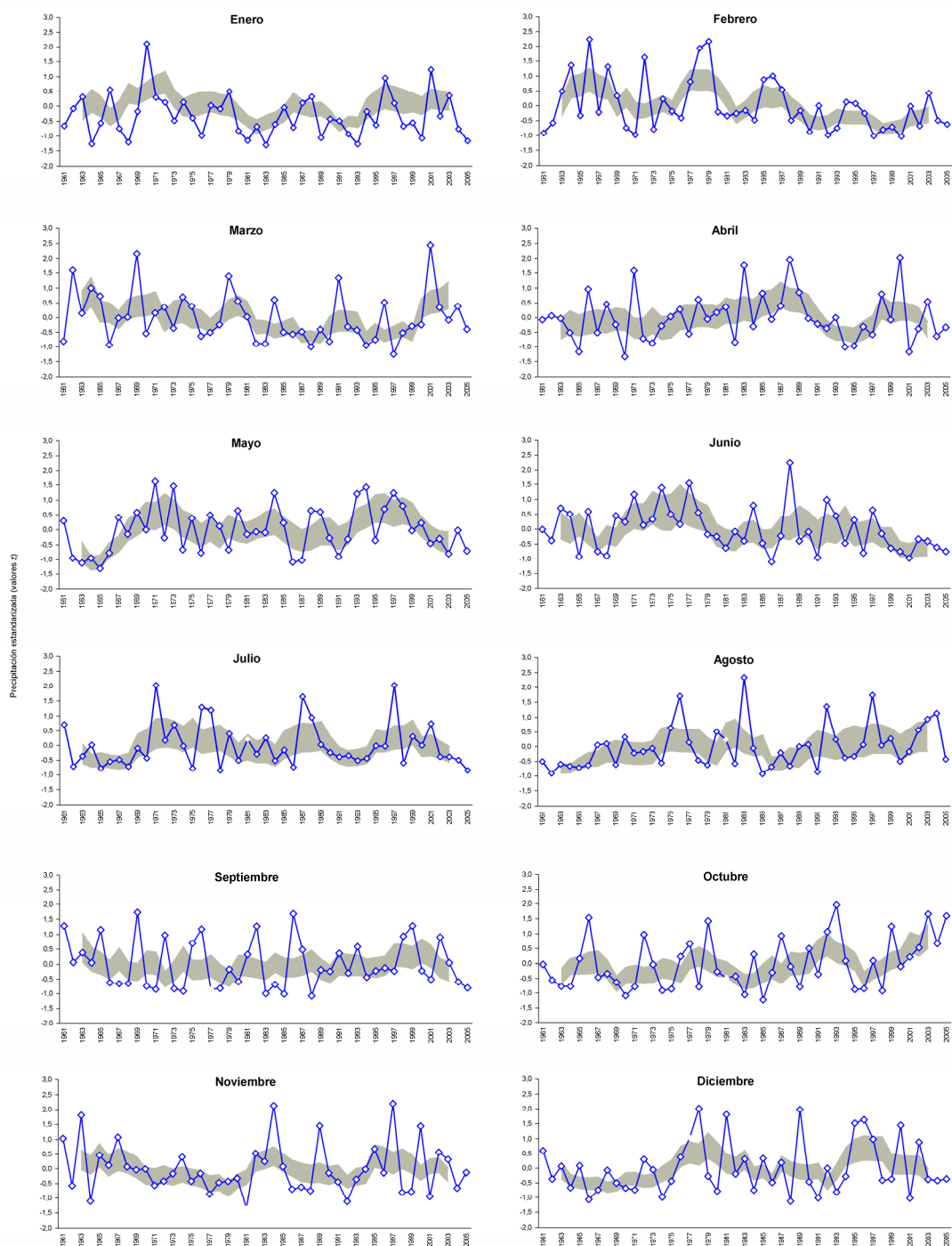


Figura 4.10. Evolución de las precipitaciones mensuales durante el periodo de estudio. La línea con rombos representa los valores de precipitación media de las 214 estaciones; el sombreado gris representa una media móvil de 5 años aplicada al rango intercuartil (cuartiles 1 y 3).



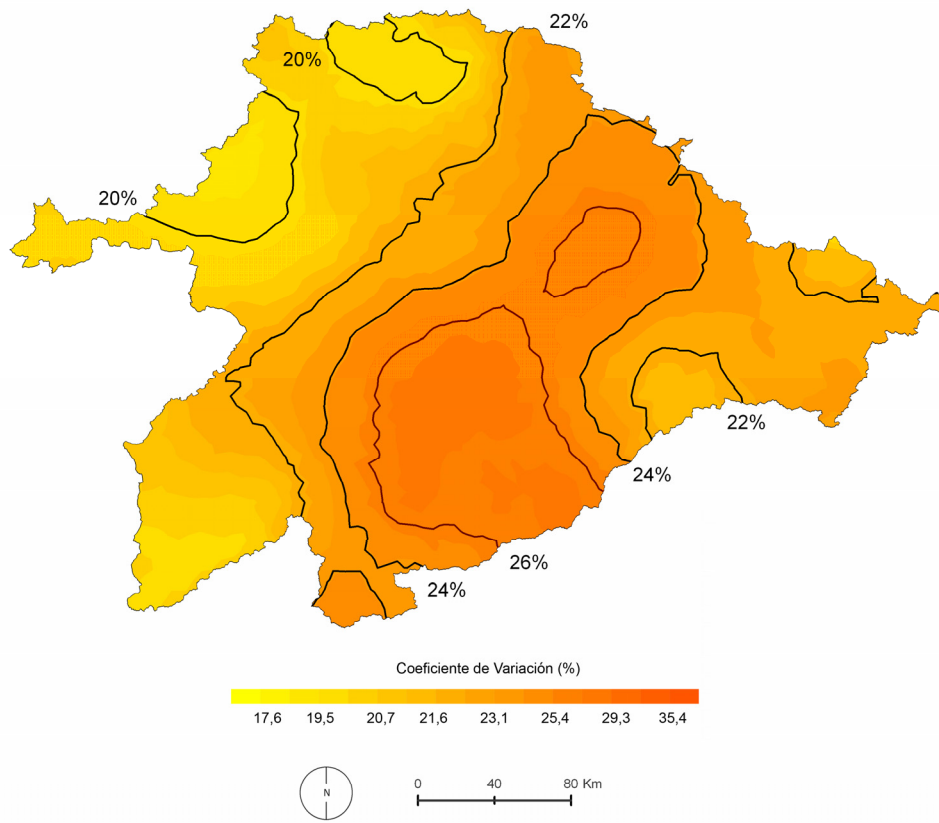


Figura 4.11. Coeficiente de variación de las precipitaciones anuales durante del periodo de estudio.

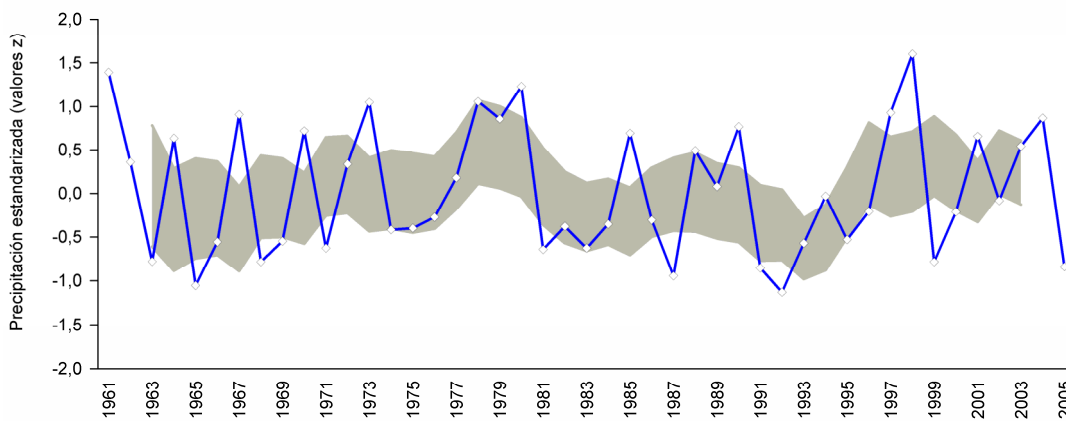
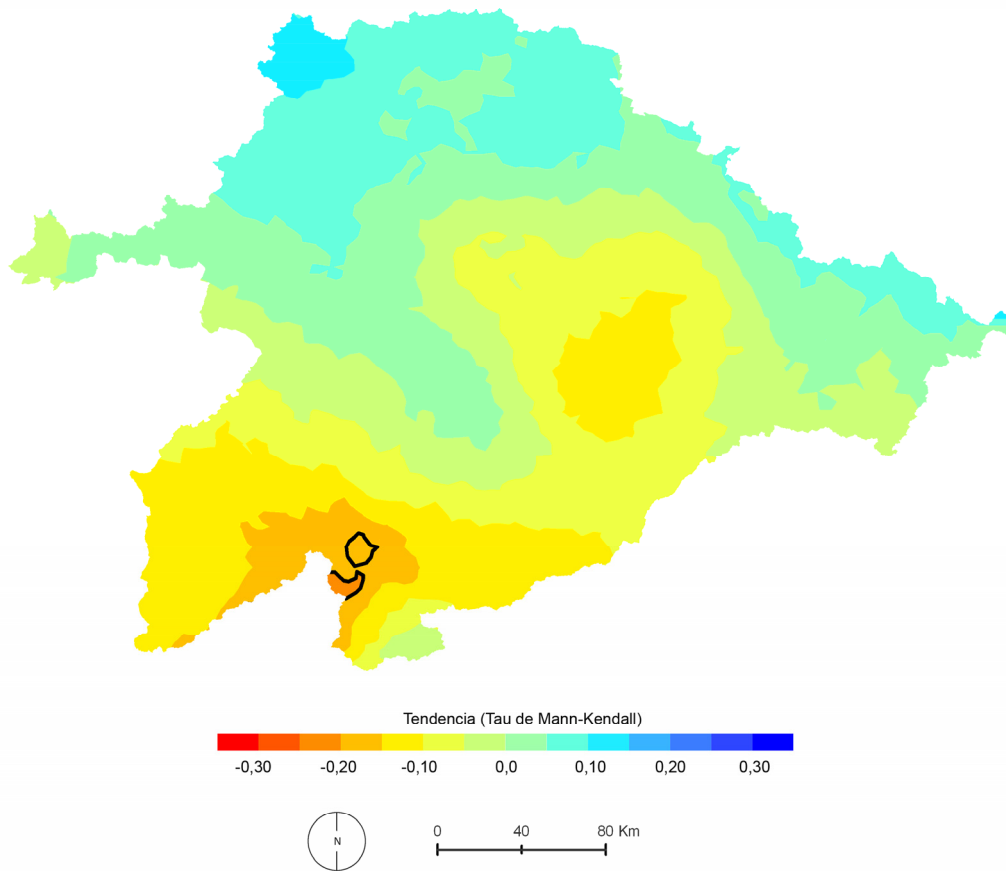


Figura 4.12. Evolución de las precipitaciones anuales durante el periodo de estudio. Leyenda igual a la Figura 4.10.

Mediante una interpolación espacial de los valores del tau de Mann-Kendall en cada una de las estaciones pluviométricas hemos obtenido los mapas distribuidos de las tendencias en las precipitaciones anuales (Figura 4.13) y en las mensuales (Figura 4.14). En ellos se observa que no existe una homogeneidad en el signo de las tendencias a lo largo del año, además de que, en la mayoría de los casos, los valores de tendencia no son significativos o sólo lo son en pequeñas partes de la cuenca. En enero, febrero, marzo y junio predominan los coeficientes negativos, aunque tan sólo en febrero son significativos en la mayor parte del territorio. Los meses de octubre, diciembre, abril, mayo, julio y agosto presentan tendencias positivas, pero tan solo en agosto éstas son significativas en una parte importante del territorio. En la Figura 4.15 se muestra el resumen de las tendencias registradas para las precipitaciones mensuales (a), estacionales y anuales (b) de las 214 estaciones pluviométricas. De forma general se aprecian coeficientes negativos en los meses de enero, febrero, marzo, junio, septiembre y octubre, aunque tan sólo en febrero, el 50% de los casos (mediana) alcanza el umbral de la significación estadística. Por su parte, se registran coeficientes positivos en abril, mayo, julio, agosto, octubre y diciembre, aunque en la mayoría de los casos no son estadísticamente significativos. En general se aprecia que los coeficientes, tanto de signo positivo, como negativo, no alcanzan el umbral de significación estadística, por lo que no se puede hablar de tendencias contrastadas. En la agregación estacional de las series (Figura 4.15.b) se observa que tan sólo en invierno se alcanzaría una ligera tendencia regresiva, aunque nuevamente, sin ser estadísticamente significativa. Las series de precipitaciones anuales muestran indistintamente coeficientes positivos y negativos, pero en el 90% de los casos no se alcanza el umbral de significación estadística.

Como se ha explicado anteriormente las precipitaciones en agosto son más bien escasas, y su incremento a lo largo de los años probablemente esté relacionado con un aumento en la frecuencia de tormentas convectivas, cuya descarga no supone una gran contribución a la precipitación total sobre la cuenca. Por su parte en los meses de, enero, febrero, marzo y junio las precipitaciones han registrado una evolución negativa, aunque las tendencias sólo son significativas en un área extensa de la cuenca en el mes de febrero. Dado que la precipitación de invierno sobre la Península está principalmente controlada por la circulación atmosférica general (Trigo & Palutikof 2001), la disminución de las precipitaciones durante dichos meses podría tener que ver con un descenso en la frecuencia de entrada de frentes atlánticos. El principal patrón de circulación atmosférica que controla la llegada de humedad del océano Atlántico sobre la Península Ibérica es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Cuando dicho patrón se encuentra en su fase activa (altos gradientes de presión entre el anticiclón de las Azores y las bajas de Islandia), la trayectoria de los frentes se desplaza hacia posiciones septentrionales, dando lugar a condiciones de sequía en el sur de Europa. Numerosos estudios han demostrado que el índice NAO (que representa las diferencias de presión atmosférica entre Islandia y las Azores) ha experimentado una tendencia positiva durante las últimas tres décadas (p. ej., Thompson *et al.* 2000, Hurrell *et al.* 2003, Osborn 2004), y ello podría ser la

causa de las tendencias observadas en las precipitaciones de invierno sobre la cuenca del Duero\*. En cualquier caso, estas tendencias negativas (tampoco las positivas) no son estadísticamente significativas y generalizadas en todo el territorio de la cuenca, y ello se ve reflejado asimismo en las tendencias para las precipitaciones anuales (Figura 4.13). A pesar de que se aprecia un patrón espacial en la distribución de las tendencias, con valores positivos en la mitad norte de la cuenca, y valores negativos en la mitad sur, tan sólo en una pequeña zona del sector suroccidental las tendencias son estadísticamente significativas, mientras que en la mayor parte del territorio los valores de tendencia no son significativos con un 95% de confianza.



*Figura 4.13. Tendencias de las precipitaciones anuales en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio. Los colores fríos indican tendencia positiva y los colores cálidos tendencia negativa. Línea negra:  $\alpha < 0,05$  (estadísticamente significativo con un 95% de confianza)*

\* La Oscilación del Atlántico Norte, y su influencia sobre la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones y los caudales de la cuenca del Duero, serán explicados en profundidad en el capítulo 6.

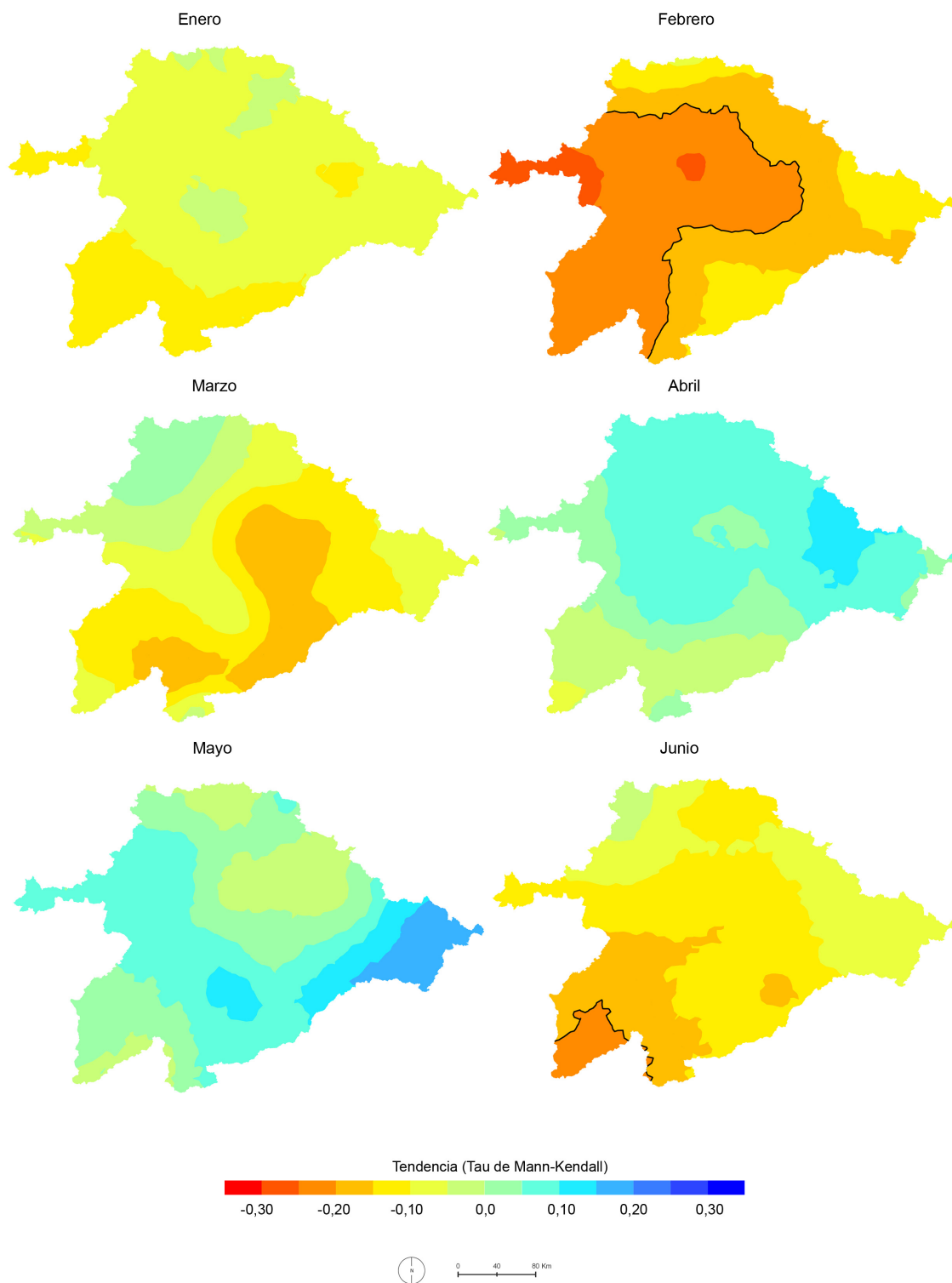


Figura 4.14.a. Tendencias de las precipitaciones mensuales (enero-junio) en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio. Leyenda igual a la Figura 4.13.

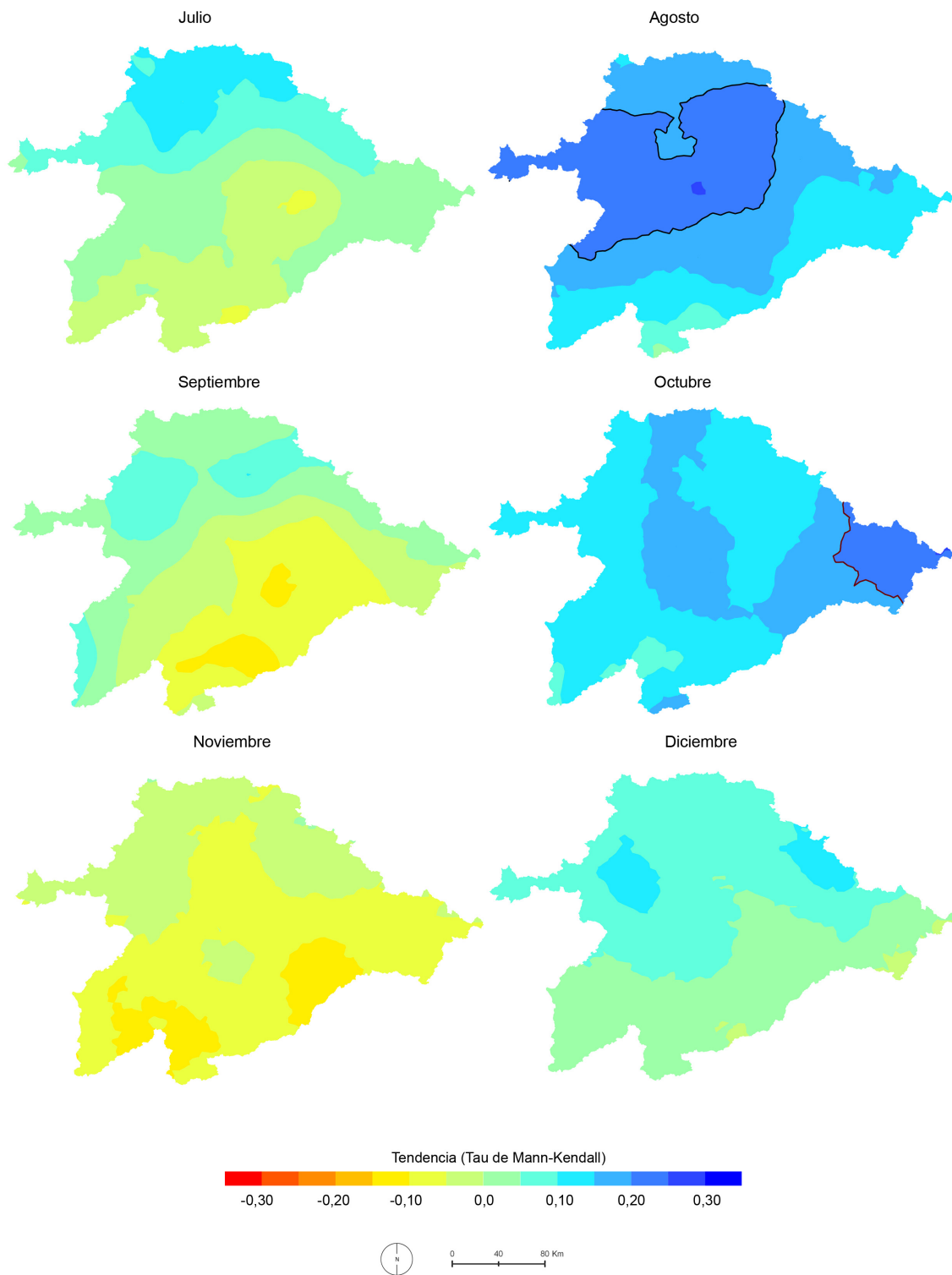


Figura 4.14.b. Tendencias de las precipitaciones mensuales (julio-diciembre) en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio. Leyenda igual a la Figura 4.13.

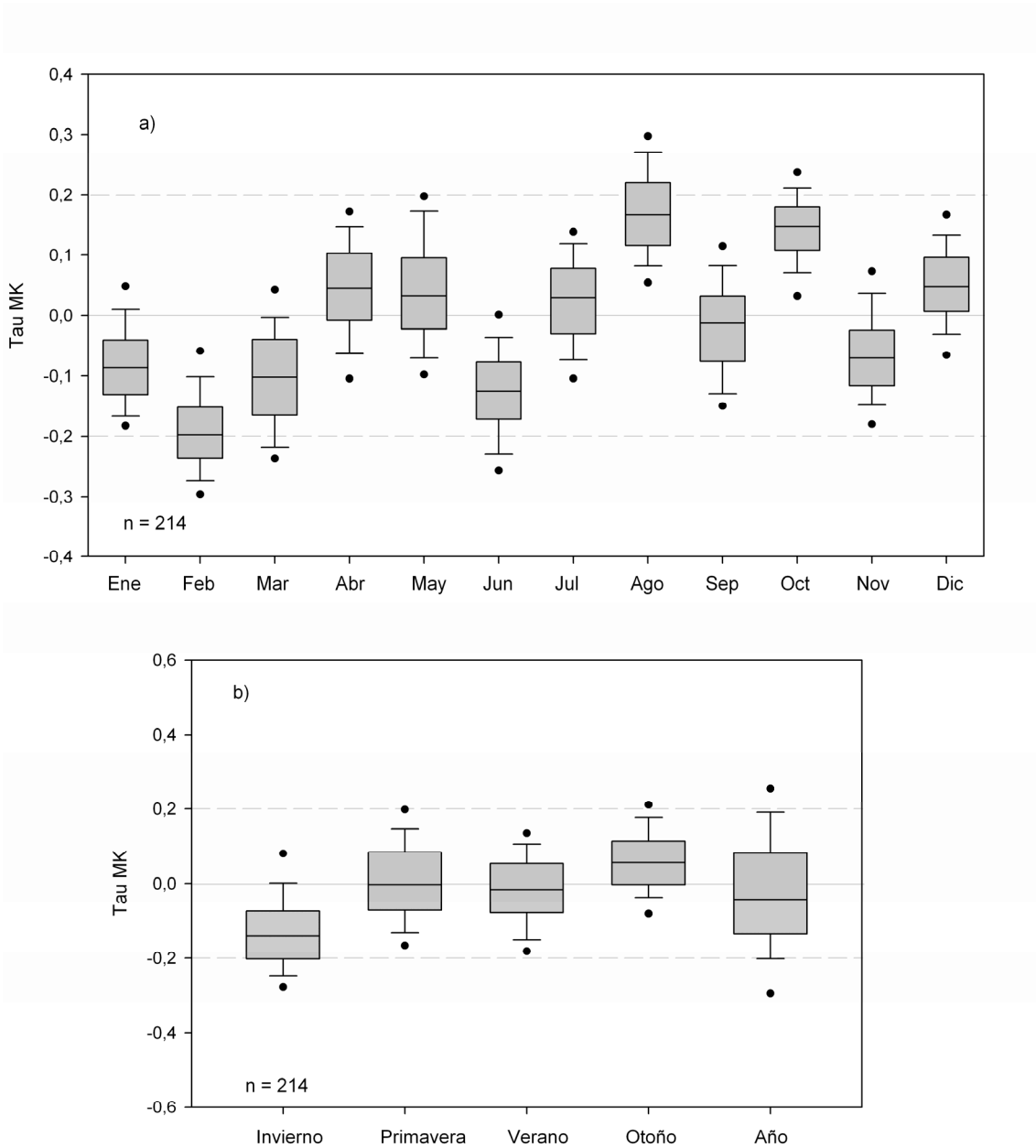


Figura 4.15. Tendencias en las precipitaciones de la cuenca del Duero. Variabilidad espacial y temporal: a) mensual, y b) estacional y anual. Diagramas de caja: línea negra = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil (rango intercuartil); brazos= percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95, de las 214 series de precipitación. Las líneas grises discontinuas indican el umbral de significación estadística ( $\alpha < 0,05$ ).

En términos generales se podría afirmar que no existe una tendencia generalizada en las precipitaciones de la cuenca del Duero durante el periodo de observación correspondiente al trabajo. En cierto modo este resultado entraría en contradicción con los pronósticos sobre la evolución de la precipitación durante el siglo XXI en condiciones de cambio climático. Existe un consenso en que la precipitación en el sur de Europa va a descender como consecuencia del calentamiento del planeta, lo cual irá acompañado de un aumento en los eventos extremos de precipitación (Trenberth *et al.* 2003, IPCC 2007, Bladé & Castro-Díez 2010), si bien los modelos indican que el descenso de las precipitaciones en la Península Ibérica se limitará al sector oriental. Nuestras observaciones no contradicen en exceso los resultados obtenidos en la mayoría de los trabajos realizados sobre la evolución de las precipitaciones a lo largo del siglo XX en el sur de Europa. Aunque los estudios suelen diferir en cuanto a periodos de tiempo analizados, escala espacial del análisis, número de observatorios, o incluso tests estadísticos utilizados, en general no se ha podido detectar un descenso significativo de las precipitaciones en la región (Giorgi 2002, Norrant & Douguedroit 2006).

En la Península Ibérica, al igual que en resto de la cuenca Mediterránea, tampoco se ha podido comprobar la existencia de una tendencia clara y general en la evolución de las precipitaciones durante la segunda mitad del siglo XX, como demuestran entre otros Serrano *et al.* (1999), o De Castro *et al.* (2005). Los resultados obtenidos para la cuenca del Duero se acercan al patrón general detectado en trabajos realizados a escala peninsular, aunque presentan ligeras diferencias, muy probablemente debido a los diferentes periodos de tiempo y observatorios estudiados. Por ejemplo Paredes *et al.* (2006), utilizando 46 estaciones pluviométricas distribuidas por la Península Ibérica, certifican la existencia de una tendencia regresiva significativa en las precipitaciones de marzo durante la última mitad de siglo en el oeste peninsular. Como se ha observado en este trabajo, en marzo se aprecia una tendencia regresiva, aunque en nuestro caso no es estadísticamente significativa y sí lo es en febrero en buena parte del territorio. López-Bustins, *et al.* (2008) analizan un total de 51 series estaciones pluviométricas repartidas por la península y determinan tendencias negativas en las precipitaciones de invierno en el oeste y centro de la misma durante la segunda mitad del siglo XX, y ausencia de tendencias significativas en la mitad oriental; además los autores relacionan dicho comportamiento con la evolución de distintos patrones de circulación atmosférica que controlan la precipitación de invierno, concretamente con una tendencia hacia fases positivas de la Oscilación Ártica y de la Oscilación del Atlántico Norte, y una tendencia hacia fases negativas de la Oscilación del Mediterráneo Occidental. Considerando un periodo de tiempo más largo (1880-1992), y con datos de las capitales de provincia españolas, Esteban-Parra *et al.* (1998) encuentran una tendencia decreciente en las precipitaciones anuales del interior peninsular desde principios de los 60 hasta el final del periodo debido, sobre todo, al descenso en la precipitación de primavera. Sin embargo, la tendencia reciente de las precipitaciones podría hacer variar significativamente los resultados en dicho trabajo. Recientemente

González-Hidalgo, *et al.* (2010) han analizado el comportamiento de las tendencias para el conjunto de la Península Ibérica. Para ello los autores han construido la base de datos de precipitación MOPREDAS, con 2670 series homogeneizadas de precipitación mensual cubriendo la totalidad del territorio peninsular para el periodo 1946-2005. A partir del análisis de tendencias sobre dichas series extraen como principal conclusión la elevada variabilidad espacial en las tendencias a escala mensual, estableciendo únicamente tendencias negativas generalizadas en el mes de marzo. Los resultados de trabajos realizados a una escala más regional confirman la existencia de tal variabilidad espacial. Partiendo de un ámbito geográfico similar al de nuestro trabajo, Labajo & Piorno (2001) no encuentran una tendencia significativa y generalizada en la evolución de las precipitaciones en Castilla y León para el periodo 1931-96, aunque aprecian una tendencia decreciente durante el sub-periodo 1972-96. En un estudio realizado sobre los datos de 171 estaciones pluviométricas de Castilla y León, Del Rio, *et al.* (2005) apuntan a un leve descenso en las precipitaciones anuales durante el periodo 1961-1997, aunque los test utilizados (Mann-Kendall y Spearman) coinciden en señalar la ausencia de significación estadística en las tendencias. Los mismos autores detectan tendencias negativas acusadas en las precipitaciones de febrero y marzo, estadísticamente significativas en este último. De Luis *et al.* (2009) y González-Hidalgo, *et al.* (2009) con una base de datos de más de 1.100 estaciones localizadas en el levante peninsular, encuentran una enorme variabilidad espacial en el signo de las tendencias con, por ejemplo, tendencias decrecientes en las precipitaciones de invierno en las zonas de interior, y positivas en las zonas costeras. También encuentran, sin embargo, una tendencia negativa en las precipitaciones del mes de marzo, generalizada para casi todo el territorio. Similares resultados se han obtenido a partir del estudio de 217 series de estaciones localizadas en el noreste de la Península Ibérica (López-Moreno *et al.* 2010). La detección de variabilidad espacial en las tendencias es posible gracias a la utilización de bases de datos con alta resolución espacial. Este es un aspecto de gran relevancia a tener en cuenta en el análisis a pequeña escala, para no incurrir en errores de interpretación, sobre todo en regiones donde la principal característica de la precipitación es su variabilidad temporal y espacial, como en la cuenca Mediterránea (Bladé & Castro-Díez 2010, González-Hidalgo *et al.* 2010, López-Moreno *et al.* 2010).

La discrepancia entre las tendencias (o mejor dicho, la ausencia de tendencias) detectadas durante el periodo instrumental, que coincide más o menos con el siglo XX, y las tendencias pronosticadas para el siglo XXI en condiciones de cambio climático en la región mediterránea es, cuanto menos, sorprendente. Las temperaturas han ascendido de manera inequívoca desde principios de los años 70 hasta la actualidad. Teóricamente este calentamiento atmosférico genera una mayor cantidad de vapor de agua disponible, así como una redistribución del mismo y de sus patrones de divergencia en la atmósfera, dando lugar a cambios en el ciclo hidrológico global (Milly *et al.* 2005, Held & Soden 2006). De hecho, a escala planetaria, sí se ha detectado un incremento en la cantidad de precipitación durante la segunda mitad del siglo, que ha sido relacionado con el calentamiento global (Dai *et al.* 1997, New *et al.* 2001). La



ausencia de una tendencia clara en las precipitaciones de la región suele ser explicada por la elevada variabilidad temporal en la evolución natural de las mismas, que enmascara, o no ha dejado emerger todavía la señal antropogénica. También, como apuntan Bladé & Castro-Díez (2010), puede estar relacionada con la incertidumbre derivada de los procedimientos metodológicos, como la heterogeneidad en los periodos de tiempo estudiados, en las bases de datos utilizadas, o las diferencias en los métodos estadísticos empleados en los numerosos trabajos que se han realizado al respecto. Debido a ello, los mismos autores proponen un análisis de tendencias para la totalidad de la región mediterránea, y para la Península Ibérica, con dos bases de datos de precipitación en píxeles (y por tanto resultado de interpolaciones espaciales), la CRU TS3.0 (Mitchell & Jones 2005) y la E-OBS (Haylock *et al.* 2008), que cubren el periodo 1950-2006 con una resolución de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  y de  $0,25 \times 0,25^\circ$ , respectivamente. Los resultados de sus análisis ofrecen, para ambas bases de datos, tendencias negativas en las precipitaciones anuales en buena parte de la cuenca mediterránea, incluyendo la Península Ibérica (excepto la zona central), el norte de Italia, la Península Balcánica, Turquía, y el norte del Magreb. Son destacables, por el parecido que muestran con nuestras observaciones, los resultados de su análisis a escala mensual. En concreto detectan una tendencia negativa significativa para el mes de febrero en la mitad oeste de la Península Ibérica y también negativa, pero menos acusada, para el mes de marzo. También demuestran una fuerte variabilidad para el resto de los meses, en los que apenas se aprecian tendencias significativas, solamente en algunas zonas de la península de las que la cuenca del Duero queda excluida.

Se puede concluir este capítulo afirmando que durante el periodo de estudio se ha producido en la cuenca del Duero un incremento notable de las temperaturas medias, que mensualmente se desglosa en tendencias significativas en marzo, junio y diciembre; y que por el contrario no se aprecia una tendencia manifiesta en la evolución de las precipitaciones, exceptuando el descenso significativo en el mes de febrero. La medida en que la evolución de estas variables climáticas ha influido sobre la hidrología de la cuenca se analizará en los capítulos posteriores, aunque nos permitimos adelantar la existencia de cierta divergencia entre la evolución climática y la evolución hidrológica de la misma.



## 5. EL CAMBIO HIDROLÓGICO



Diversos trabajos han puesto de manifiesto que los ríos de la Península Ibérica, entre ellos el Duero, han sufrido un descenso notable en sus caudales durante las últimas cinco décadas, que en parte está relacionado con la variabilidad climática y otros cambios ambientales ocurridos en las cabeceras fluviales (García-Ruiz et al. 2001, Gallart & Llorens 2002, Beguería et al. 2003, López-Moreno et al. 2008). En el capítulo anterior se ha demostrado un notable incremento térmico en la cuenca, sin embargo las precipitaciones no han experimentado una variación sistemática significativa durante el periodo de estudio. Los trabajos realizados en la cuenca del Duero hasta la fecha indican un descenso de los aportes fluviales en diferentes ríos (Gallart & Llorens 2002, Machín et al. 2005, Ceballos-Barbancho et al. 2008), pero otros indicadores hidrológicos como pueden ser los regímenes fluviales, o la evolución de los caudales altos quedan aún sin estudiar.

En este capítulo se describen las principales características hidrológicas de la cuenca y los cambios que se hayan podido producir en el contexto del cambio global. En primer lugar se explicarán los principales regímenes fluviales identificados en los ríos de la cuenca mediante un análisis multivariante. Posteriormente se analiza con detalle la evolución de las aportaciones de los distintos ríos y las tendencias que han experimentado a largo plazo, y se realiza un análisis comparativo con la evolución de las precipitaciones. En un apartado específico se analizan las tendencias en distintos índices de caudal alto y caudal bajo, para ver si han variado su peso específico en los caudales totales. Por último, y en base a las tendencias observadas en los caudales, se explican los cambios que han sufrido los regímenes fluviales mediante un análisis comparativo de la primera mitad y segunda mitad del periodo de estudio.

### **5.1. La hidrología de la cuenca y los regímenes fluviales**

Para hacernos una idea general de la hidrología de la cuenca del Duero se han representado en la Figura 5.1 los volúmenes de aportaciones anuales recogidas en las distintas estaciones de aforo. Aunque es evidente, no está de más señalar que los caudales se incrementan al irse agregando los tributarios de cabecera, alcanzando los máximos en el curso bajo del cauce principal del río Duero. Las estaciones de aforo que mayor volumen registran (Tabla 5.1) son la de Breto (Zamora) en el río Esla, con  $4.271 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$  y la del río Duero a su paso por Carrascal (Zamora), con  $3.800 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$ . Como es lógico el Duero recoge aguas abajo los aportes del Esla. La estación de Puente Pino (no considerada en los análisis del trabajo, al no contar con datos de la última década), aguas abajo del Esla, registra una media anual de  $8.000 \text{ hm}^3$ . Además, después de recoger las aguas de los ríos Tormes, Huebra y Águeda, y según datos de la Confederación Hidrográfica del Duero (<http://www.chduero.es>) la descarga total del Duero en su recorrido español, antes de entrar en Portugal, es de  $13.700 \text{ hm}^3$  al año. Parece evidente también la disimetría que existe entre las cabeceras de la margen derecha e izquierda del Duero, siendo éstas últimas, las situadas en el Sistema Central, las que menores cantidades de agua drenan al año. No es riguroso, sin embargo, comparar cuencas en función del volumen de

agua drenada, sin tener en cuenta el tamaño de la cuenca de drenaje. Por ello se han representado también en la Figura 5.1 los caudales específicos o relativos de cada estación de aforos, que expresan la cantidad de agua (litros) que pasa por unidad de tiempo (segundos) en relación a una determinada superficie de drenaje ( $\text{km}^2$ ). De esta forma comprobamos que los valores más altos de caudal relativo se registran en las cabeceras fluviales y que a medida que aumenta el área de drenaje (hacia el centro de la cuenca del Duero), éstos disminuyen. Ello no es sino un indicador del importante papel que juegan las montañas como fuente principal de los recursos hídricos (Beniston 1994, García-Ruiz *et al.* 2001, Viviroli & Weingartner 2004) y las montañas de la cuenca del Duero no constituyen una excepción ya que, como se ha visto en apartados anteriores, acumulan las mayores cantidades de precipitación a lo largo del año. Las precipitaciones que se producen en las zonas de interior de la cuenca no suponen grandes aportes al caudal de los ríos, pues de lo contrario se vería reflejado en valores mayores de caudal relativo en los cursos bajos de los ríos. El caudal específico nos permite asimismo corroborar la existencia de una clara disimetría entre las cabeceras de la margen derecha, situadas en la Cordillera Cantábrica, y las de la margen izquierda, en el Sistema Central. Excepto en el caso del río Cega a su paso por Pajares de Pedraza (Segovia), que registra el caudal específico más alto de la cuenca,  $79,0 \text{ l/s/km}^2$  (Tabla 5.1), los valores más elevados se registran en las cabeceras del norte, como en el río Rivera (Ruesga), con  $52,7 \text{ l/s/km}^2$ , o el río Porma en Camposillo, con  $45,5 \text{ l/s/km}^2$ . A la luz de lo visto anteriormente se puede concluir que las cabeceras fluviales de la margen derecha tienen mayor peso en los caudales del Duero que las situadas a la margen izquierda. Por ello los procesos relativos al aumento o descenso de caudales, que se expondrán más adelante, serán de mayor relevancia en las primeras en términos de ganancia o pérdida de recursos hídricos en la totalidad de la cuenca.

En el mapa inferior de la Figura 5.1 y en la Tabla 5.1 también aparecen los valores del coeficiente de variación intra-anual para cada una de las estaciones de aforos. El coeficiente de variación (CV) es un estadístico que permite comparar la variabilidad de distintas series independientemente de su magnitud, ya que es el resultado de dividir la desviación estándar por la media de la variable. El coeficiente de variación intra-anual permite por lo tanto estimar la variación existente entre los caudales mensuales a lo largo del año. En general, los ríos estudiados presentan altos ratios de variabilidad intra-anual, con valores de CV entre el 0,21 y el 1,05 (21% y 105% respectivamente) lo cual es característico de los ríos en ambientes con clima mediterráneo, caracterizados por presentar grandes diferencias de caudal entre los periodos de aguas altas (como se verá más adelante, normalmente en invierno y primavera) y de aguas bajas (sobre todo en verano). El coeficiente de variación también presenta una distribución espacial característica, pues de forma general son los ríos de la margen izquierda, sobre todo en el sector suroeste, los que mayor variabilidad mensual presentan, mientras que los ríos en las cabeceras del norte registran los valores más bajos de dispersión, lo cual no es sino otro indicador de las condiciones de mediterraneidad más acusadas en el sur de la cuenca, y de las influencias atlánticas del norte. Los ríos con mayor variabilidad mensual son el

río Huebra (CV = 1,05), el río Voltoya (CV = 0,87) y el Águeda (CV = 0,85), mientras que las estaciones en que menor variabilidad se registra son la del río Carrión en Villoldo (CV = 0,21) y la del Pisuega en Alar del Rey (CV = 0,26). El coeficiente de variación puede estar enmascarando procesos internos en la distribución de los caudales mensuales, como por ejemplo la regulación hidrológica. En este sentido cabe destacar algún ejemplo visible en el mapa en el que el coeficiente de variación cambia bruscamente en diferentes tramos del mismo río. En el río Tormes, por ejemplo, se registra una variabilidad de un 55% en la cabecera fluvial (Hoyos del Espino), y sin embargo, aguas abajo en el aforador de Contiesa, ha descendido a un 34%. Asimismo el Duero en cabecera (Molinos de Duero) presenta un CV de 0,66, y pocos kilómetros abajo, en la siguiente estación de aforos (Garray) desciende a un 0,28. En ambos casos se está produciendo una regulación de caudales, a través de los embalses de la Almendra y de Cuerda del Pozo, respectivamente, que está alterando en gran medida la variabilidad natural de los ríos. Este aspecto es estudiado en profundidad en el capítulo 8 del trabajo, por lo cual no entramos más en detalle en el presente apartado.

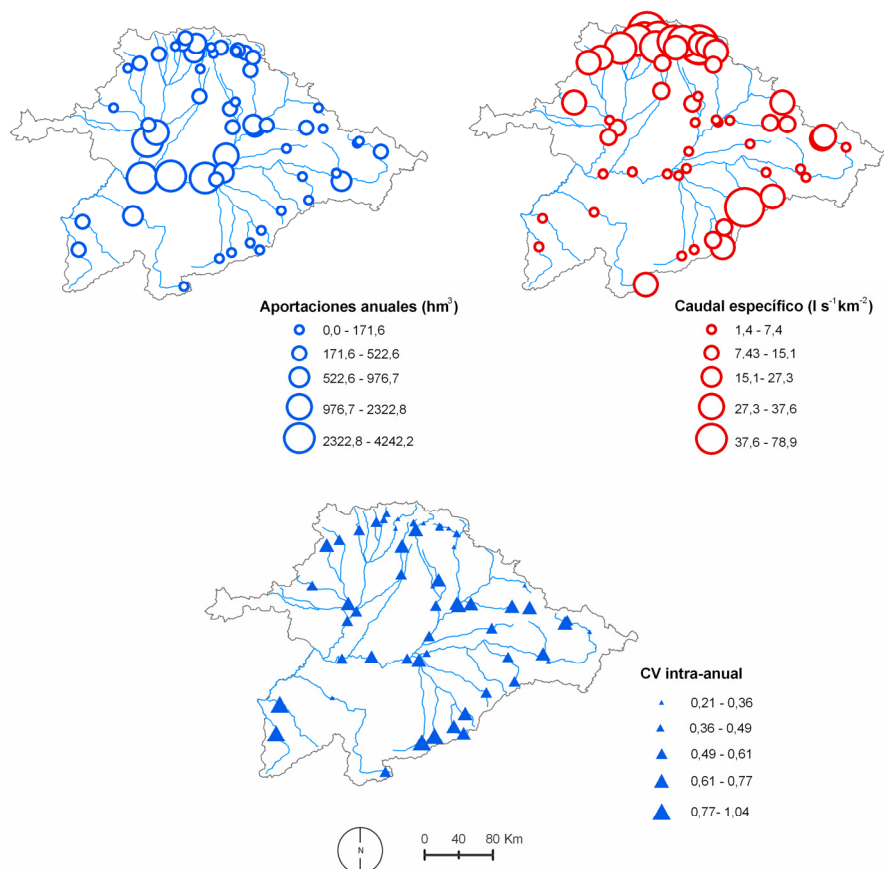


Figura 5.1. Aportaciones fluviales anuales (hm<sup>3</sup>), caudales relativos (l/s/km<sup>2</sup>) y coeficientes de variación intra-anales en las estaciones de aforo seleccionadas.

Código estación	Nombre	Río	Área de drenaje (km <sup>2</sup> )	Aportación anual media (hm <sup>3</sup> )	Coefficiente de variación intra-anual	Caudal específico (l/s/km <sup>2</sup> )
2000	Rivinuesa	Vinuesa	120,3	74,0	0,59	19,5
2002	Garray	Duero	1432,1	335,7	0,28	7,4
2004	Gormaz	Duero	4944,8	565,9	0,28	3,6
2005	Osma	Ucero	892,4	171,5	0,66	6,1
2006	Hoyos del Espino	Tormes	64,8	55,9	0,55	27,4
2009	Riaza	Riaza	35,8	21,2	0,61	18,8
2010	Linares del Arroyo	Riaza	745,3	76,2	0,55	3,2
2011	Vegamián	Porma	248,3	294,9	0,46	37,7
2015	Herrera de Douro	Duero	12663,3	979,5	0,49	2,5
2016	Pajares de Pedraza	Cega	41,6	103,6	0,62	79,0
2019	Salinas de Pisuerga	Pisuerga	450,2	331,8	0,31	23,4
2020	Aguilar de Campoo	Pisuerga	540,9	313,3	0,44	18,4
2021	Cervera de Pisuerga	Pisuerga	262,7	203,8	0,30	24,6
2022	Ruesga	Rivera	58,8	97,9	0,39	52,8
2024	Alar del Rey	Pisuerga	965,4	459,9	0,26	15,1
2028	Castrovido	Arlanza	375,9	132,6	0,73	11,2
2029	Cordovilla la Real	Pisuerga	4089,8	603,5	0,68	4,7
2030	Covarrubias	Arlanza	1211,2	416,7	0,68	10,9
2031	Peral de Arlanza	Arlanza	2422,8	528,5	0,71	6,9
2034	Besande	Grande	37,7	40,4	0,48	34,0
2035	Otero de Guardo	Besandino	72,4	50,6	0,72	22,2
2036	Quintana del Puente	Arlanza	5190,8	860,7	0,66	5,3
2040	Villoldo	Carrión	1033,4	427,2	0,21	13,1
2041	Villalcazar de Sirga	Ucieza	307,7	31,9	0,74	3,3
2042	Palencia	Carrión	2155,9	400,1	0,55	5,9
2043	Cabezón de Pisuerga	Pisuerga	14035,2	2064,5	0,58	4,7
2044	Ávila	Adaja	758	118,3	0,81	4,9
2047	Mediana	Voltoya	131,5	25,7	0,87	6,2
2049	Cabañes de Esgueva	Esgueva	270,1	26,9	0,59	3,2
2050	Segovia	Eresma	236,9	103,3	0,67	13,8
2051	El Espinar	Moros	31,9	24,7	0,70	24,6
2052	Guijas Albas	Moros	234,3	67,9	0,78	9,2
2054	Villamarciel	Eresma	36279,9	3584,2	0,58	3,1
2056	Valdastillas	Adaja	5359,2	398,6	0,70	2,4
2062	Toro	Duero	41204,9	3466,5	0,64	2,7
2066	Carrascal	Duero	46056,1	3800,9	0,62	2,6
2068	Caldas de Nocedo	Curueño	153,4	171,3	0,57	35,4
2070	La Robla	Bernesga	339,8	306,8	0,57	28,6
2073	Sahagún	Cea	752,8	227,6	0,53	9,6
2074	Castropepe	Esla	6808,2	2350,4	0,56	10,9
2076	S. Martín de la Falamosa	Omaña	482,2	331,2	0,58	21,8
2077	Villameca	Tuerto	46,3	31,3	0,77	21,4
2078	Camposolillo	Porma	142,7	204,7	0,47	45,5
2082	Morales del Rey	Ería	4582,6	205,6	0,72	1,4
2088	Contiesa	Tormes	4661,4	813,4	0,34	5,5
2089	Morla	Ería	281,1	149,3	0,60	16,8
2091	Castillejo Martín Viejo	Águeda	1585,3	370,2	0,85	7,4
2094	Puente Resbala	Huebra	2479,7	226,7	1,05	2,9
2095	Breto	Esla	14330,8	4271,8	0,60	9,5
2101	Molinos de Duero	Duero	112,6	86,0	0,66	24,2



2102	Las Salas	Esla	607,4	702,4	0,31	36,7
2103	Cistierna	Esla	757,8	841,3	0,36	35,2
2104	Almanza	Cea	372,7	143,2	0,69	12,2
2107	Cervera	Rivera	53,6	81,9	0,47	48,5
2108	Camporredondo	Carrión	229,6	243,2	0,35	33,6
2109	Pantano de Arlanzón	Arlanzón	107,2	72,5	0,34	21,4

*Tabla 5.1. Parámetros hidrológicos básicos de las estaciones de aforo de la cuenca.*

El indicador más útil para caracterizar el comportamiento intra-anual de los ríos, y que ofrece información relevante sobre la hidrología de una cuenca, es el régimen fluvial. Éste representa la distribución de los caudales o aportes fluviales mensuales a lo largo del año. A diferencia del coeficiente de variación, los regímenes fluviales permiten identificar visualmente cómo es o ha sido la variabilidad intra-anual de los caudales, e interpretar los procesos responsables de potenciales cambios. A pesar de tratarse de una herramienta de sencillo cálculo, proporciona información muy útil, pues permite identificar y pronosticar los meses del año en el que ocurren los máximos y los mínimos caudales, así como las características climáticas o fisiográficas de una cuenca (Krasovskaia & Gottschalk 2002). La disponibilidad de datos que permiten identificar la ocurrencia y las magnitudes de los caudales máximos y mínimos es de gran valor para planificar el embalsado de caudales durante el periodo de aguas altas y asegurar el abastecimiento en épocas de carestía o de creciente demanda hídrica como es el verano.

La estación de aforos de Puente Pino (municipio de Fonfría, Zamora), era hasta el año 1995, el aforador que registraba un volumen mayor de aportaciones hídricas en la parte española de la cuenca del Duero. Del listado de estaciones facilitadas por la Confederación Hidrográfica del Duero, ésta es la última situada en el tramo de río de mayor orden, según la clasificación jerárquica de cursos fluviales de Strahler (1957). Las series de aportaciones mensuales y anuales de esta estación no han sido consideradas para los análisis estadísticos de este trabajo, al no contar con datos actualizados de los últimos diez años de nuestro periodo de estudio. Además el volumen de agua registrado en la misma ( $8.000 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$ ) tampoco representa las salidas totales de la cuenca en su parte española ( $13.700 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$ ), pues esta queda situada aguas arriba de importantes tributarios como los ríos Tormes, Huebra y Águeda. A pesar de estas limitaciones, se han utilizado los datos de aportaciones fluviales registrados en esta estación durante el periodo 1961-1995 para caracterizar el régimen fluvial a la salida cuenca. La Figura 5.2 muestra las aportaciones mensuales medias durante dicho periodo y el rango intercuartil para mostrar la variabilidad inter-annual. El hidrograma se corresponde con la tipología de régimen fluvial característico de los ambientes mediterráneos, y responde básicamente a la variabilidad intra-anual de la precipitación (mostrada en el capítulo anterior) y a las inercias propias del funcionamiento hidrológico de una gran cuenca, esto es: un máximo en invierno, producto de la suma de las precipitaciones de otoño (que saturan la capacidad de almacenamiento de agua del suelo) y de invierno, y un descenso pronunciado durante la

primavera, hasta alcanzar el mínimo en los meses de verano. La diferencia entre el volumen de aportaciones en invierno y en verano es considerable, un 42% del volumen total se registra entre los meses de enero, febrero y marzo, y tan sólo un 9% en los meses de julio, agosto y septiembre. Este dato es de suma importancia a la hora de interpretar las tendencias que más adelante se mostrarán, pues no será lo mismo en términos de pérdida o ganancia de recursos hídricos registrar tendencias parecidas en unos meses u otros. El régimen medio muestra asimismo altos signos de variabilidad inter-anual, sobre todo en los meses de invierno, cuando el caudal medio es mayor. El rango de variabilidad es además más acentuado en los valores por debajo de la media que en los valores por encima, a juzgar por la disimetría existente en el rango intercuartil. Este hecho significaría que los años de mayor caudal condicionan de forma muy notable el valor medio de un conjunto de años.

Éste régimen se puede considerar como la hidrología media de la cuenca, ya que en él se representan las aportaciones agregadas de todos los ríos que tributan aguas arriba de la estación. No obstante, al tratarse de un régimen medio, en él quedan enmascaradas las singularidades que puede tener cada régimen particular, por lo que será necesario realizar un análisis más pormenorizado para conocer las mismas.

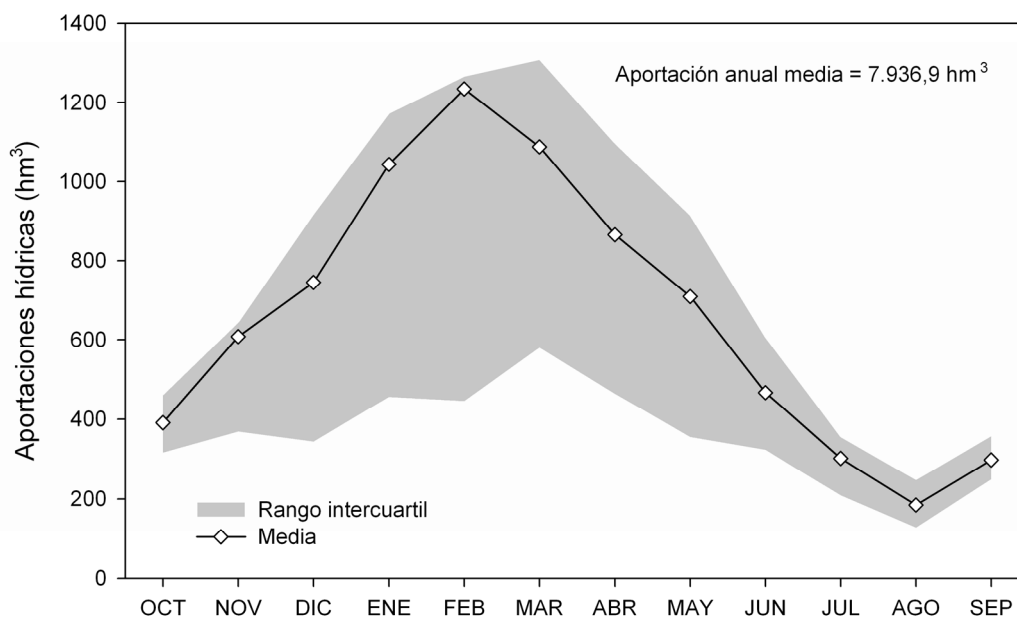


Figura 5.2. Régimen fluvial del río Duero en la estación de Puente Pinto. La línea con rombos expresa los valores medios para el periodo 1961-1995, y el sombreado gris muestra el rango entre el 25% y el 75% de los años (cuartiles primero y tercero)

La Tabla 5.2 muestra los valores de las aportaciones mensuales medias para la totalidad de estaciones de aforos seleccionadas para el trabajo. A simple vista se observan grandes disparidades entre los valores de las distintas estaciones, debido como es lógico a las

diferencias en los tamaños de las cuencas de drenaje correspondientes a cada estación. También existe gran variabilidad intra-anual entre las aportaciones de las distintas estaciones, y no siempre coinciden los meses en los que ocurren los caudales máximos o mínimos. Así, se presenta a continuación el procedimiento desarrollado para identificar las variantes de régimen fluvial que se pueden encontrar en la cuenca.

Estación de aforos	Río	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP
2000	Vinuesa	2,8	6,5	9,2	10,2	8,5	9,5	9,6	8,8	4,7	2,0	1,2	1,0
2002	Duero	12,5	16,5	20,7	34,8	35,1	36,1	30,5	28,3	28,2	31,4	35,0	26,6
2004	Duero	27,6	33,1	39,9	61,5	65,5	67,0	58,9	50,5	43,6	39,5	42,5	36,2
2005	Ucero	5,5	11,1	18,5	27,4	28,6	23,7	20,1	15,5	10,9	4,8	2,7	2,8
2006	Tormes	3,4	6,2	6,2	6,6	5,5	7,1	7,6	7,1	3,1	1,3	0,8	1,0
2009	Riza	0,5	1,4	2,2	3,0	2,7	3,0	2,9	2,5	1,7	0,7	0,3	0,3
2010	Riaza	1,7	1,8	2,7	4,9	5,0	5,9	5,7	8,7	8,8	12,7	11,4	7,0
2011	Porma	16,8	15,6	15,2	14,6	13,9	19,7	22,0	23,9	31,1	44,3	45,5	32,2
2015	Duero	48,9	66,8	92,4	140,1	138,5	132,5	108,2	80,0	59,0	36,4	35,5	41,4
2016	Cega	2,4	7,1	10,9	13,9	13,1	13,4	13,6	14,4	8,9	2,9	1,4	1,5
2019	Pisuerga	17,0	19,7	28,4	36,9	37,9	38,7	38,1	31,8	23,5	21,9	20,5	17,5
2020	Pisuerga	16,3	14,0	15,4	19,8	20,8	21,6	18,8	26,8	31,0	44,1	49,1	35,7
2021	Pisuerga	9,0	8,6	13,0	18,4	20,2	22,4	25,0	21,6	17,5	17,9	17,1	13,1
2022	Rivera	8,1	9,3	11,3	12,5	11,1	11,2	9,4	7,7	5,4	3,6	3,4	4,8
2024	Pisuerga	19,9	22,6	30,2	40,1	42,9	42,8	37,9	41,3	43,3	52,1	50,6	36,1
2028	Arlanza	3,3	11,0	17,1	21,6	21,2	19,4	16,4	11,9	6,4	2,0	1,0	1,4
2029	Pisuerga	16,5	36,0	67,3	104,9	99,7	89,3	66,8	43,8	28,1	19,1	17,7	14,3
2030	Arlanza	10,7	29,2	53,8	67,2	61,6	58,8	52,3	40,3	23,4	9,3	5,1	5,1
2031	Arlanza	12,4	35,3	65,2	86,3	80,2	77,8	66,5	52,8	32,0	11,1	4,5	4,5
2034	Grande	2,5	3,7	4,9	4,8	4,3	5,4	4,8	4,1	2,6	1,3	0,9	1,0
2035	Besandino	2,1	4,2	7,0	7,7	6,5	7,7	7,1	5,2	1,9	0,6	0,3	0,3
2036	Arlanza	24,9	57,7	95,4	136,0	126,7	126,3	109,4	84,1	50,7	21,9	13,4	14,1
2040	Carrión	24,5	28,1	35,1	48,2	43,4	40,9	39,5	42,8	35,3	32,1	31,8	25,7
2041	Ucieza	1,1	2,7	4,0	6,3	5,5	4,1	2,8	2,1	1,3	0,8	0,5	0,6
2042	Carrión	17,5	27,4	44,4	66,0	57,6	48,1	41,7	35,0	21,3	13,8	13,0	14,3
2043	Pisuerga	72,4	131,1	215,7	327,9	304,0	285,8	229,5	186,9	120,5	71,4	59,7	59,5
2044	Adaja	1,3	8,0	13,3	19,8	20,2	19,2	13,4	15,4	5,9	1,1	0,3	0,3
2047	Voltoya	0,3	1,4	3,0	4,6	4,8	4,7	2,8	2,5	1,0	0,2	0,1	0,2
2049	Esgueva	0,9	1,5	2,3	4,1	4,1	3,8	3,3	2,7	1,7	1,0	0,7	0,8
2050	Eresma	2,6	8,3	12,2	15,1	12,9	13,8	14,3	13,6	6,8	1,9	0,8	0,9
2051	Moros	0,6	1,9	2,8	3,1	3,2	4,0	3,9	3,0	1,4	0,4	0,2	0,2
2052	Moros	1,3	4,5	8,7	10,8	9,7	11,1	10,1	7,3	3,2	0,8	0,2	0,2
2054	Eresma	140,4	235,5	359,9	551,7	543,3	517,0	400,7	309,8	194,3	114,3	104,3	112,8
2056	Adaja	8,1	25,5	54,6	60,4	61,5	58,6	47,0	44,0	21,5	7,7	4,9	4,8
2062	Duero	137,0	241,5	378,1	568,8	530,2	508,1	396,8	300,7	184,7	77,3	61,3	82,0
2066	Duero	151,4	255,0	403,4	602,9	587,3	546,4	423,1	341,8	214,0	97,9	76,8	101,2
2068	Curueño	10,8	18,8	21,7	20,4	18,0	22,1	23,1	19,1	9,1	3,5	2,1	2,6
2070	Bernesga	16,1	27,5	39,2	40,0	35,3	42,9	40,2	31,0	15,4	7,5	5,2	6,4
2073	Cea	9,7	16,8	30,1	34,6	31,9	27,2	21,8	18,7	14,1	9,4	7,2	6,1
2074	Esla	121,6	195,2	281,8	326,3	296,9	326,8	294,9	224,3	118,6	57,4	49,5	57,0
2076	Omñanas	14,1	23,7	39,4	48,0	44,5	46,2	40,5	31,7	19,6	10,2	6,6	6,7
2077	Tuerto	0,5	0,4	1,0	2,6	2,9	3,0	2,1	1,4	1,9	7,1	5,8	2,6
2078	Porma	12,3	16,2	21,5	22,0	19,9	27,2	28,1	24,7	12,9	7,4	6,0	6,5
2082	Ería	6,5	15,7	26,0	32,5	31,0	30,2	23,7	23,1	13,1	2,9	0,3	0,5
2088	Tormes	43,4	64,6	90,7	110,5	91,5	91,7	67,3	68,1	51,9	41,7	45,8	46,1
2089	Ería	6,5	12,5	19,1	20,9	20,1	19,6	17,4	16,5	9,1	3,7	1,9	2,0
2091	Águeda	12,0	36,6	61,7	72,5	68,2	48,0	27,3	23,2	9,5	4,6	3,1	3,5
2094	Huebra	1,5	13,8	32,9	51,5	52,3	38,2	16,5	13,7	4,6	1,5	0,1	0,0
2095	Esla	180,8	301,9	513,9	642,0	614,9	611,0	498,4	384,2	215,0	109,0	91,9	108,8

2101	Duero	2,8	6,0	10,8	12,1	12,6	12,3	11,6	9,0	4,9	1,9	1,0	1,0
2102	Esla	33,3	47,2	58,0	65,8	67,9	81,4	89,7	76,3	55,7	48,6	43,2	35,2
2103	Esla	38,8	57,5	77,7	88,0	86,1	101,7	109,6	91,9	59,7	50,4	43,9	36,0
2104	Cea	5,9	11,1	18,0	23,4	24,1	19,5	16,1	12,4	6,5	2,9	1,6	1,7
2107	Rivera	7,1	8,3	9,9	11,2	10,3	9,6	7,4	6,2	3,6	2,1	2,3	4,1
2108	Carrión	18,5	20,7	18,5	20,5	25,1	34,7	27,6	23,4	20,1	13,1	628,91	211,8
2109	Arlanzón	7,7	8,4	7,6	8,4	8,1	7,4	5,0	4,4	4,5	3,7	633,92	197,7

Tabla 5.2. Aportaciones mensuales ( $hm^3 \text{ año}^{-1}$ ) en las estaciones de aforo.

El primer paso necesario para poder identificar los regímenes fluviales de los distintos ríos ha sido transformar los datos mensuales en unidades estandarizadas, para hacerlos comparables con independencia de su magnitud. Para ello se sustrajo a las aportaciones mensuales de cada año la media aritmética de la serie, y se dividió el resultado por la desviación estándar, según:

$$\text{Ecuación 5.1} \quad Z_{ij} = \frac{A_{ij} - \overline{A_i}}{\sigma_A}$$

Donde,  $A_i$  es la aportación fluvial para el mes  $i$  y el año  $j$ ,  $\overline{A_i}$  es la aportación media del mes  $i$  durante el periodo de estudio y  $\sigma_A$  es su desviación estándar. Con ello se han obtenido nuevas series en *puntuaciones z* (media = 0, desviación estándar = 1), que permiten clasificar regímenes similares, independientemente de la magnitud de los aportes.

La Figura 5.3 muestra la representación gráfica de las aportaciones mensuales estandarizadas y su variabilidad en los ríos de la cuenca. El rango intercuartil (caja) presenta una distribución mensual muy similar a las aportaciones medias del río Duero en Puente Pinto (Figura 5.2) y reproduce el patrón más común de régimen fluvial de los ríos mediterráneos. La variabilidad entre casos en las aportaciones mensuales es en general moderada, pues el rango intercuartil no muestra gran amplitud. La mayoría de los meses muestra rangos de variabilidad menores a 0,5 unidades de desviación estándar, excepto diciembre, enero, febrero y abril, con amplitudes de entorno a 0,7 unidades de desviación estándar. Sin embargo, las barras y puntos, que informan de los percentiles más extremos están indicando la presencia de cursos fluviales con regímenes claramente contrastados de los valores medios. Dichas desviaciones son particularmente marcadas en los meses de invierno (diciembre y enero) y verano (julio y agosto), en los que se encuentran rangos de variabilidad por encima de 2 unidades de desviación estándar, lo que indudablemente indica la presencia de ríos o tramos fluviales con distinto régimen fluvial.

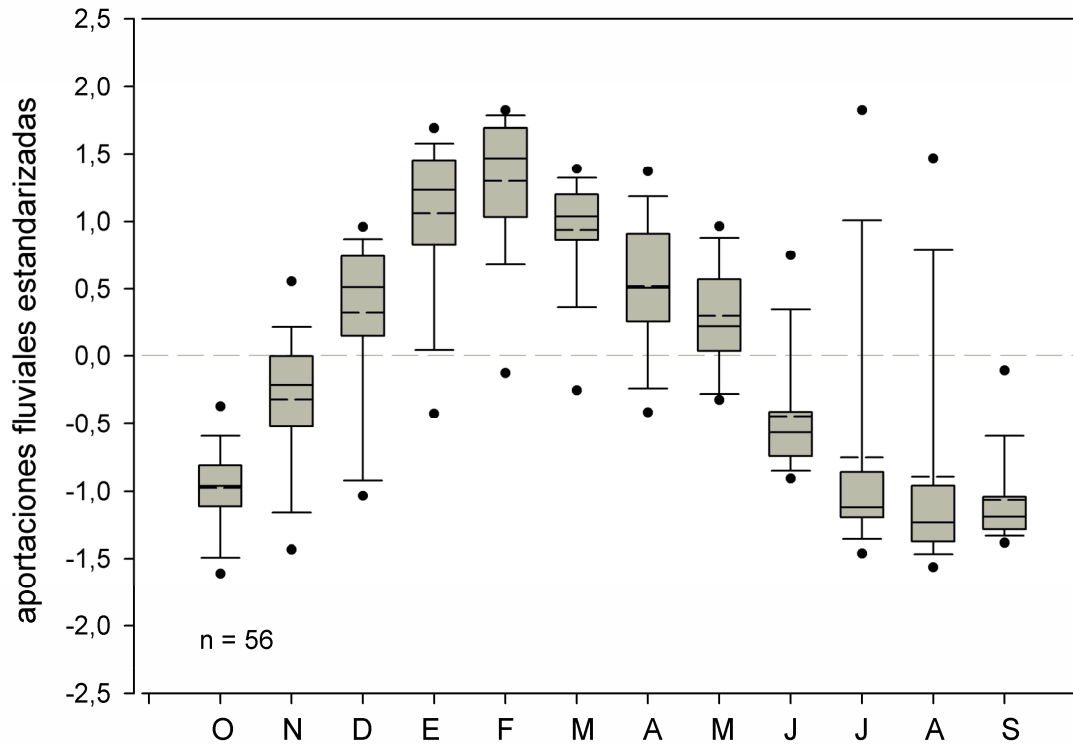


Figura 5.3. Variabilidad de las aportaciones fluviales estandarizadas entre las estaciones de aforo. Línea continua = mediana; línea discontinua = media; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil (rango intercuartil); brazos= percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.

Con el objetivo de identificar los diferentes regímenes fluviales que se dan en la cuenca se ha realizado un análisis de componentes principales en modo S, esto es, para agrupar estaciones con distribución similar de las aportaciones mensuales. El análisis factorial (Tabla 5.3) nos devolvió un total de tres factores o componentes principales, la suma de los cuales explica casi un 98% de la varianza contenida en las variables originales (las 56 series de aportación mensual estandarizada). En otras palabras, se puede decir que en la cuenca del Duero existen básicamente tres modos de distribución mensual de los aportes fluviales.

La asociación de cada estación de aforo a cada uno de los 3 modos sintéticos se realizó a partir de las cargas factoriales, mostradas en la Tabla 5.4. La carga factorial se corresponde con el valor de correlación existente entre cada variable original y cada componente o factor. La elección de la carga factorial máxima (correlación máxima) nos permitió identificar qué estación o serie de datos original se correspondía con cada tipo de régimen o componente principal. Los resultados muestran que la mayoría de las estaciones (n = 41) se correlaciona mejor con el primer componente, y un número menor de estaciones muestra máxima correlación con los componentes 2 y 3 (9 y 6 estaciones respectivamente).

Componente	Autovalores iniciales			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de varianza	acumulado %	Total	% de varianza	acumulado %
1	45,31	80,91	80,91	33,28	59,42	59,42
2	7,02	12,54	93,45	14,15	25,26	84,68
3	2,47	4,41	97,86	7,38	13,18	97,86
4	0,55	0,98	98,84			
5	0,27	0,48	99,32			

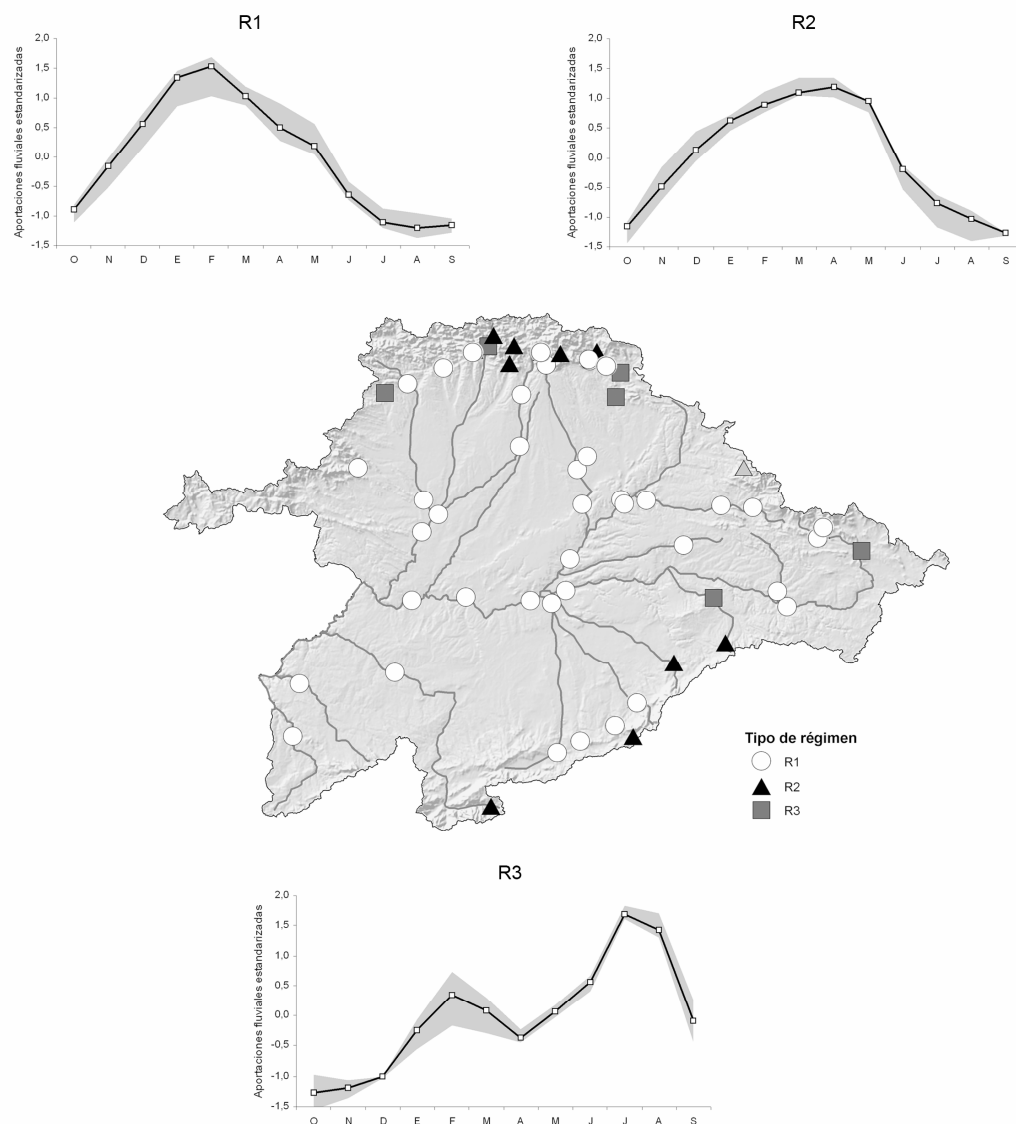
Tabla 5.3. Resultados del análisis de componentes principales, con rotación Varimax, realizado para las aportaciones mensuales estandarizadas.

Estación de aforos	Componente			Estación de aforos	Componente		
	1	2	3		1	2	3
2000	0.71*	0,63	-0,27	2049	0.85*	0,5	0,05
2002	0,43	0,28	0.85*	2050	0.70*	0,68	-0,19
2004	0.74*	0,48	0,41	2051	0,68	0.71*	-0,16
2005	0.91*	0,41	-0,04	2052	0.79*	0,59	-0,13
2006	0,58	0.67*	-0,44	2054	0.91*	0,4	-0,02
2009	0,7	0.71*	-0,07	2056	0.83*	0,52	-0,11
2010	-0,35	0,15	0.90*	2062	0.91*	0,4	-0,1
2011	-0,59	-0,26	0,74	2066	0.91*	0,4	-0,07
2015	0.92*	0,36	-0,04	2068	0.68*	0,57	-0,44
2016	0,67	0.72*	-0,08	2070	0.76*	0,56	-0,32
2019	0.74*	0,63	0,18	2073	0.92*	0,33	-0,11
2020	-0,47	-0,27	0.83*	2074	0.83*	0,49	-0,25
2021	0,26	0.76*	0,57	2076	0.84*	0,51	-0,15
2022	0.85*	0,21	-0,47	2077	-0,07	-0,19	0.93*
2024	0,04	0,14	0.98*	2078	0,57	0.76*	-0,28
2028	0.90*	0,41	-0,14	2082	0.85*	0,49	-0,16
2029	0.94*	0,32	0,02	2088	0.94*	0,26	-0,08
2030	0.87*	0,48	-0,12	2089	0.81*	0,52	-0,24
2031	0.86*	0,49	-0,09	2091	0.95*	0,11	-0,19
2034	0.69*	0,61	-0,37	2094	0.98*	0,15	-0,02
2035	0.80*	0,53	-0,27	2095	0.89*	0,43	-0,14
2036	0.86*	0,5	-0,08	2101	0.83*	0,53	-0,15
2040	0.67*	0,57	0,42	2102	0,5	0.83*	0,17
2041	0.97*	0,18	-0,12	2103	0,64	0.75*	0,04
2042	0.94*	0,34	-0,06	2104	0.91*	0,37	-0,16
2043	0.90*	0,42	-0,01	2107	0.86*	0,11	-0,48
2044	0.82*	0,55	-0,06	2108	-0,09	0.79*	0,48
2047	0.91*	0,42	-0,03	2109	0.71*	0,66	0,09

Tabla 5.4. Cargas factoriales resultantes del PCA. \* Indica la carga factorial máxima

El siguiente paso consistió en calcular las aportaciones mensuales promediadas de las estaciones pertenecientes a cada componente principal. De esta forma obtuvimos los tres tipos de régimen fluvial dominantes en la cuenca del Duero. En la Figura 5.4 aparecen los hidrogramas medios de cada tipo de régimen y su localización en el espacio.

El primer y más común tipo de régimen (R1), coincide en términos generales con el patrón promedio de la cuenca que se ha descrito anteriormente: caudales máximos en invierno (mes de febrero) y mínimos durante los meses de verano. La mayoría de las estaciones de aforo presentan este tipo de régimen, independientemente de su localización, aunque en términos generales se corresponden con los cursos medios y bajos de los ríos (ver mapa en la Figura 5.4), por lo que representan las aportaciones agregadas de los cursos río arriba y, de forma general, el régimen medio de la cuenca. La forma del hidrograma responde básicamente a la variabilidad intra-anual de la precipitación y a los tiempos de respuesta hidrológica característicos los ambientes mediterráneos, por lo que podría definirse como un régimen de tipo pluvial, aunque con una leve señal de aportación nival. En este tipo de ambientes la reserva de agua del suelo suele desaparecer por completo durante los meses de verano, y los bajos caudales que permanecen en los ríos son consecuencia del aporte de agua contenida en los acuíferos. Como se vio en apartados anteriores la precipitación en la cuenca alcanza los máximos valores entre octubre y diciembre, sin embargo los caudales no alcanzan el pico hasta más entrado el invierno. Esto se debe al retardo temporal en la respuesta hidrológica de la cuenca a los eventos de precipitación. Cuando comienza la temporada lluviosa y debido al alto déficit hídrico del suelo la mayor parte de la precipitación no pasa directamente a los caudales hasta que no se ha alcanzado la saturación del suelo (Ceballos *et al.* 2002a, Lana-Renault *et al.* 2008). Posteriormente, y con la acumulación de las lluvias de otoño y de invierno, la precipitación pasa a formar directamente escorrentía mediante flujo hortoniano, lo que da lugar a que se alcancen los máximos caudales con el invierno avanzado. A partir de entonces los caudales descienden, aunque a un ritmo menor al que cabría esperar si únicamente reflejaran la respuesta a la distribución de la precipitación. Esto indica la presencia en los caudales de una componente con mayor inercia temporal, como es el agua procedente de la fusión de las nieves acumuladas en las partes más elevadas de la cuenca. Este aporte de agua de fusión parece terminar a finales de primavera, pues en junio se produce un marcado descenso de los caudales que, ante la ausencia de lluvias, da lugar al periodo de aguas bajas durante el verano.



*Figura 5.4. Regímenes fluviales identificados y su distribución en la cuenca del Duero*

El segundo tipo de régimen (R2) está representado tan sólo por 9 estaciones, que presentan además una localización espacial muy característica. Se trata de estaciones en las cabeceras de los ríos Tormes, Riaza, Moros y Cega, en la margen izquierda del Duero y los ríos Pisuegra, Porma, Esla y Carrión en la margen derecha, y son las cuencas que muestran los mayores valores de altitud media de todas las estudiadas (ver datos de altitud en la Tabla 3.1, del capítulo 3, metodología). El hidrograma promedio de estas estaciones muestra una diferencia fundamental con el hidrograma de R1: el pico en invierno desaparece y los caudales experimentan un ascenso sostenido hasta alcanzar el máximo en los meses de primavera (abril y mayo). La ausencia del máximo en invierno y su desplazamiento a los meses de primavera está indicando una presencia evidente del agua de fusión nival en los caudales de estos ríos.



En primer lugar, los caudales son más bajos en invierno, lo que indica que una fracción importante del agua de precipitación cae en las cuencas en forma de nieve y se acumula en el manto nivoso en vez de convertirse en escorrentía. En segundo lugar, la inercia en el proceso de fusión de la nieve se refleja en el ascenso sostenido de los caudales conforme avanza la primavera hasta alcanzar el máximo en mayo, cuando se produce totalmente la fusión de la nieve por las altas temperaturas. Se trataría por lo tanto de un régimen de tipo nivo-pluvial, característico de las zonas de montaña mediterránea. Lo más probable es que no sólo estas estaciones, sino otras también localizadas en zonas de cabecera, muestren un peso importante del aporte nival en el régimen fluvial.

El tercer tipo de régimen (R3) muestra un hidrograma bastante singular, y completamente distinto a los de R2 y R1. El pico fluvial no representa una respuesta a las condiciones naturales climáticas ni al funcionamiento hidrológico de la cuenca. Solamente 6 estaciones muestran este régimen, la estación de Garay, en el río Duero, la de Linares del Arroyo en el río Riaza, la de Vegamián en el Porma, las de Aguilar de Campoo y Alar del Rey en el Pisuerga y la estación de Villameca en el río Tuerto. Todas ellas se encuentran aguas abajo de un embalse, cuya regulación es evidente: los bajos caudales de primavera reflejan la retención de aguas para su posterior descarga en los meses de verano, dando lugar a caudales anómalamente elevados en julio y agosto. Excepto el régimen de Linares del Arroyo en el río Riaza, el resto se dan en los ríos de la margen derecha del Duero y en el propio Duero en cabecera. Aunque la regulación de los embalses y su efecto sobre los caudales se profundizará en el último apartado del trabajo, se concreta aquí que los embalses que están introduciendo este régimen anómalo son: el embalse de la Cuerda del Pozo en el río Duero; la presa de Linares del Arroyo en el Riaza; el embalse de Porma o de Juan Benet en el río Porma; el embalse de Aguilar de Campoo en el río Pisuerga; y la presa de Villameca en el río Tuerto.

Conviene recordar que los tres hidrogramas han sido realizados promediando las aportaciones mensuales estandarizadas de las distintas estaciones pertenecientes a cada componente. Si volvemos a fijarnos en la Tabla 5.4, que muestra las cargas factoriales, se observa que hay estaciones que además de presentar buena correlación con el componente 1, también muestran una correlación considerable con el componente 2. Son en concreto las estaciones de: Revinuesa (río Vinuesa); Salinas de Pisuerga (río Pisuerga); Besande (río Grande); Segovia (río Eresma); Guijas Albas (río Moros); Caldas de Nocedo (río Curueño); La Robla (río Bernesga); Molinos de Duero (río Duero); y Pantano de Arlanzón (río Arlanzón). Se trata, la mayoría de ellas, de estaciones en cabecera que a priori, al presentar altas correlaciones con los componentes 1 y 2, deberían mostrar un régimen intermedio entre ambos, esto es, un pico en invierno de origen pluvial, y un segundo pico en primavera con origen nival, o quizás un periodo de aguas altas mantenido durante varios meses, por la suma de los aportes de origen pluvial y nival. En la Figura 5.5 se ha representado el régimen medio de las estaciones arriba citadas, y el hidrograma resultante muestra las características comentadas anteriormente. La

línea que representa la media refleja un periodo de aguas altas desde enero a marzo, con un suave descenso de los caudales hasta el mes de abril. El sombreado gris, que representa el rango comprendido entre los percentiles 25 y 75 desvela además que varias de estas estaciones presenta un leve retroceso de los caudales en febrero, lo que da lugar a dos picos diferenciados en enero y marzo. Se trata, en cualquier caso de un régimen pluvio-nival, que podríamos caracterizar como de transición entre los regímenes 1 y 2, esto es, con más peso de la aportación nival que el R1 y con más peso de la aportación de origen pluvial que el R2.

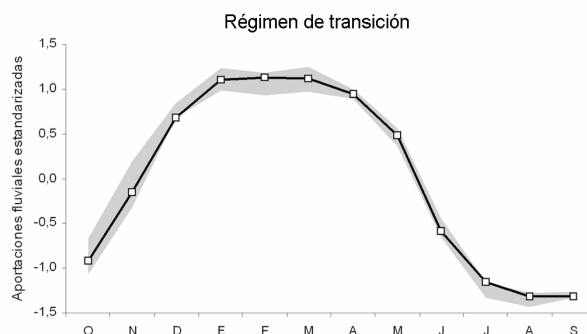


Figura 5.5. Régimen de transición entre los tipos R1 y R2.

Es preciso también hacer una segunda consideración. Ya hemos visto como los regímenes de gran parte de las estaciones en cabecera (las correspondientes al R2 y al régimen de transición) presentan un peso importante de los aportes procedentes de la fusión nival, y otras pocas muestran un hidrograma alterado por la regulación fluvial. Al tratarse de ríos en cabecera, el volumen de sus aportaciones con respecto al volumen de agua que se registra en los tramos medios y bajos es relativamente bajo, por lo que sus regímenes, concretamente los picos de caudales máximos, aparecen difuminados en las estaciones con régimen del tipo R1, que como ya hemos comentado, recogen las aportaciones agregadas procedentes de ríos con distinta localización. Por esta razón, y pese a que existe un número importante de ríos con régimen nivo-pluvial o pluvio-nival, éstos no aparecen apenas reflejados en el régimen medio de la cuenca, que está representado por el tipo R1.

De forma general se puede resumir que la cuenca del Duero presenta los siguientes tipos de régimen fluvial:

- R1: se trata de un régimen pluvial con máximo en invierno y una escasa señal de aportaciones de origen nival. Se localiza principalmente en los tramos medios y bajos de los ríos por lo que representa las aportaciones agregadas de la mayor parte de la cuenca y por tanto el régimen de salida de las aportaciones del Duero.
- R2: es un régimen de tipo nivo-pluvial con caudales máximos en primavera procedentes de la fusión de la nieve. Se registra en las cabeceras fluviales de diversos ríos del Sistema Central y la Cordillera Cantábrica, en sus localizaciones más elevadas. Refleja

por lo tanto la precipitación en forma de nieve durante el invierno y su fusión con las altas temperaturas de la primavera. De forma transicional entre los regímenes R1 y R2 detectamos un tipo de régimen caracterizado por un periodo de aguas altas entre enero y marzo por el aporte combinado del agua de lluvia y de la fusión de la nieve. Se localiza también en las cabeceras fluviales pero el aporte pluvial es en este caso más importante que en el R2.

- R3: régimen producto de la regulación hidrológica con caudales máximos en verano por el desagüe de las aguas acumuladas en los meses de primavera. Se localiza también en zonas de cabecera, por lo que se asume que podría tratarse de un régimen del tipo R2, con caudales máximos en primavera, que son precisamente los que se retienen para su posterior desembalsado durante los meses de verano.

## 5.2. Evolución y tendencias hidrológicas

En la Figura 5.6 se muestran las tendencias en las aportaciones anuales durante el periodo de estudio. Salvo cuatro casos aislados en que el coeficiente de Mann-Kendall muestra un valor positivo (aunque estadísticamente no significativo), el resto de las estaciones de aforo han registrado aportes fluviales con una tendencia regresiva en su evolución inter-anual. Un total de 38 estaciones (casi el 68%) muestra tendencias anuales negativas estadísticamente significativas, mientras que en 14 estaciones, los valores de tendencia negativa no son significativos (Tabla 5.5). La última estación de aforos del Duero (2066) registra una tendencia regresiva significativa, así como las estaciones del Esla, el Tormes, y el río Águeda que quedan aguas abajo, por lo que se puede afirmar que los recursos hídricos superficiales de la cuenca han experimentado un notable descenso durante el periodo de estudio.

Para hacernos una idea de las pérdidas cuantitativas que suponen estas tendencias se ha ajustado una regresión lineal a las series de aportaciones, y se ha calculado el cambio entre las coordenadas inicial y final de la recta de ajuste. En la Tabla 5.6 se muestran los resultados del ajuste lineal para cada estación. Como ejemplo para visualizar la evolución de los aportes, se muestran los gráficos de las aportaciones en función del tiempo, de las dos estaciones con mayor (id 2047 y 2091) y menor (id 2021 y 2109) porcentaje de cambio (Figura 5.7). Salvo alguna excepción, en que ha existido un cambio positivo, la mayoría de las estaciones muestran una evolución regresiva, con porcentajes de cambio en muchos casos por encima del 100%. El río Voltoya (2047), por ejemplo, ha sufrido un descenso drástico de las aportaciones, con pérdidas superiores al 400%, mostrando al principio del periodo unas aportaciones predichas de  $45,5 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$ , que se han visto reducidas a tan sólo  $8,6 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$  al final del periodo. Algo similar ha sucedido con las aportaciones de los ríos Águeda (2091), Arlanza (2028), o Ucero (2005), con pérdidas por encima del 250%. Las estaciones con mayor volumen de aportación anual en la cuenca (Figura 5.8) también presentan notables ratios de descenso: el Duero en Carrascal (2066) presenta un descenso predicho de  $5.230 \text{ hm}^3\text{año}^{-1}$  a  $2.303$

hm<sup>3</sup>año<sup>-1</sup> (-127%); las aportaciones del río Esla en Breto (2095), descienden de 5.053 a 3.397 hm<sup>3</sup>año<sup>-1</sup> (-48%); en el río Eresma (2054) las aportaciones retrocedieron de 4.710 a 2.447 hm<sup>3</sup>año<sup>-1</sup> (-92%) en el periodo de estudio (Tabla 5.6).

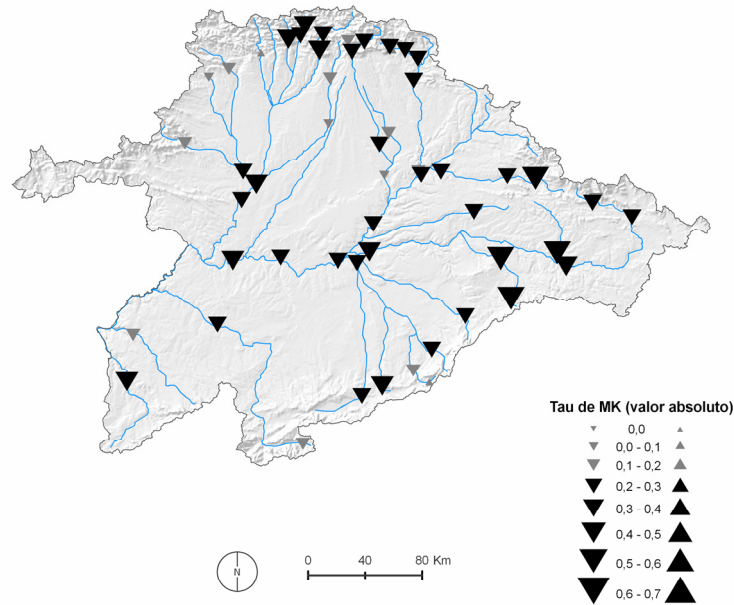


Figura 5.6. Tendencias en las aportaciones fluviales anuales de la cuenca. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).

	Negativa sig.		Negativa no sig.		Positiva no sig.		Positiva sig.	
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
OCT	16	28,6	14	25,0	21	37,5	5	8,9
NOV	12	21,4	33	58,9	9	16,1	2	3,6
DIC	6	10,7	23	41,1	25	44,6	2	3,6
ENE	13	23,2	37	66,1	5	8,9	1	1,8
FEB	31	55,4	22	39,3	3	5,4	0	0,0
MAR	39	69,6	15	26,8	2	3,6	0	0,0
ABR	36	64,3	19	33,9	1	1,8	0	0,0
MAY	19	33,9	28	50,0	9	16,1	0	0,0
JUN	23	41,1	20	35,7	8	14,3	5	8,9
JUL	25	44,6	13	23,2	8	14,3	10	17,9
AGO	20	35,7	16	28,6	8	14,3	12	21,4
SEP	20	35,7	20	35,7	7	12,5	9	16,1
AÑO	38	67,9	14	25,0	4	7,1	0	0,0

Tabla 5.5. Tipos de tendencia y el número de estaciones en que se han producido.

Estación	Sig. ( $\alpha$ )	Inicial	Final	Cambio (%)	Estación	Sig. ( $\alpha$ )	Inicial	Final	Cambio (%)
2000	0,36	81,5	62,2	-31,0	2049	0,02	38,6	15,1	-155,6*
2002	0,01	441,7	235,9	-87,2*	2050	0,01	130,2	75,2	-73,1*
2004	0,00	810,1	325,6	-148,8*	2051	0,43	20,6	25,5	19,2
2005	0,00	267,5	72,8	-267,4*	2052	0,21	78,4	56,2	-39,5
2006	0,05	66,4	44,9	-47,9	2054	0,03	4710,7	2447,1	-92,5*
2009	0,00	30,0	12,5	-140,0*	2056	0,07	501,9	297,3	-68,8
2010	0,00	117,0	36,2	-223,2*	2062	0,08	4329,6	2593,8	-66,9
2011	0,05	331,1	256,2	-29,2	2066	0,00	5229,5	2303,1	-127,1*
2015	0,00	1369,2	593,5	-130,7*	2068	0,00	213,3	129,9	-64,2*
2016	0,04	131,9	75,3	-75,2*	2070	0,44	282,5	323,6	12,7
2019	0,07	379,1	283,9	-33,5	2073	0,84	230,9	219,2	-5,3
2020	0,16	345,5	280,3	-23,3	2074	0,01	2957,9	1694,9	-74,5*
2021	0,79	206,3	197,5	-4,5	2076	0,45	356,2	308,6	-15,4
2022	0,16	81,3	110,5	26,4	2077	0,58	32,9	28,8	-14,2
2024	0,05	541,6	374,2	-44,7	2078	0,01	247,4	162,0	-52,7*
2028	0,00	209,6	52,0	-303,1*	2082	0,02	268,6	138,1	-94,5*
2029	0,50	671,7	530,6	-26,6	2088	0,01	1094,7	512,9	-113,4*
2030	0,02	530,1	297,7	-78,1*	2089	0,20	173,2	123,7	-40,0
2031	0,06	651,2	400,3	-62,7	2091	0,00	599,4	138,6	-332,5*
2034	0,36	44,4	36,5	-21,6	2094	0,05	330,9	119,1	-177,9
2035	0,03	66,4	34,9	-90,3*	2095	0,13	5053,3	3397,1	-48,8
2036	0,03	1089,1	618,8	-76,0*	2101	0,01	113,9	56,6	-101,2*
2040	0,13	494,6	352,4	-40,4	2102	0,02	807,6	588,8	-37,2*
2041	0,18	40,5	23,5	-72,3	2103	0,03	972,7	704,4	-38,1*
2042	0,68	425,2	363,1	-17,1	2104	0,16	170,9	113,6	-50,4
2043	0,05	2597,8	1486,9	-74,7	2107	0,16	94,9	67,1	-41,4
2044	0,04	74,9	38,2	-96,1*	2108	0,11	271,1	212,4	-27,6
2047	0,00	45,5	8,6	-429,1*	2109	0,95	71,5	72,4	1,2

Tabla 5.6. Valores inicial y final de aportaciones predichas según un ajuste lineal y porcentaje de cambio en las estaciones de aforos. \* Indica estadísticamente significativo ( $\alpha < 0,05$ ).

En los gráficos de la Figura 5.7 y la Figura 5.8 se observa, no obstante, que la tendencia regresiva no ha sido constante a lo largo de los años. Parece existir un patrón común de evolución con un descenso paulatino durante los primeros 15 años, un repentino incremento en 1975 que dura 3 años, seguido de otro periodo largo de descenso desde 1978 hasta mediados de los 90. En los últimos años, aunque la evolución es muy variable, parece haber una leve recuperación. En la Figura 5.9 se muestra la evolución media de las aportaciones de la cuenca, y se aprecia que el patrón es similar al que se ha descrito líneas arriba. El rango intercuartil (sombreado gris, con filtrado de media móvil de 5 años) presenta un periodo de descenso desde el inicio de la serie hasta mediados de los 90, interrumpido por el incremento de principios de los 70. La media móvil permite apreciar con más claridad el ascenso que se produce durante los últimos 15 años de la serie. A pesar de los ciclos existentes, la tendencia general durante el periodo de estudio es decreciente y en términos generales se podría decir que los recursos hídricos de la cuenca del Duero son en la actualidad inferiores en más de la mitad a los que se registraban a mediados del siglo XX.

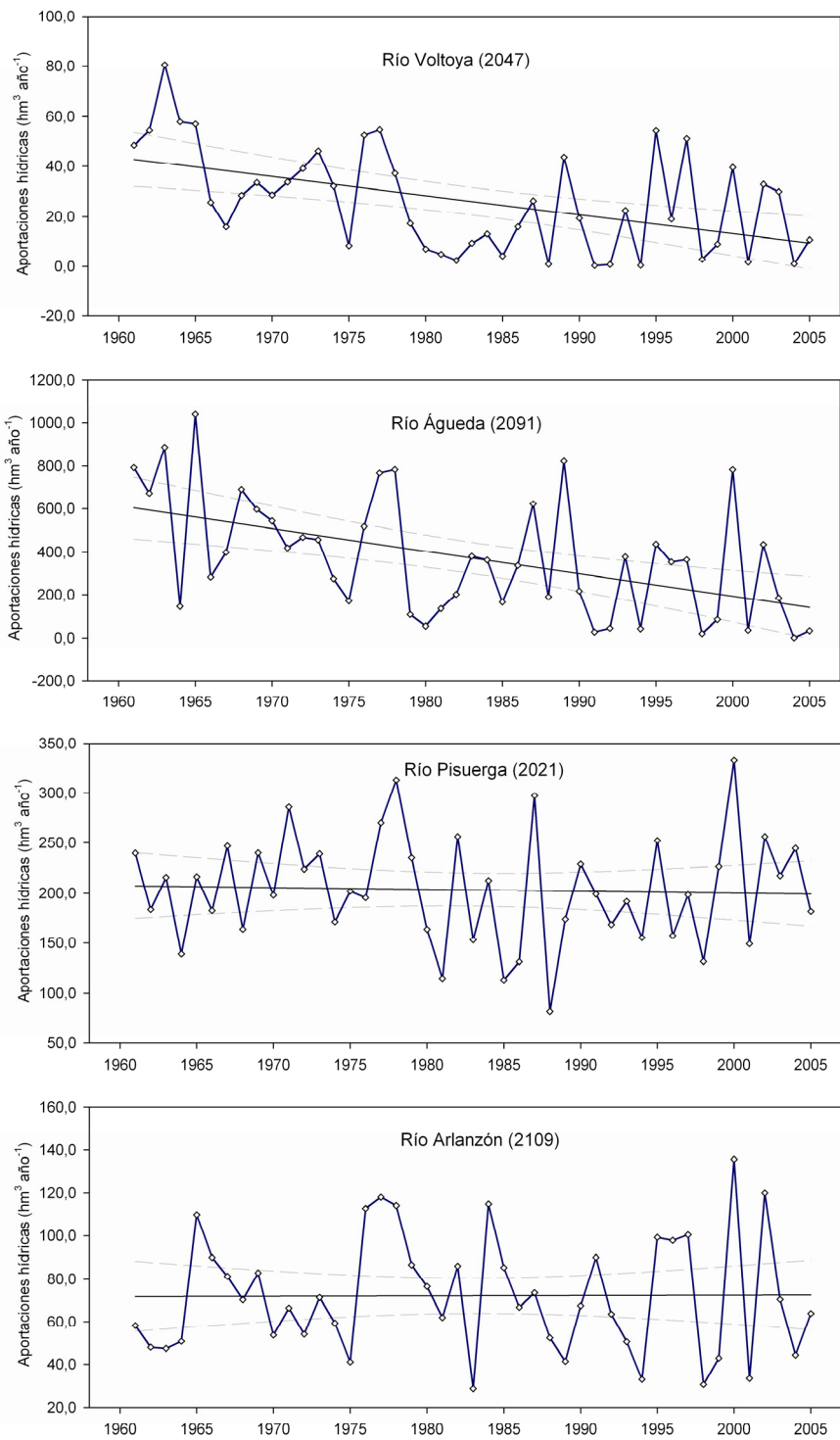


Figura 5.7. Evolución de las aportaciones fluviales anuales en las dos estaciones con mayor y menor porcentaje de cambio. Línea negra: recta de ajuste lineal; líneas discontinuas: intervalos de confianza (95%).

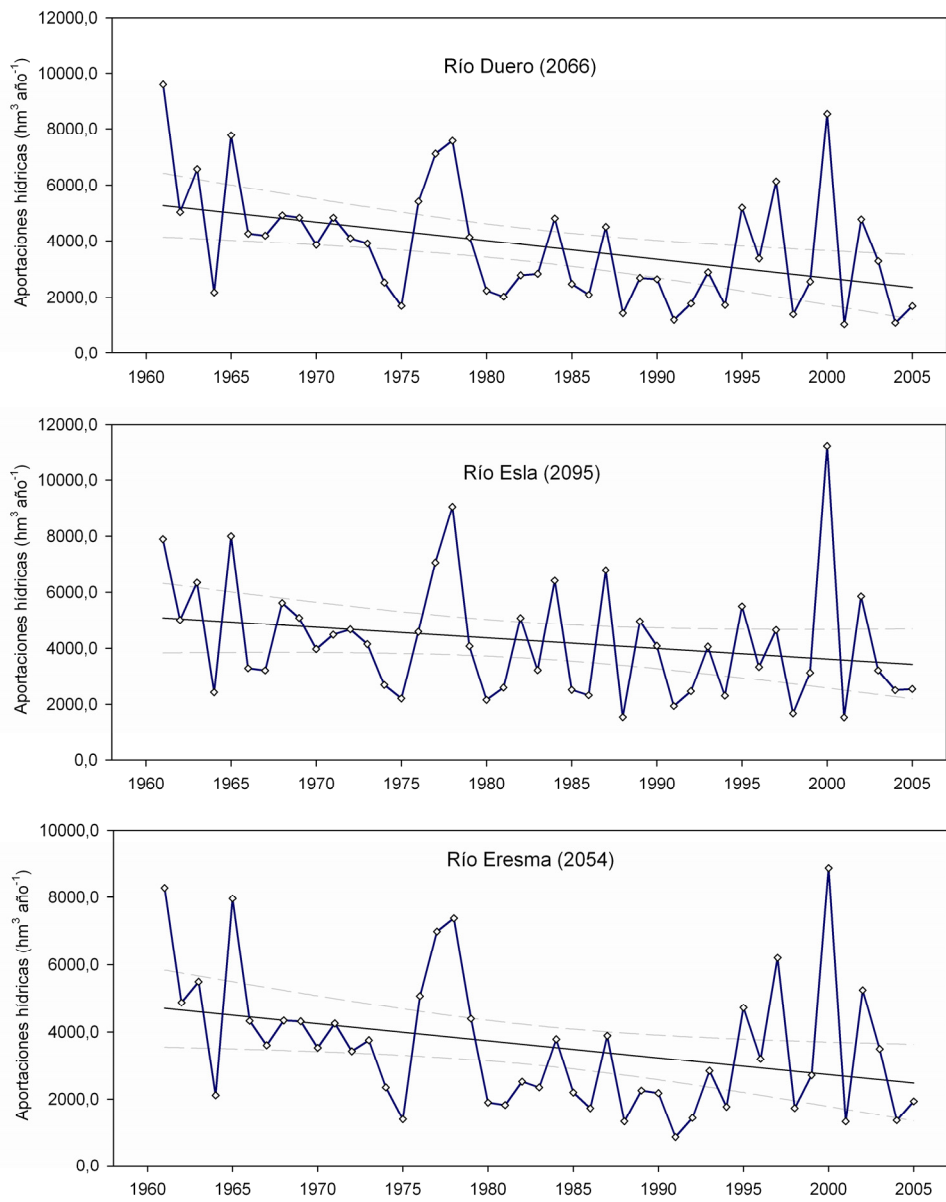
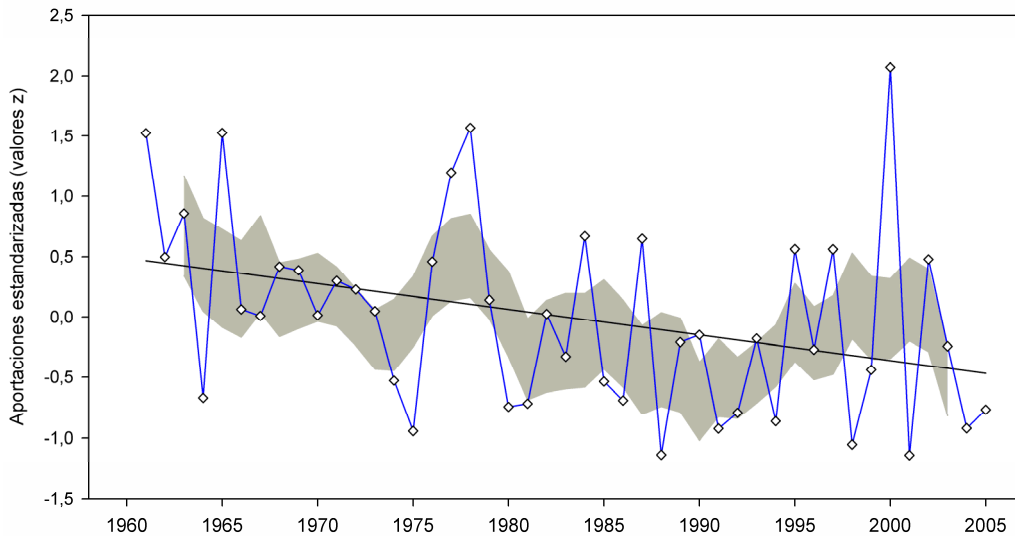


Figura 5.8. Evolución de las aportaciones en los cursos bajos de los ríos más caudalosos de la cuenca: Duero, Esla y Eresma. Línea negra: recta de ajuste lineal; líneas discontinuas: intervalos de confianza (95%).



*Figura 5.9. Evolución de las aportaciones (serie regional construida con el promedio de las aportaciones estandarizadas) medias de la cuenca. Línea negra: recta de ajuste lineal. Sombreado gris: rango intercuartil con una media móvil de 5 años.*

Además de comprobar las tendencias de las aportaciones anuales, es de suma importancia conocer el comportamiento intra-anual de dichas tendencias, es decir, investigar cuáles son los meses en los que se ha producido el descenso que da lugar a la pérdida neta de recursos hídricos, ya que ésta puede ir acompañada de importantes cambios en los regímenes fluviales. En la Figura 5.10 se muestran las tendencias de los aportes mensuales, y en la Tabla 5.5 se informa sobre el número y porcentaje de estaciones con tendencias mensuales negativas y positivas.

En octubre hay un porcentaje similar de estaciones con tendencias positivas y negativas, aunque en la mayoría de los casos éstas no son significativas. No obstante, un total de 16 estaciones presentan tendencias regresivas significativas, la mayoría de las cuales están situadas en la parte central de la cuenca, por lo que representan las aportaciones agregadas de distintas procedencias. Estas tendencias contrastan con las tendencias positivas que experimentan las precipitaciones del mismo mes. Así, estas tendencias negativas en los cursos bajos están probablemente reflejando una inercia general de la cuenca en respuesta a las tendencias hidrológicas de los meses previos. Entre noviembre y enero el número de estaciones con tendencias significativas baja considerablemente, lo cual parece coincidir con la ausencia de una tendencia significativa en las precipitaciones durante los mismos meses. Existe, a pesar de ello, un predominio de tendencias con signo negativo. Entre finales de invierno y mediados de primavera existe una evolución negativa generalizada, con un 55%, 70% y 64% de registros con tendencias regresivas y estadísticamente significativas en febrero, marzo y abril, respectivamente. Durante estos meses ninguna estación muestra tendencias



crecientes y significativas. Es preciso recordar que durante estos meses se recogen los máximos caudales en la mayoría de las estaciones, como mostraban los hidrogramas representativos de la cuenca. No será muy aventurado, por lo tanto, atribuir el descenso en los caudales anuales a las tendencias regresivas registradas durante estos meses. Volviendo a las tendencias mensuales en la precipitación, recordamos que éstas tan sólo eran negativas en los meses de febrero y en menor medida en marzo, mientras que en abril se registraban tendencias ligeramente positivas. Las aportaciones fluviales en el mes de abril muestran sin embargo un descenso generalizado, lo cual puede atribuirse a varias razones. En primer lugar, esto puede ser consecuencia de la inercia que presentan los procesos hidrológicos con respecto a la precipitación, y por ello las tendencias en los caudales de abril todavía reflejan las tendencias en la precipitación de invierno, incluyendo una menor acumulación de nieve durante los meses de febrero y marzo. Por otro lado, podrían existir un factor o factores que estén contribuyendo, a pesar de la precipitación creciente, al descenso en los caudales de primavera, como podría ser el aumento en las temperaturas (y su papel sobre la fusión nival) o el aumento de la cubierta vegetal, como se tratará de analizar en el capítulo 7 del trabajo. Desde mayo hasta el final del verano hay un descenso considerable en el número de registros con una tendencia negativa marcada y, por el contrario, un número creciente de estaciones muestran una evolución de los aportes positiva, sobre todo en el mes de agosto (21%), aunque aún son mayoritarios los registros con tendencias negativas. Esto parece consistente con las tendencias observadas en la precipitación durante dichos meses (mayoritariamente positivas), y con la inercia de la cuenca a las tendencias negativas de los anteriores meses. En la Figura 5.11 se ha representado la evolución media de las aportaciones mensuales, para hacernos una idea de la estructura interna de las tendencias comentadas. Los meses de diciembre a abril presentan una evolución similar a la de las aportaciones anuales. En mayo y junio se aprecia una evolución negativa a partir de los 70, después de incrementar notablemente los caudales durante la primera década. En el resto de los meses la variabilidad de las series se interpone a la existencia de ciclos o tendencias. En la figura también se observa la diferencia entre unos meses y otros en cuanto a la variabilidad entre series, a partir de la amplitud del rango intercuartil. Los meses en los que la evolución de los aportes es más uniforme entre los ríos de la cuenca son enero, febrero y marzo, lo cual es un indicador del origen homogéneo de los caudales durante los mismos, esto es, la precipitación que se convierte directamente en escorrentía después de que se haya alcanzado la saturación de agua en el suelo. La variabilidad más acentuada durante los meses de primavera indicaría la presencia de distintas fuentes de aportes fluviales, por un lado el agua de lluvia, y por el otro el agua procedente de la fusión de nival. Los altos rangos de variación en los meses de verano y otoño indicarían la diferente respuesta de los ríos ante la precipitación cuando el suelo de la cuenca se encuentra prácticamente seco, y en unos casos (zonas de montaña) la precipitación se convertirá más fácilmente en escorrentía que en otros (zonas más llanas y de mayor permeabilidad).

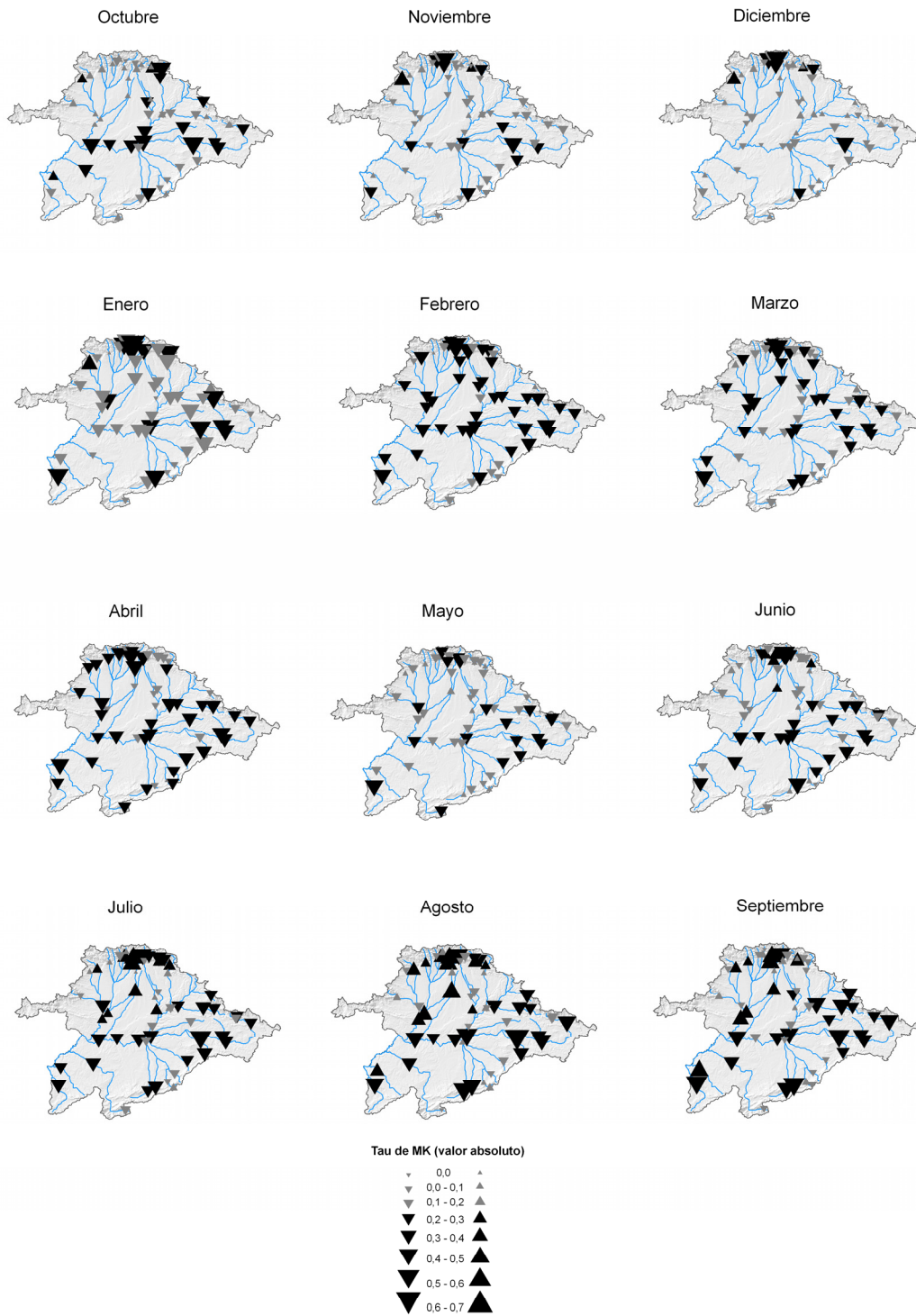


Figura 5.10. Tendencias en las aportaciones mensuales de la cuenca. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ )

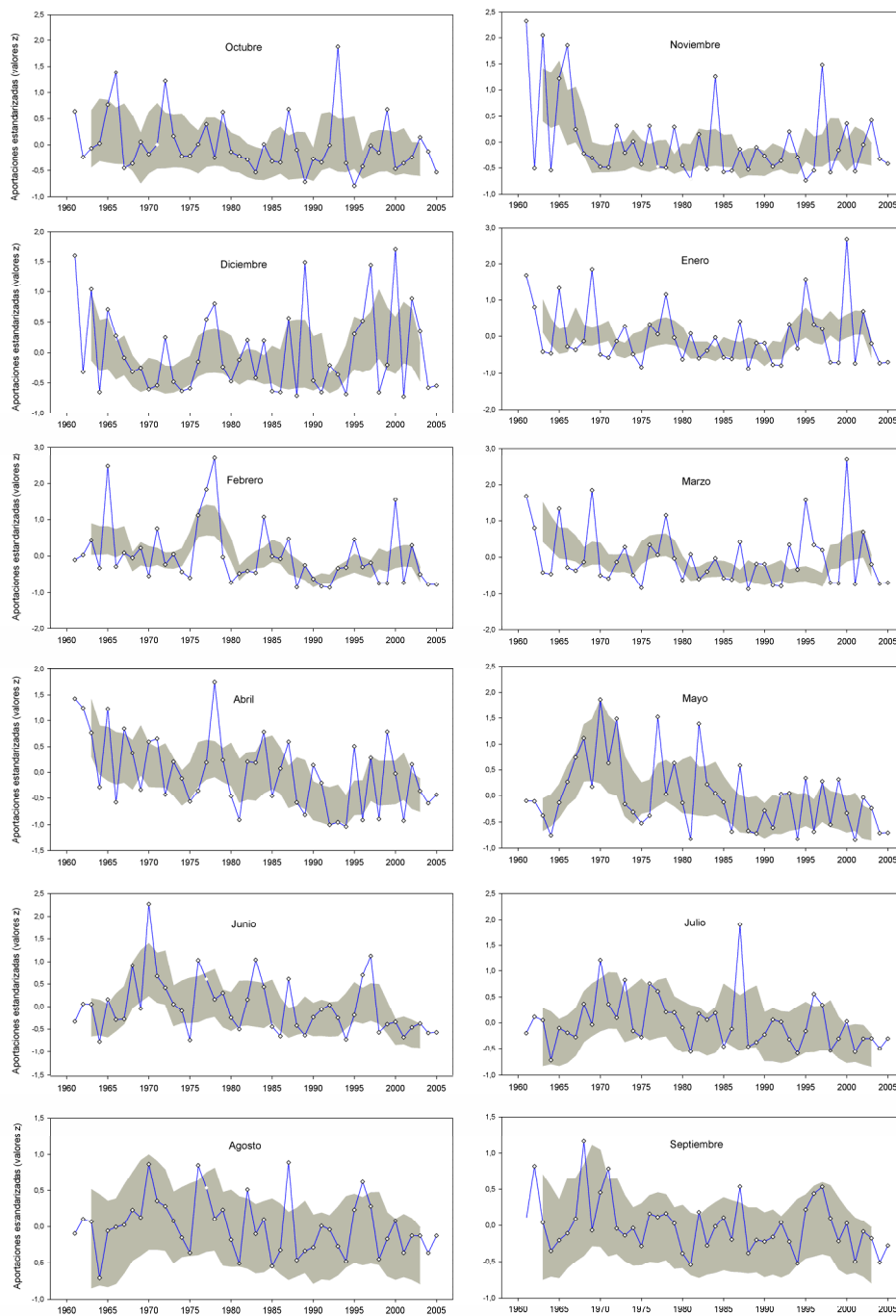


Figura 5.11. Evolución de las aportaciones (serie regional construida con el promedio de las aportaciones estandarizadas) medias de la cuenca. Sombreado gris: rango intercuartil con una media móvil de 5 años.

Si recordamos la ausencia de tendencia en el factor climático responsable de las entradas de agua en la cuenca, las precipitaciones, es cuanto menos inesperado que las aportaciones hayan sufrido un descenso tan brusco en la mayoría de los ríos de la cuenca. La Figura 5.12 nos ilustra mejor sobre esta circunstancia. El control que ejerce la variabilidad de la precipitación sobre las aportaciones fluviales es evidente, ya que en general coinciden los ciclos de ascenso y de descenso de ambas variables; sin embargo se encuentran también claros indicios de no linealidad en su evolución (Figura 5.12.a). Durante los quince primeros años se produce un descenso acusado de los aportes fluviales de la cuenca, y sin embargo las precipitaciones presentan un ligero ascenso. Además durante los últimos años las aportaciones muestran un incremento, pero no de la misma magnitud que las precipitaciones. La evolución dispar durante dichos periodos es responsable de que se encuentre una tendencia negativa acusada en los aportes fluviales, a pesar de la inexistencia de tendencias en las precipitaciones. Además, el gráfico de dispersión (Figura 5.12.b) muestra que en la mayoría de las observaciones, las aportes fluviales quedan por debajo de la recta de ajuste lineal, lo cual indica una sobreestimación del modelo, que predice que en función de las precipitaciones las aportaciones deberían ser más altas de lo que son en la realidad. Además, según el ajuste lineal, la evolución de las precipitaciones solamente permite explicar en un 34% ( $R^2 = 0,34$ ) la evolución de las aportaciones, lo cual sugiere la existencia de otros factores que estarían contribuyendo al descenso de los recursos hídricos. La Figura 5.13 nos muestra además en que meses se producen las mayores diferencias en la evolución de las dos variables. Previamente a interpretarla es preciso insistir en el diferente peso relativo que tienen tanto las precipitaciones como aportaciones de distintos meses con respecto al total anual, pues tendrá mayor significado hidrológico una evolución dispar en meses de máximos caudales como en invierno, que en los meses de aguas bajas. En este sentido, es destacable que los meses con mayor correlación entre precipitaciones y aportaciones son enero, febrero y marzo (también julio) esto es, los de mayor caudal, y también en los que (como se vio anteriormente) menor variabilidad presenta la evolución de los caudales entre estaciones. Por su parte, los meses en los que los aportes presentan mayor variabilidad entre casos, son en los que la correlación con la precipitación es menor. Una lectura que se puede hacer es, como se explicó líneas arriba, que en los meses de invierno el control de las precipitaciones sobre los aportes es más fuerte, ya que el agua de precipitación se convierte directamente en escorrentía al no poder contener el suelo más agua después de las precipitaciones de otoño. La evolución tan dispar que presentan los aportes con respecto a las precipitaciones en los meses de agosto a octubre confirmaría esta explicación, ya que los caudales de los ríos en estos meses dependen enormemente del flujo base y de las reservas hídricas del suelo (generalmente en condiciones de agotamiento) y no responden por lo tanto siempre igual a la precipitación (Ceballos & Schnabel 1998, Martínez-Fernández *et al.* 2005b). Los meses de primavera, abril y mayo, presentan asimismo valores muy bajos de correlación entre aportes y precipitación. Es en los mismos además (sobre todo en abril) donde se aprecian los desajustes en las primeras y

últimas décadas del periodo de estudio que se veían para las series anuales. Los meses de abril y mayo constituyen todavía aguas altas en los ríos de cabecera debido a la fusión de la nieve acumulada en las zonas altas de las cuencas. El aporte nival a los caudales puede ser uno de los factores que esté introduciendo ruido en la relación precipitación-aportaciones y de ahí los bajos valores de correlación. Por otro lado, la hipótesis principal que se plantea en este trabajo es que la creciente cubierta vegetal en las cuencas de cabecera esté afectando negativamente a la formación de escorrentía y con ello a relación en el tiempo entre las precipitaciones y las aportaciones. Las relaciones entre aportaciones y precipitación, y el probable papel de la cubierta vegetal en el descenso de los caudales serán tratados en profundidad en el capítulo 7 del trabajo.

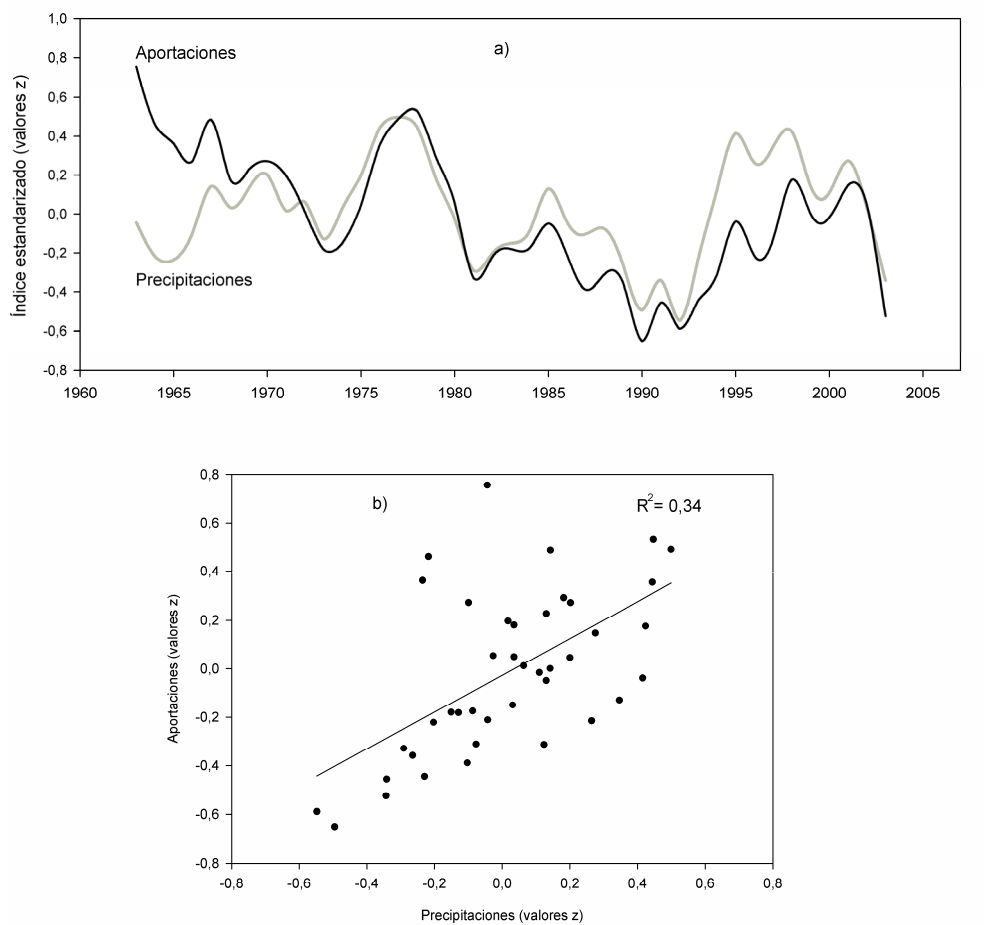


Figura 5.12. a) Evolución comparada de los aportes fluviales (línea negra) y las precipitaciones anuales (línea gris) medios de la cuenca (estandarizadas para hacer posible su comparación en la misma escala). Las series han sido filtradas con una media móvil de 5 años para apreciar ciclos y tendencias. b) Correlación y ajuste lineal de las aportaciones en función de las precipitaciones.

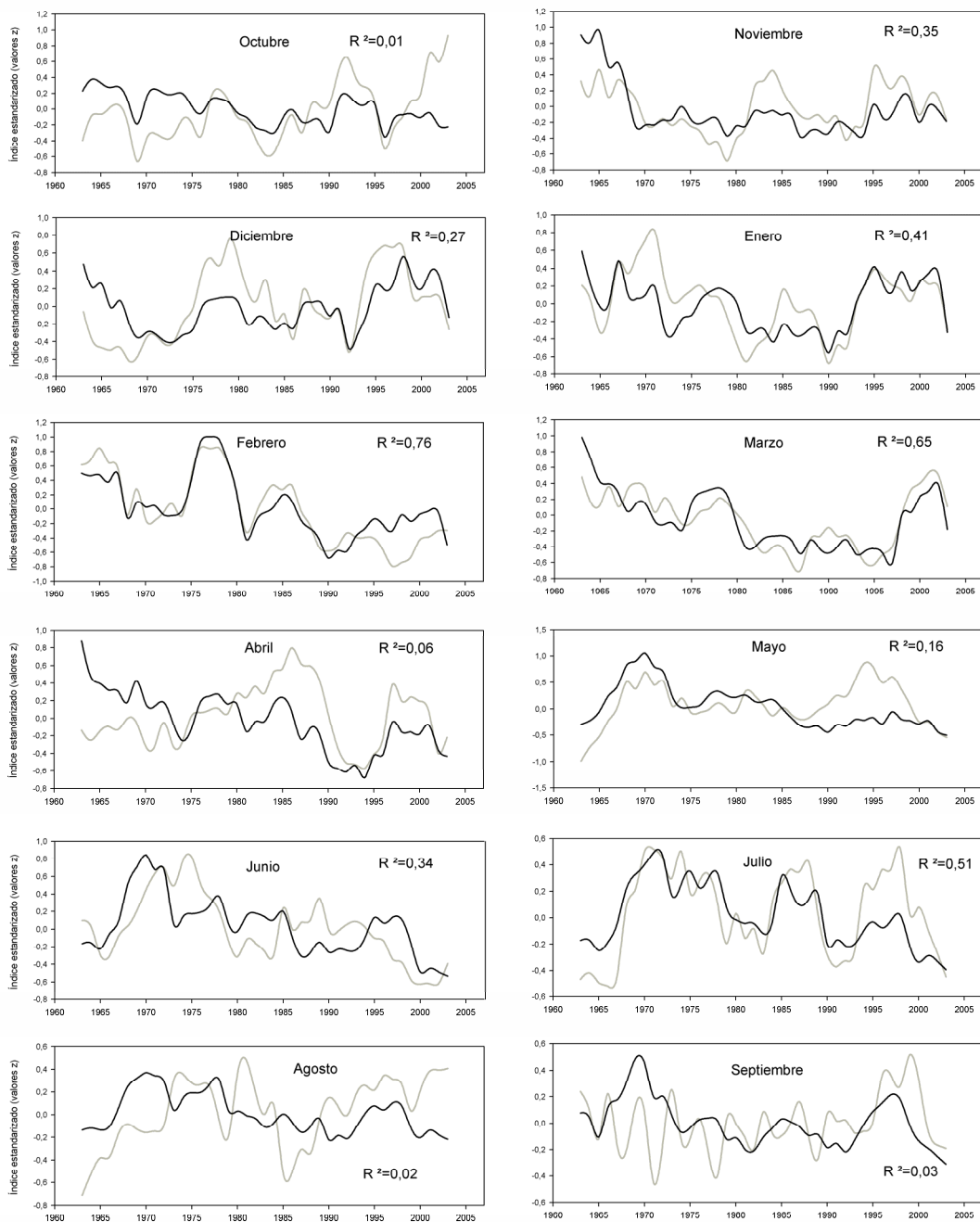


Figura 5.13. Evolución comparada de los aportes fluviales (línea negra) y las precipitaciones mensuales (línea gris) medios de la cuenca (estandarizadas para hacer posible su comparación en la misma escala). Las series han sido filtradas con una media móvil de 5 años para apreciar ciclos y tendencias.

### 5.3. Caudales altos y bajos

El análisis de la evolución y tendencias de los aportes fluviales anuales y mensuales nos ofrece un claro panorama de cambio hidrológico, con un descenso generalizado de los recursos hídricos de la cuenca y una alteración de los regímenes fluviales. Desde el punto de vista de la gestión hidrológica, tan importante como conocer la tendencia general de los recursos hídricos, puede ser conocer como ha sido la distribución interna de esa tendencia, o lo que es lo mismo, la evolución de las distintas partes (cuartiles, deciles, percentiles...) de la distribución de frecuencias, y de su contribución a los totales anuales. Especial relevancia pueden tener los extremos de la distribución, esto es, los eventos de baja frecuencia (Kundzewicz 2004). En primer lugar, porque a pesar de tener una recurrencia baja, pueden tener un elevado peso específico en los caudales totales, como puede ser el caso de los caudales altos; y en segundo lugar porque de ellos, tanto los caudales altos, como los bajos, depende en gran medida la regulación hidrológica y de los embalses, bien para la laminación de avenidas, para asegurar el abastecimiento de agua en épocas de sequía, o para mantener el caudal ecológico de los ríos (López-Moreno *et al.* 2002, Lorenzo-Lacruz *et al.* 2010).

En este apartado se presentan las tendencias y evolución de una serie de indicadores de caudales altos y caudales bajos; y posteriormente se comprueba cómo ha variado la contribución de ambos sobre los totales anuales. Para ello, y como recomiendan Kundzewicz, *et al.* (2005), se han utilizado las series de caudales diarios de aquellas estaciones que no presentan potencial de regulación aguas arriba (ratio de retención = 0,0) para evitar posibles alteraciones en las series por la regulación de embalses. No obstante, se han seleccionado igualmente las dos estaciones situadas en el curso bajo del Duero, en las localidades de Toro y Carrascal (Id: 2062 y 2066), que presentan ratios de retención de 0,31 y 0,33 respectivamente, para observar si presentan un comportamiento similar a aquellas no reguladas en cuanto a las tendencias en los caudales altos y bajos.

En la Tabla 5.7 se muestran los umbrales de los percentiles 90 y 99 (caudales altos), 10 y 1 (caudales bajos), y el caudal máximo anual, promediados para el periodo de estudio. Igualmente se han calculado los umbrales de dichos percentiles para las series estacionales: invierno (DEF), primavera (MAM), verano (JJA), y otoño (SON). Estos umbrales nos han permitido obtener las series de excedencias mediante el cálculo del número de días/año con caudal superior (o inferior para el caso de los caudales bajos) a los respectivos percentiles.

Estación	Caudal diario ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )					Estación	Caudal diario ( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )				
	90	99	Max	10	1		90	99	Max	10	1
2000	4,7	11,6	20,8	0,3	0,2	2051	1,8	4,0	6,2	0,0	0,0
2005	12,1	30,9	51,3	0,9	0,6	2052	5,4	13,7	20,9	0,0	0,0
2006	3,8	10,0	19,8	0,3	0,3	2068	12,1	29,6	42,9	0,7	0,5
2009	1,5	2,9	5,8	0,1	0,1	2073	14,2	43,1	91,9	1,6	1,2
2016	7,7	17,1	32,5	0,2	0,1	2076	23,3	44,2	64,0	1,9	1,3
2028	9,8	35,4	69,5	0,3	0,2	2082	16,9	37,8	54,8	0,1	0,0
2030	30,3	89,7	182,2	1,7	1,2	2089	10,3	24,3	45,4	0,6	0,5
2031	39,0	110,2	181,4	1,4	0,9	2094	18,1	82,5	159,0	0,0	0,0
2035	3,9	11,1	18,0	0,1	0,1	2101	6,1	20,1	44,6	0,3	0,2
2046	10,5	27,4	50,2	0,1	0,1	2062*	222,0	441,6	566,6	20,5	14,0
2049	1,8	4,8	8,5	0,2	0,1	2066*	250,7	586,7	788,5	26,8	17,6

*Tabla 5.7. Valores medios de los umbrales establecidos para definir caudales altos y bajos.\* Estaciones localizadas en el curso bajo de Duero.*

### 5.3.1. Evolución de los caudales altos

En la Figura 5.14 se representan las tendencias registradas por los índices, anuales y estacionales, que caracterizan a los caudales altos:  $Q_{90}$ ,  $Q_{99}$  y  $Q_{\text{max}}$ . La amplitud de los diagramas de caja informa sobre la variabilidad en las tendencias detectadas entre estaciones. Se han incluido asimismo las tendencias en los índices correspondientes de precipitación intensa ( $P_{90}$ ,  $P_{99}$  y  $P_{\text{max}}$ ), con el objetivo de mostrar la disparidad en el comportamiento de ambas variables.

De forma general, el número de días con caudales por encima de los percentiles 90 y 99 así como el valor del máximo anual, han descendido significativamente a lo largo del periodo de estudio. Por el contrario, y en sintonía con lo observado en el apartado dedicado a las tendencias climáticas, los índices correspondientes de precipitación intensa no muestran tendencias significativas en la mayoría de los casos. El comportamiento estacional de los índices reproduce en mayor medida el patrón observado para las series anuales, aunque con cierta variabilidad. Las tendencias negativas más acusadas en los caudales altos se producen en primavera y el verano. Los caudales altos de invierno también registran coeficientes negativos, aunque de menor intensidad, y en otoño apenas se registran tendencias significativas. La mayor disparidad con los índices de precipitación se produce en las mismas estaciones en que el descenso en los caudales altos es más intenso, esto es, en primavera y verano. En las figuras 5.14 - 5.18 se representan espacialmente las tendencias según su signo e intensidad, y se observa nuevamente la enorme diferencia existente entre los índices de caudal y precipitación. De forma complementaria la Tabla 5.8 recoge el número (en ratio respecto al total) de estaciones que presentan tendencias negativas y positivas (significativas y no significativas), para los distintos índices de caudal y precipitación. Para los caudales altos



anuales, el total de estaciones estudiadas presentan tendencias negativas, y en su mayoría (por encima del 60%) estadísticamente significativas. Las dos estaciones localizadas en el curso bajo del Duero también presentan un descenso significativo en el número de días con caudales altos, por lo que no parece haber signos de la regulación de embalses en los caudales altos. Por el contrario, la mayoría de estaciones registra coeficientes de MK no significativos (tanto positivos como negativos) en los índices de precipitación intensa. Respecto a los índices estacionales, los datos de la Tabla 5.8 reproducen lo ya comentado líneas arriba, y es que en la primavera y el verano hay un predominio de estaciones con tendencias regresivas y significativas en los caudales altos, mientras que en invierno y en otoño, predominan los casos con tendencias no significativas (mayoritariamente negativas). Los índices de precipitación intensa muestran un comportamiento estacional similar, y es que son mayoritarios los casos con tendencias no significativas (tanto positivas como negativas).

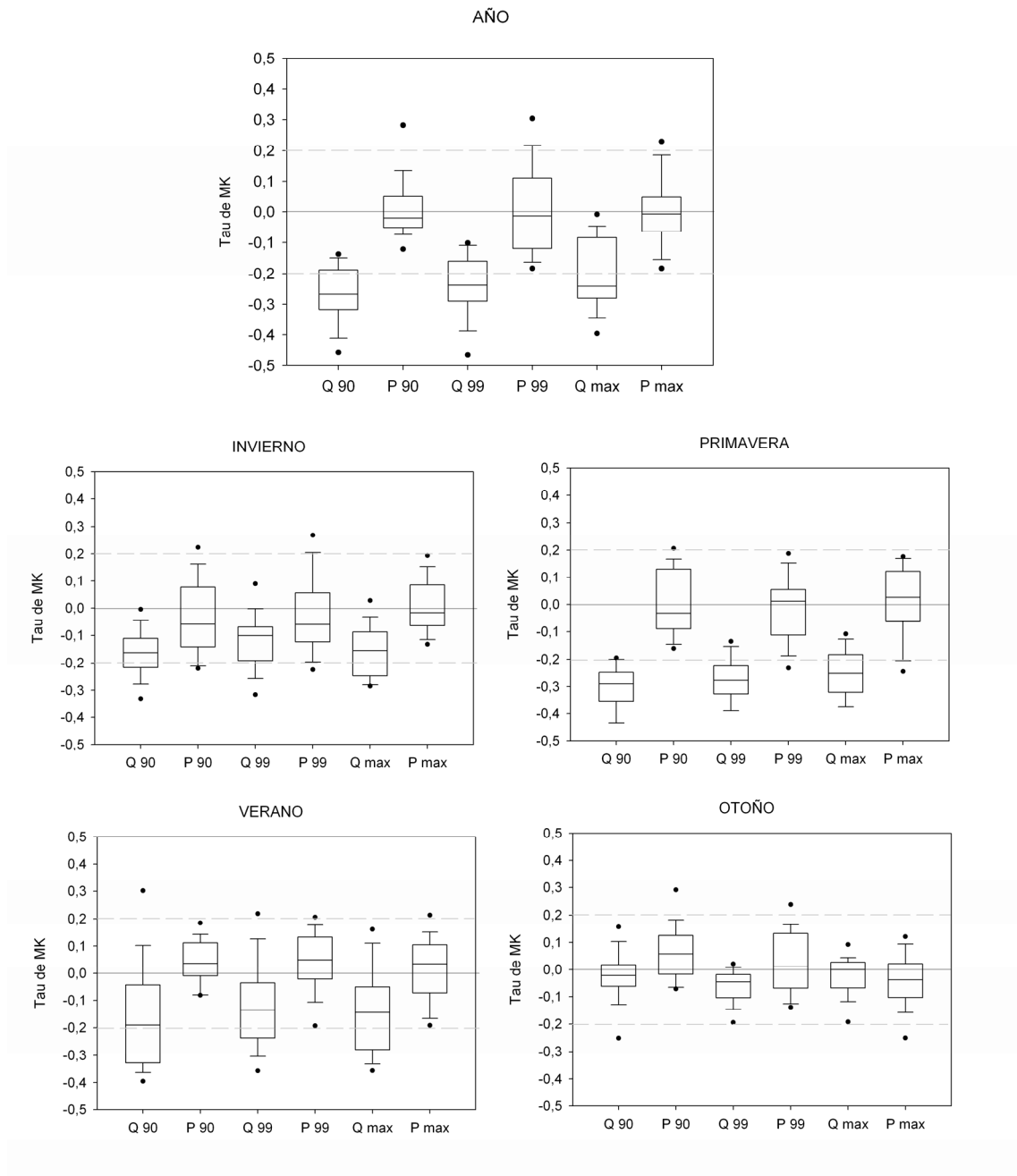


Figura 5.14. Tendencias en los índices de caudales altos, respecto a los índices de precipitación intensa para las 22 estaciones de aforo y las 22 de precipitación. Línea continua = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil (rango intercuartil); brazos= percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.

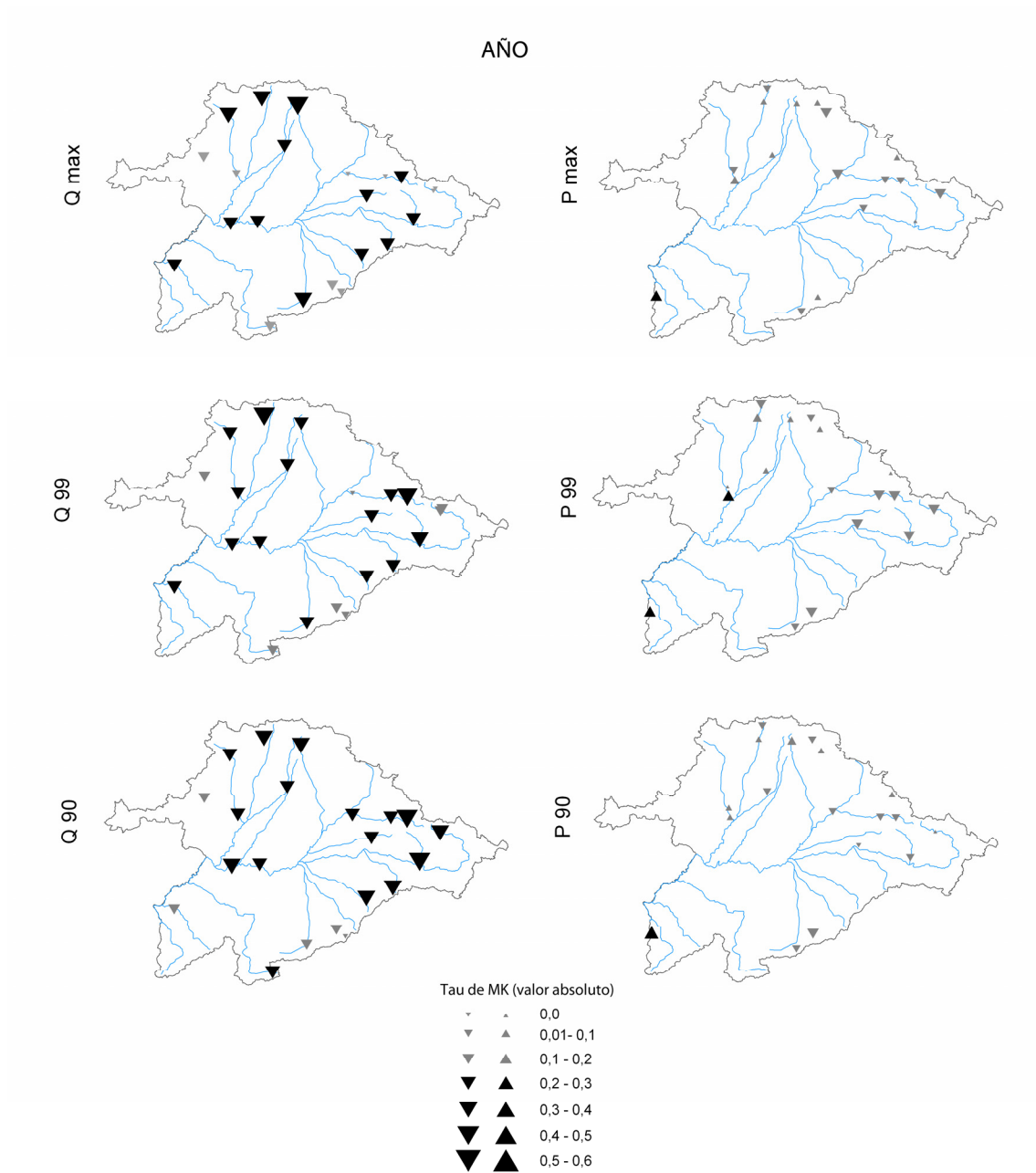
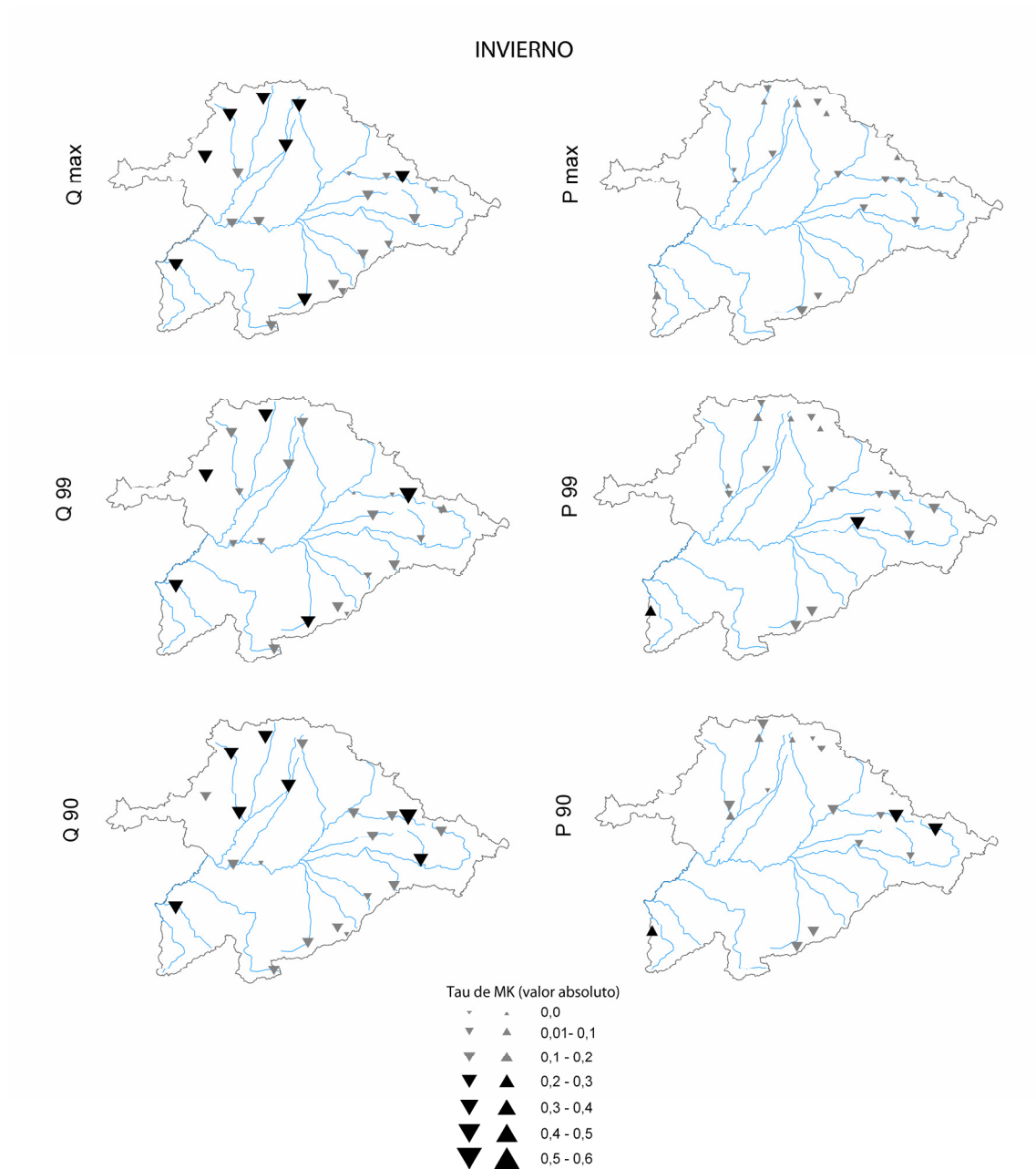


Figura 5.15. Distribución espacial de las tendencias en los índices de caudal alto y precipitación intensa anuales. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).



*Figura 5.16. Distribución espacial de las tendencias en los índices de caudal alto y precipitación intensa de invierno. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).*

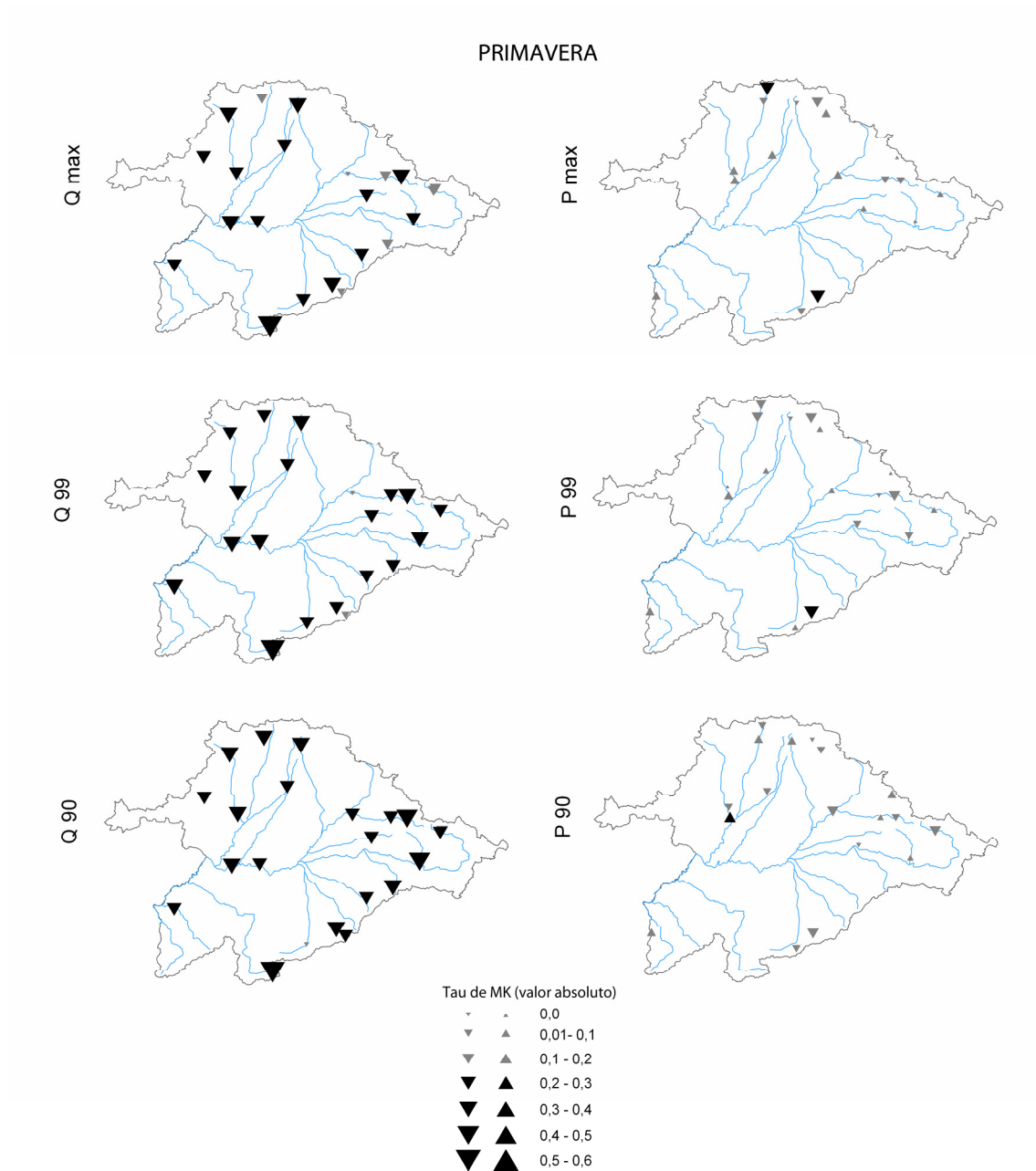


Figura 5.17. Distribución espacial de las tendencias en los índices de caudal alto y precipitación intensa de primavera. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).

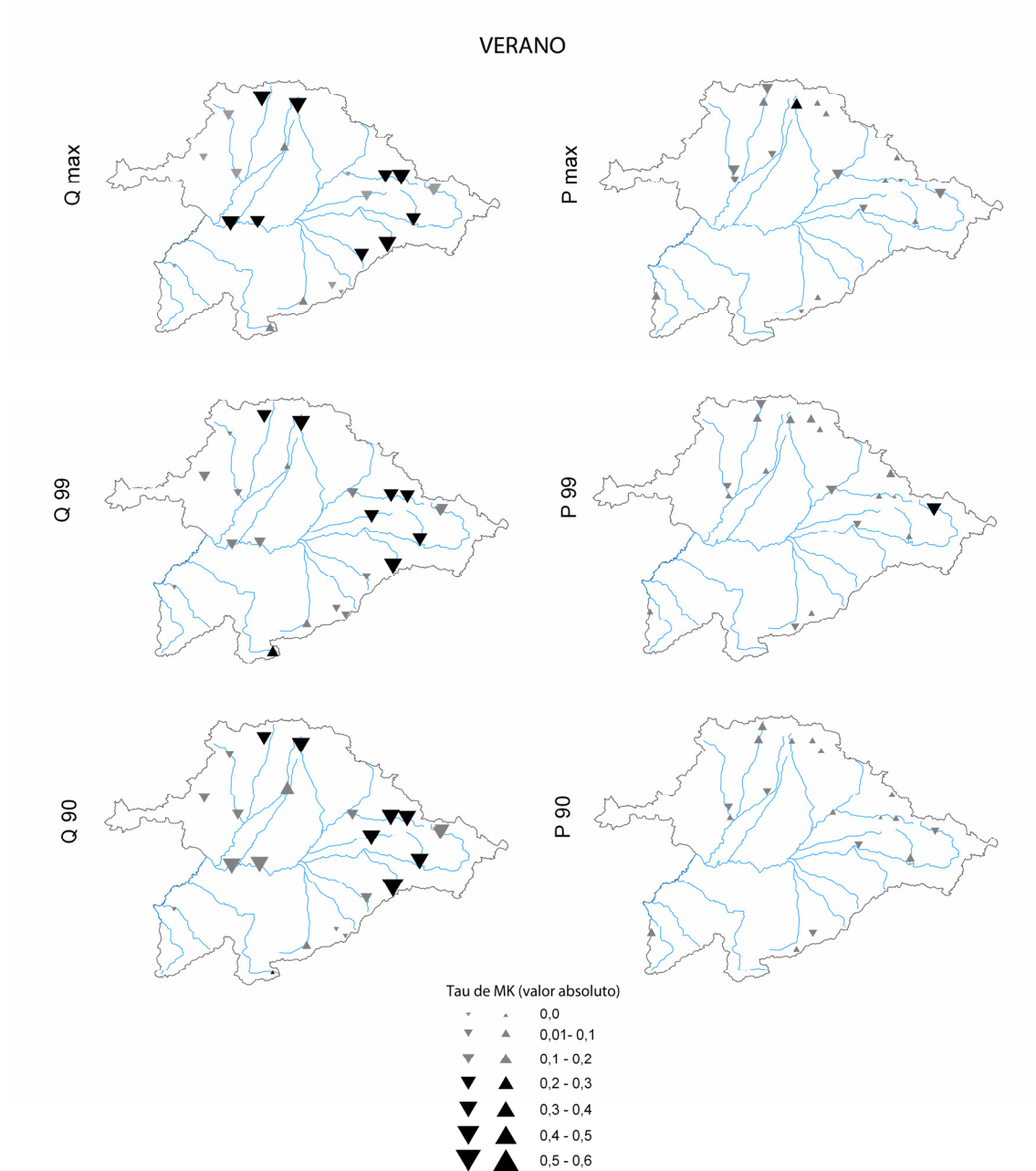


Figura 5.18. Distribución espacial de las tendencias en los índices de caudal alto y precipitación intensa de verano. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).

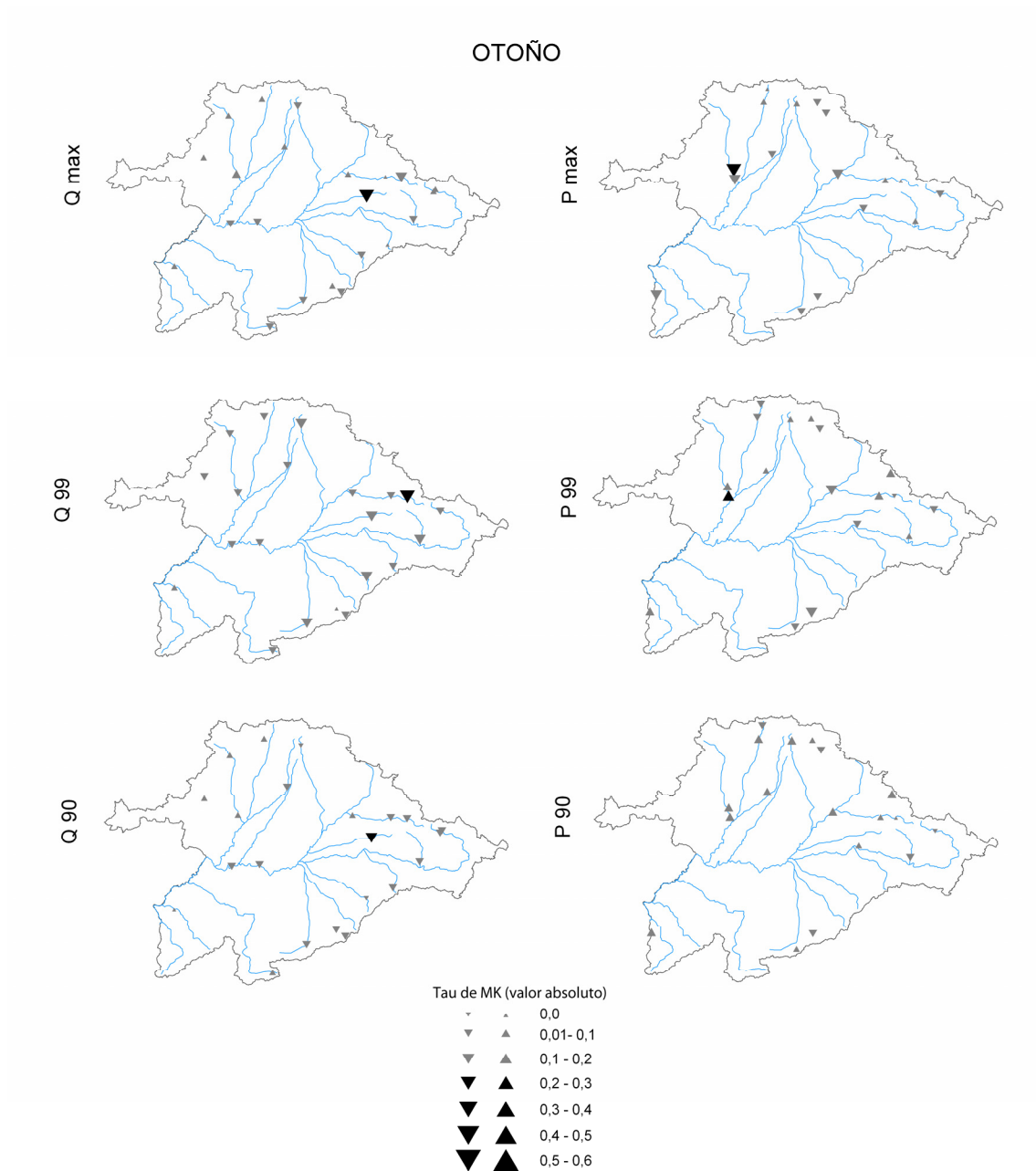


Figura 5.19. Distribución espacial de las tendencias en los índices de caudal alto y precipitación intensa de otoño. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).

	Tendencia	Q <sub>90</sub>	Q <sub>99</sub>	Q <sub>max</sub>	P <sub>99</sub>	P <sub>90</sub>	P <sub>max</sub>
AÑO	PS	0%	0%	0%	14%	5%	5%
	PN	0%	0%	0%	36%	41%	45%
	NN	27%	32%	41%	50%	55%	50%
	NS	73%	68%	59%	0%	0%	0%
INVIERNO	PS	0%	0%	0%	9%	5%	0%
	PN	5%	9%	5%	27%	27%	45%
	NN	64%	68%	59%	59%	59%	55%
	NS	32%	23%	36%	5%	9%	0%
PRIMAVERA	PS	0%	0%	0%	0%	5%	0%
	PN	0%	0%	0%	55%	36%	59%
	NN	9%	14%	32%	36%	59%	32%
	NS	91%	86%	68%	9%	0%	9%
VERANO	PS	5%	5%	0%	5%	0%	5%
	PN	9%	9%	14%	68%	73%	50%
	NN	36%	55%	45%	23%	27%	45%
	NS	50%	32%	41%	5%	0%	0%
OTOÑO	PS	0%	0%	0%	5%	9%	0%
	PN	32%	14%	55%	45%	64%	41%
	NN	64%	82%	41%	50%	27%	55%
	NS	5%	5%	5%	0%	0%	5%

*Tabla 5.8. Porcentaje de estaciones cuyos índices de caudales altos y precipitación intensa muestran tendencias positivas significativas (PS); positivas no significativas (PN); negativas no significativas (NN) y negativas significativas (NS).*

Para conocer la magnitud de cambio en los índices de caudal alto se ha realizado un ajuste lineal a las series de eventos por año que exceden los umbrales establecidos. Las pendientes de las rectas de ajuste se muestran en la Tabla 5.9, junto a las pendientes de las regresiones realizadas para los índices de precipitación intensa. De media, el número de días con caudal por encima del percentil 90 ha descendido en 8,4 ( $\pm 4,3$ ) por década (pendiente de la regresión lineal  $\beta = -0,84$ ), lo que supone un descenso del 65% entre el comienzo y el final del periodo. Los casos más sobresalientes son los del río Ucero (2005) y el Riaza (2009) donde casi se llega a los -20 y -17 días/década, respectivamente. En casi la misma proporción han descendido el número de días con caudales superiores al percentil 99 (-66%), con un ratio medio de 1,5 días por década, y algunas estaciones que llegan a duplicar esa cifra, como la del río Curueño (2068), y las mismas de Riaza y Ucero. Asimismo, el caudal máximo anual en el último aforador del Duero disponible (2066), cuyo dato medio es de  $788,5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ , ha descendido con un ratio de  $17,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  al año, lo cual significa también un 66% de pérdida entre el comienzo y el final del periodo. Por el contrario, las pendientes de las regresiones lineales no indican ningún descenso significativo en el número de días con precipitación superior a los percentiles 90 y 99 ni tampoco en el valor de la precipitación máxima anual.



Estación de aforos	Q <sub>90</sub>	Q <sub>99</sub>	Q <sub>max</sub>	Estación meteorológica	P <sub>90</sub>	P <sub>99</sub>	P <sub>max</sub>
2000	-0,52*	-0,13	0,07	2011	-0,09	-0,03	-0,12
2005	-1,99*	-0,29*	-0,85	2085	-0,05	0,01	0,12
2006	-0,91*	-0,08	-0,18	2121	-0,05	0,00	0,07
2009	-1,66*	-0,33*	-0,12*	2234	-0,06	0,00	0,05
2016	-0,85*	-0,08	-0,91*	2236	-0,02	0,01	0,09
2028	-1,35*	-0,28*	-1,01*	2257	-0,04	-0,02	-0,16
2030	-0,60*	-0,12	0,65	2263	0,02	-0,01	-0,15
2031	-0,89*	-0,03	0,73	2300	-0,07	0,00	-0,06
2035	-0,80*	-0,05	-0,42*	2305	-0,03	0,01	-0,14
2046	-0,10	-0,28	-1,30*	2319	0,04	0,02	-0,01
2049	-1,28*	-0,14	-0,13	2354	0,02	-0,01	-0,21
2051	-0,31	0,01	-0,02	2362	0,11	0,05*	0,43
2052	-0,58	-0,11	-0,09	2363	0,06	0,05*	0,05
2068	-0,75*	-0,31*	-0,73*	2440	0,00	0,00	0,01
2073	-0,61	-0,11	-0,05	2491	-0,06	-0,02	0,12
2076	-0,56	-0,05	-0,89*	2619	0,20*	0,01	0,23
2082	-1,11*	-0,22	-0,16	2632	-0,09	-0,01	-0,09
2089	-0,54	-0,09	-0,21	2636	0,05	0,02	0,13
2094	-0,72	-0,14	-4,92*	2676	0,02	-0,01	0,05
2101	-0,89*	-0,12	-0,19	2748	-0,02	0,00	-0,07
2062*	-0,69	-0,17	-7,40*	2754	0,01	0,01	0,10
2066*	-1,21*	-0,13	-17,41*	2959	0,02	0,02	0,35
Media	-0,84	-0,15	-1,52	Media	0,00	0,01	0,03
δ	0,43	0,10	3,97	δ	0,07	0,02	0,16

Tabla 5.9. Pendientes de las regresiones lineales realizadas con los índices de caudal alto y precipitación intensa anuales. \* Indica estadísticamente significativo ( $\alpha < 0,05$ )

De forma complementaria se muestra en la Figura 5.20 y en la Figura 5.21 la evolución de los índices estacionales Q<sub>90</sub> y P<sub>90</sub>; y Q<sub>99</sub> y P<sub>99</sub>, respectivamente, del promedio del conjunto de estaciones, lo que nos permite apreciar la variabilidad inter-anual y los paralelismos y diferencias entre los caudales altos y las precipitaciones intensas (se omiten los gráficos correspondientes a Q<sub>max</sub> y P<sub>max</sub> puesto que las series promedio del conjunto de estaciones son de magnitudes muy diferentes y su representación en el mismo gráfico no es posible). Obviando las tendencias en las series, la variabilidad inter-anual de los índices muestra un claro paralelismo entre la evolución del número de días con caudal alto, y del número de días con precipitación intensa, tanto para las series anuales, como estacionales. Los coeficientes de variación interanual son elevados para ambos, precipitación y caudales intensos; sin embargo son de mayor magnitud para los índices de caudal, (CV Q<sub>90</sub> = 0,74; CV Q<sub>99</sub> = 1,10) que para los de precipitación (CV P<sub>90</sub> = 0,24; CV P<sub>99</sub> = 0,39). Asimismo la variabilidad es mayor para ambos, precipitación y caudal, en el número de días en los que se supera el percentil 99 respecto al

número de días en los que se supera el percentil 90, lo que da constancia del carácter más variable y aleatorio de los eventos de más extremos. En cualquier caso, y a pesar de estas diferencias expuestas, los gráficos de evolución de los distintos índices son ilustrativos del paralelismo existente entre el número de días en que se superan los percentiles de caudal alto y precipitación intensa, con una clara coincidencia en los momentos con valores más altos y bajos de las series. Se podría afirmar por ello que la evolución de los caudales altos está estrechamente ligada a la evolución de los eventos de precipitación intensa, sin embargo, el descenso acusado de los primeros ante unos índices de precipitación que no muestran una tendencia evidente, sugiere la existencia de un factor externo que está alterando dicha relación.

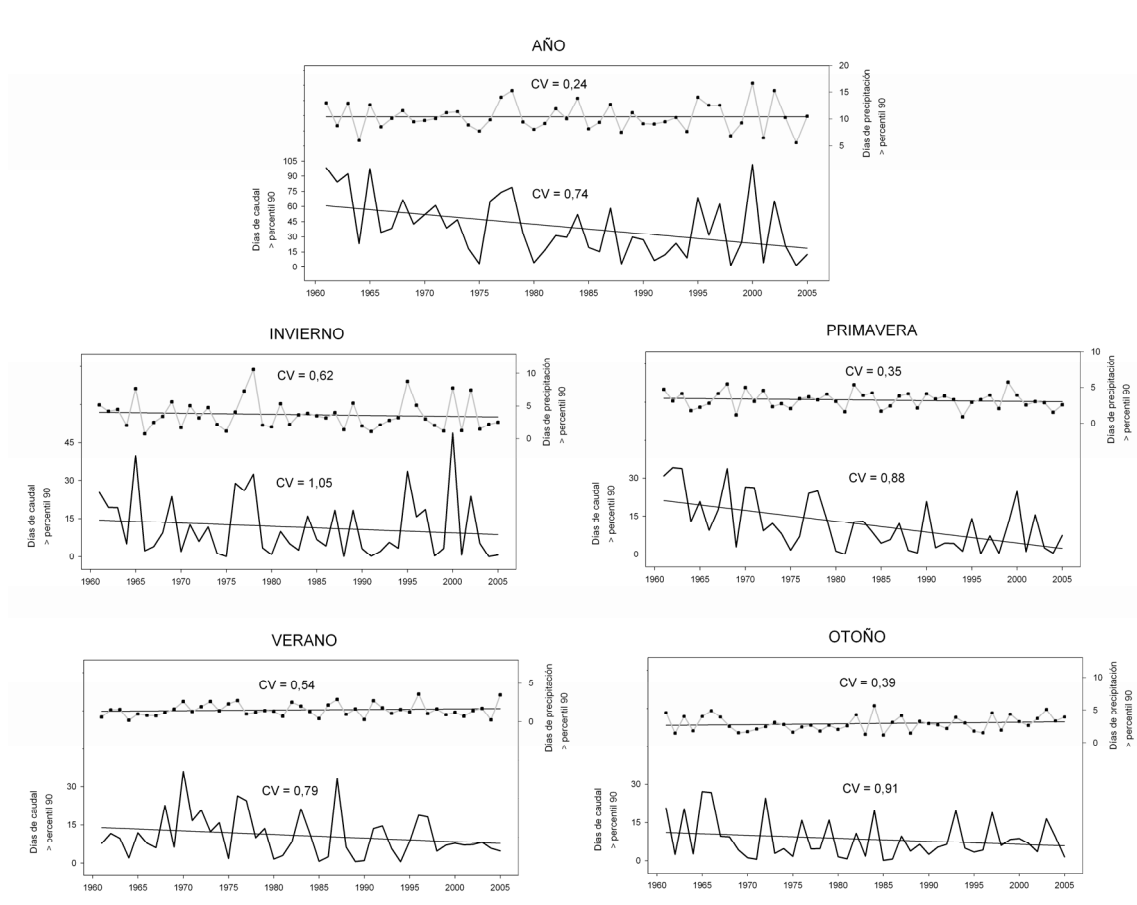


Figura 5.20. Evolución de los índices anuales y estaciones de caudal alto  $Q_{90}$  (línea negra) y precipitación intensa  $P_{90}$  (línea gris con puntos) durante el periodo de estudio, de las series promediadas del conjunto de estaciones.

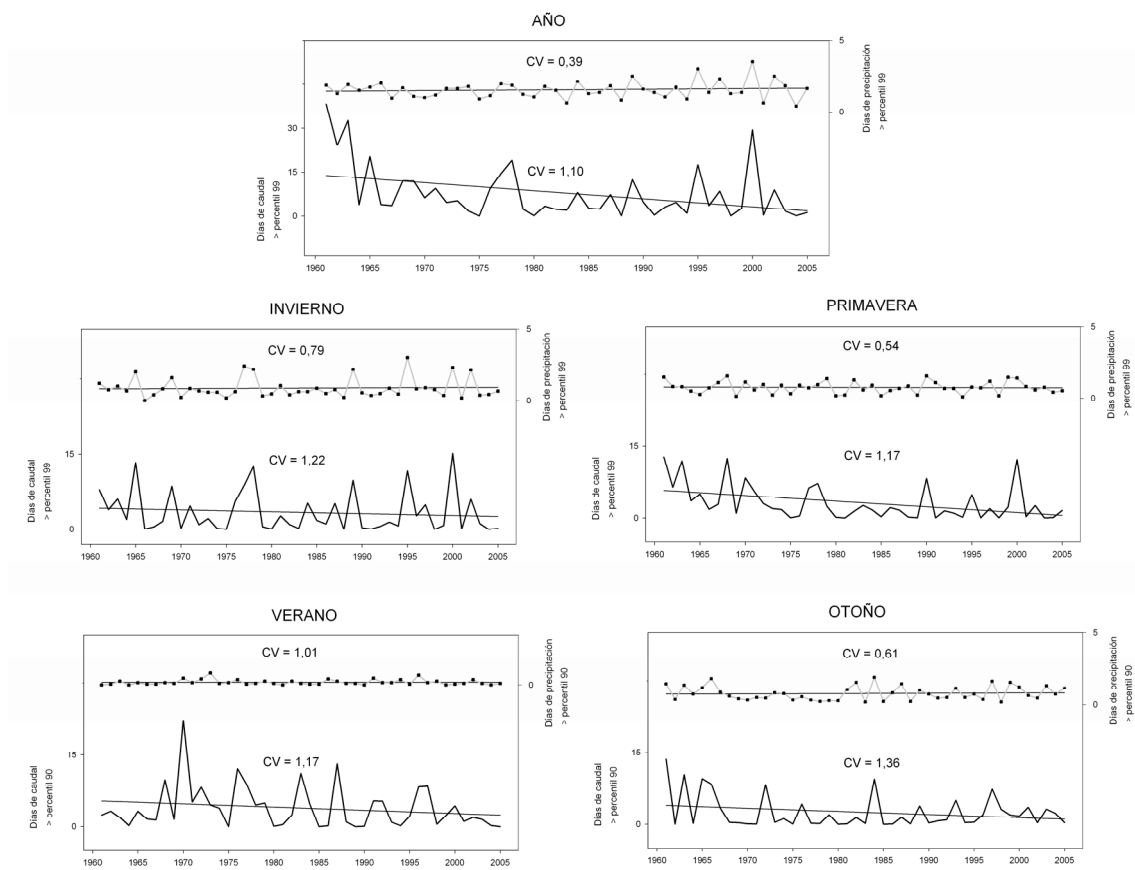


Figura 5.21. Evolución de los índices anuales y estaciones de caudal alto  $Q_{99}$  (línea negra) y precipitación intensa  $P_{99}$  (línea gris con puntos) durante el periodo de estudio, de las series promediadas del conjunto de estaciones.

No es la primera vez a lo largo del trabajo que encontramos tendencias dispares entre el comportamiento inter-anual de los caudales y el de las precipitaciones, y anteriormente hemos aludido al incremento de la cubierta vegetal en cabecera y a las crecientes temperaturas como los factores que con mayor probabilidad pueden estar influyendo en dicha disimetría. Recordamos de nuevo que los análisis que intentan resolver esta hipótesis y las interpretaciones al respecto se mostrarán con detalle en el capítulo 7 del trabajo, donde además se lleva a cabo un detallado análisis de los cambios experimentados por la cubierta vegetal en la cuenca.

### 5.3.2. Evolución de los caudales bajos

Para caracterizar los caudales bajos se han seleccionado los percentiles 1 y 10 de la distribución de frecuencias, y se han calculado las series de excedencias, esto es, el número de días con caudal por debajo de los cuantiles correspondientes (Tabla 5.7). El procedimiento

para evaluar sus tendencias y magnitudes de cambio también ha sido el mismo que el realizado para los caudales altos. Asimismo se ha pretendido comparar su evolución con la de unos índices de precipitación que, a priori, podrían tener relación con éstos. Los caudales bajos dependen básicamente de las condiciones de humedad precedentes de la cuenca, o de la alimentación del agua de acuíferos, respondiendo a las condiciones climáticas a escalas temporales muy variadas, pero nunca como respuesta a los días con precipitación escasa. Por lo tanto, y al contrario que en el caso de los caudales altos y precipitación intensa, se ha descartado el análisis de los percentiles bajos de precipitación para compararlos con los de los caudales bajos. Los índices de precipitación seleccionados para ello han sido la precipitación media anual y estacional ( $P_m$ ), y el número de días sin precipitación, o con precipitación inferior a 1 mm ( $P_0$ ).

La Figura 5.22 muestra la variabilidad de los coeficientes de Mann-Kendall para los índices anuales estacionales de caudales bajos y los índices seleccionados de precipitación, y la Figura 5.23 indica su distribución espacial en la cuenca. Para las series anuales, los coeficientes MK en los índices de caudal bajo muestran gran variabilidad, con valores positivos y negativos; sin embargo se aprecia una prevalencia de estaciones con tendencia positiva significativa (60%, Tabla 5.10). La mayoría de coeficientes negativos aparecen en las estaciones localizadas en el sector noroeste de la cuenca, mientras que el resto del territorio presenta en general tendencias positivas. De forma general se puede afirmar que el número de días con caudales por debajo de los percentiles 1 y 10, esto es, con caudales bajos, está aumentando en el tiempo, pues las dos estaciones correspondientes al curso bajo del Duero presentan asimismo tendencias positivas y estadísticamente significativas. Los índices de precipitación seleccionados por su posible relación con los caudales bajos no presentan, sin embargo, capacidad aparente para explicar el aumento generalizado en la frecuencia de los caudales bajos. La precipitación media, como se vio en el capítulo 4 del trabajo, y como muestran las estaciones seleccionadas en este apartado, no presenta una tendencia generalizable. Se observan coeficientes tanto positivos como negativos, pero en la mayoría de los casos con baja significación estadística y además con una distribución aleatoria en el espacio. Por otro lado el número de días secos ( $P_0$ ) presenta un descenso generalizado, pues la mayoría de estaciones muestra coeficientes negativos (45% no significativos y 36% significativos, Tabla 5.10) y solamente 3 estaciones registran coeficientes positivos.

A escala estacional también se observan diferencias marcadas entre las tendencias para los índices de precipitación y los índices de caudales bajos. El número de días con caudales bajos ha aumentado significativamente en invierno, y en este caso sí podría existir correspondencia con la precipitación media de invierno, que ha experimentado una evolución ligeramente negativa. En primavera se registra el incremento más notable en  $Q_1$  y  $Q_{10}$ , con coeficientes positivos en la mayoría de observatorios, siendo significativos en el 70% de los casos. Sin embargo la precipitación media de primavera no muestra tendencias significativas, y, al igual

que a escala anual, el número de días secos ha descendido de manera apreciable. En verano y otoño los índices muestran un comportamiento similar al de la primavera, aunque algunas estaciones (las localizadas en el sector noroccidental de la cuenca) muestran coeficientes negativos en el número de día con caudales bajos.

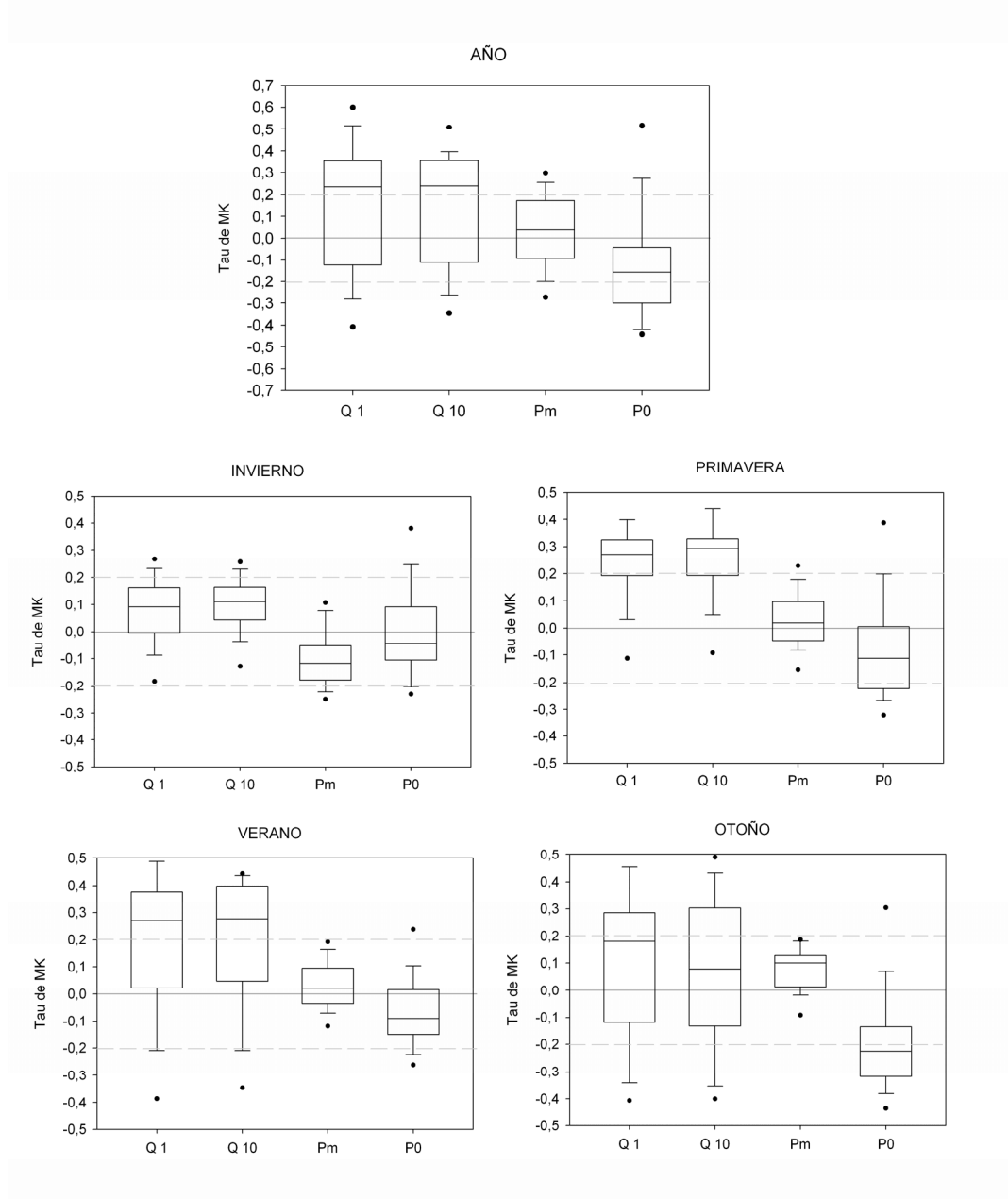
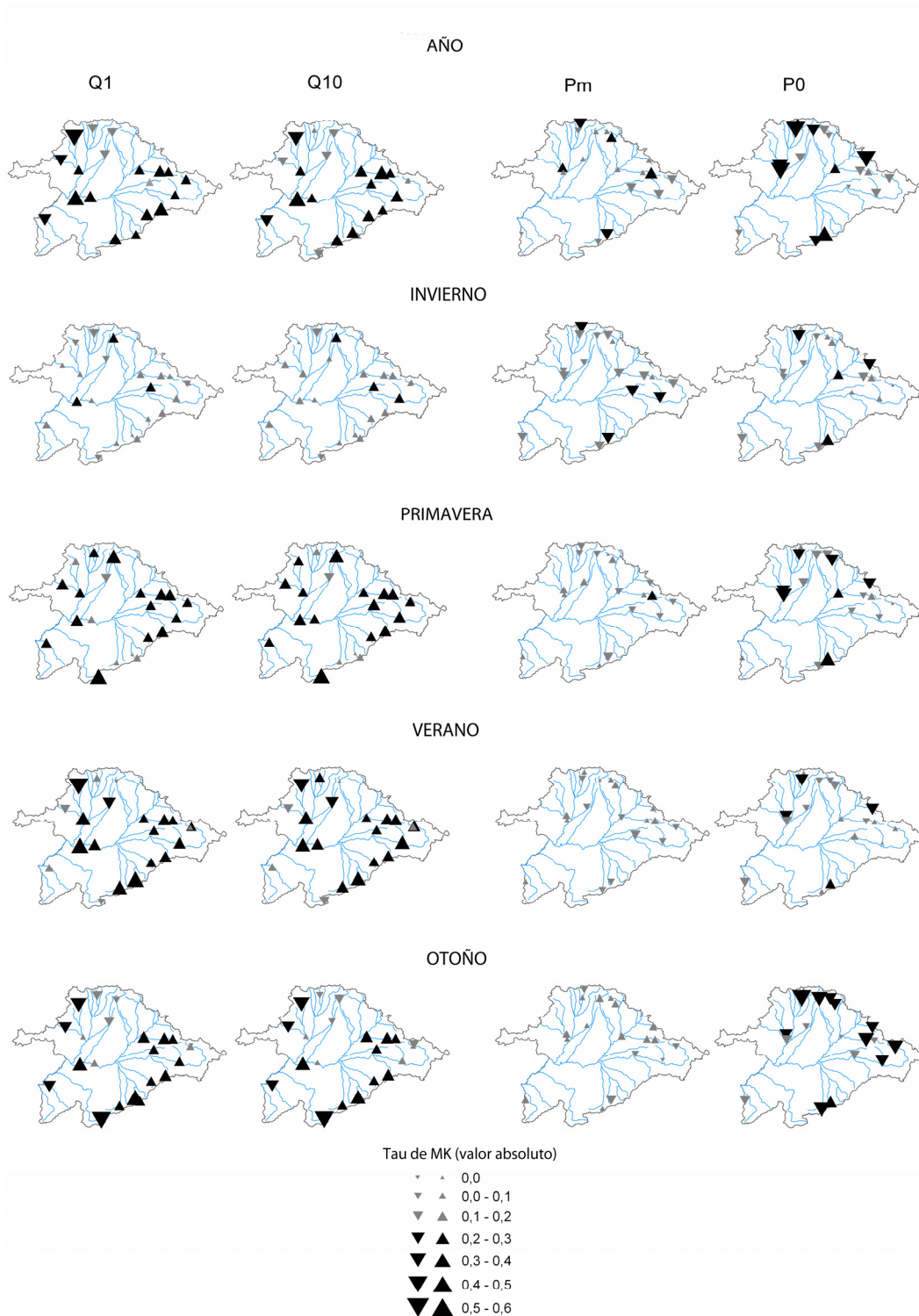


Figura 5.22. Tendencias en los índices de caudales bajos ( $Q_1$  y  $Q_{10}$ ), respecto a los índices de precipitación  $P_m$  y  $P_0$ , para las 22 estaciones de aforo y las 22 de precipitación. Línea continua = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil (rango intercuartil); brazos= percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.



*Figura 5.23. Distribución espacial de las tendencias en los índices (anuales y estaciones) de caudal bajo y precipitación asociada. El tamaño del triángulo indica la intensidad de la tendencia, y su dirección el signo de la misma (hacia abajo, tendencia negativa; hacia arriba, tendencia positiva). El color negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).*

	Tendencia	Q <sub>1</sub>	Q <sub>10</sub>	P <sub>m</sub>	P <sub>0</sub>
AÑO	PS	59%	55%	14%	14%
	PN	14%	18%	45%	5%
	NN	14%	18%	32%	45%
	NS	14%	9%	9%	36%
INVIERNO	PS	14%	14%	9%	0%
	PN	64%	77%	36%	14%
	NN	23%	9%	45%	68%
	NS	0%	0%	9%	18%
PRIMAVERA	PS	68%	73%	5%	9%
	PN	27%	23%	50%	18%
	NN	5%	5%	45%	45%
	NS	0%	0%	0%	27%
VERANO	PS	59%	64%	0%	5%
	PN	18%	18%	64%	32%
	NN	14%	9%	36%	50%
	NS	9%	9%	0%	5%
OTOÑO	PS	50%	41%	0%	5%
	PN	14%	18%	77%	5%
	NN	18%	23%	23%	32%
	NS	18%	18%	0%	59%

*Tabla 5.10. Porcentaje de estaciones cuyos índices de caudal bajo y precipitación asociada muestran tendencias positivas significativas (PS); positivas no significativas (PN); negativas no significativas (NN) y negativas significativas (NS).*

Al igual que se hecho para los caudales altos, en la Figura 5.24 se muestra la evolución inter-anual del índice de caudal bajo Q<sub>10</sub>, y se compara con la evolución de la precipitación media del conjunto de estaciones seleccionadas. En primer lugar se observa cómo, al igual que en los caudales altos, el ratio de variabilidad (coeficiente de variación) es mucho mayor en el índice de caudal bajo que en el de precipitación, lo que da una idea del alto grado de incertidumbre que presenta la respuesta hidrológica de la cuenca, ante un ya de por sí variable comportamiento inter-anual de las precipitaciones. En segundo lugar se aprecia también un leve paralelismo en la evolución de los índices, lo cual indica un cierto grado de dependencia de los caudales bajos respecto a la precipitación media; no obstante el solapamiento no es tan claro como el observado para los índices de caudal alto y precipitación intensa. Por otro lado, es evidente también la disparidad en la dirección de las líneas de tendencia, con un claro incremento en el número de días con caudal bajo, ante unas precipitaciones medias sin apenas variación a largo plazo. Se puede concluir, en base a estas observaciones, que la frecuencia en los caudales bajos está aumentando con independencia de la evolución de la precipitación. Al igual que se ha aludido al descenso en los caudales altos en términos de la capacidad de la cuenca para absorber la precipitación intensa por medio de la cubierta vegetal, quizás sea esta también la interpretación más plausible para explicar el aumento en el número de días con caudal bajo. Si atendemos a los índices anuales, los caudales bajos se concentran en los meses de verano, lo que se denomina comúnmente como el estiaje de los ríos. Los caudales

de verano presentan una enorme dependencia de las condiciones de humedad precedentes en la cuenca de drenaje, ya que las precipitaciones durante esta estación son escasas, y su efecto hidrológico es imperceptible, al encontrarse prácticamente agotada la reserva del agua en el suelo y evaporarse la poca cantidad de agua que cae (Ceballos *et al.* 2002b). También los caudales bajos reflejan la alimentación subterránea del agua contenida en los acuíferos; teniendo en cuenta que las precipitaciones no presentan una tendencia evidente a lo largo del periodo de estudio, y que el sustrato geológico no varía en la escala de tiempo en la que trabajamos, asumimos que no existe una variación perceptible del agua contenida en los acuíferos. Se puede argumentar por lo tanto, que el aumento en la frecuencia de caudales bajos quizás se deba al descenso, independiente de la precipitación, en las condiciones de humedad del suelo en la cuenca durante la primavera; y este a su vez sea producto del efecto conjugado del aumento térmico, y el crecimiento de la superficie vegetal en las cabeceras.

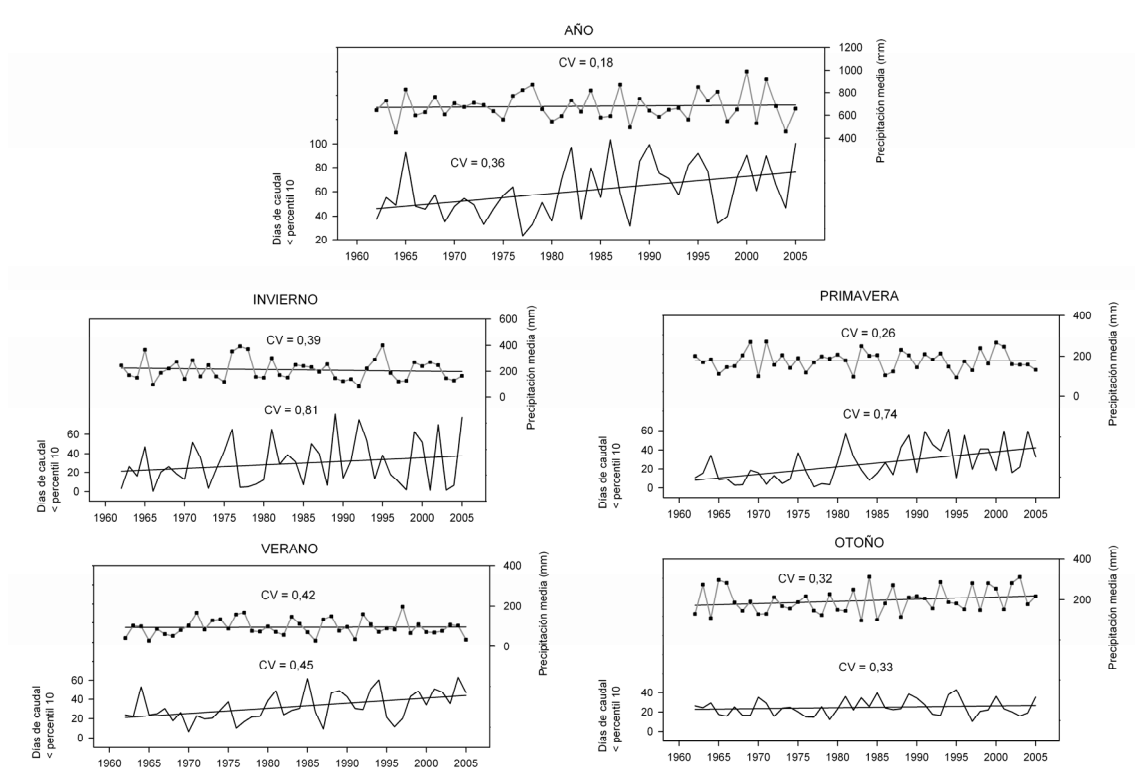


Figura 5.24. Evolución de los índices anuales y estaciones de caudal bajo  $Q_{10}$  (línea negra) y precipitación media  $P_m$  (línea gris con puntos) durante el periodo de estudio, de las series promediadas del conjunto de estaciones.



### 5.3.3. Cambios en la contribución de los caudales altos y bajos a los caudales totales

Independientemente de haber observado tendencias evidentes en la frecuencia de caudales altos y bajos, se analiza a continuación cómo ha contribuido cada parte de la distribución de frecuencias al descenso comprobado en los recursos hídricos. En términos prácticos vamos a comprobar si el descenso en el número de días con caudales altos y el aumento en la frecuencia de los caudales bajos se traducen en un descenso en su contribución al volumen de aportaciones totales o, si por el contrario, su importancia relativa es cada vez mayor. Para hacernos una idea de cómo contribuyen distintas magnitudes de caudal a las aportaciones totales se han calculado los deciles de la distribución de frecuencias de la serie total de caudales diarios, esto es, las magnitudes de caudal que representan el 10, el 20, el 30% (y sucesivos), y el número de días necesarios para alcanzar cada clase (Osborn *et al.* 2000, López-Moreno *et al.* 2006). La Figura 5.25.a nos muestra una alta concentración de los caudales anuales en muy pocos eventos. De media, un 53% de días con caudal bajo son necesarios para sumar el 10% de los caudales de la serie, aunque la variabilidad entre estaciones de aforo es alta, a juzgar por la amplitud de los diagramas de caja. Para sumar el segundo 10%, se requiere un número muy inferior de días (15%), y estos descienden paulatinamente, de tal forma que en menos de un 1% de los días se registran los eventos de caudal más elevado que suman último 10% de la aportación anual, lo que no hace sino ratificar la elevada variabilidad que muestran los caudales de la cuenca a lo largo del año. En epígrafes anteriores se ha demostrado un descenso generalizado en los aportes fluviales de la cuenca, acompañado de un descenso en la frecuencia de los caudales altos, y un aumento en la frecuencia de los caudales bajos; mediante el análisis de tendencias en las contribuciones (Figura 5.25.b) observamos que, dentro de esa evolución negativa, los caudales altos (deciles 60 en adelante) han contribuido cada vez menos a los aportes totales, mientras que los caudales bajos (deciles 10, 20 y 30) han aumentado su importancia relativa a lo largo del tiempo.

Se ha demostrado por lo tanto que no sólo están descendiendo las aportaciones medias de los ríos de la cuenca, sino que este descenso lleva implícito a su vez una menor importancia de los caudales altos (incluyendo los máximos) reduciendo significativamente su frecuencia. De la misma forma se ha producido un aumento en la frecuencia de los caudales más bajos, y su contribución relativa a los aportes totales es cada vez más mayor.

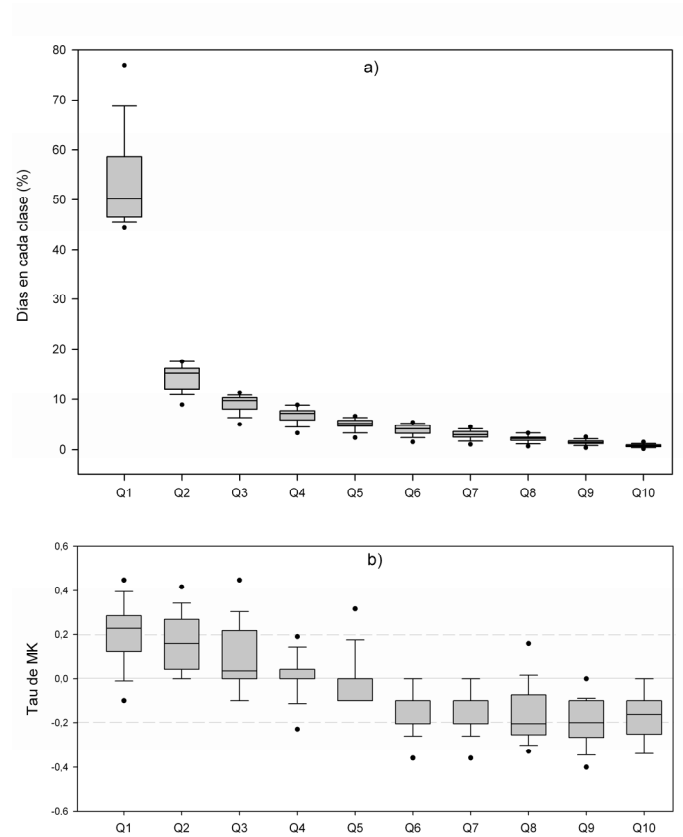


Figura 5.25. a) Porcentaje de días que contribuyen a alcanzar las diferentes clases de magnitud de caudal; b) Tendencias en la contribución de las distintas clases al caudal total, en las 22 estaciones de aforo (las líneas discontinuas indican significación estadística al 95% de confianza). Diagramas de caja: Línea continua = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil (rango intercuartil); brazos= percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.

Nuestros resultados permiten a su vez complementar otros trabajos realizados en distintos ámbitos geográficos y a distintas escalas. En un territorio cercano, el noreste de la Península Ibérica, se han encontrado inconsistencias entre las tendencias observadas por los caudales altos y los índices de precipitación intensa. Los ríos pirenaicos están experimentando un retroceso en la importancia relativa de los caudales altos (López-Moreno *et al.* 2006), y sin embargo los eventos de precipitación intensa no han mostrado tendencias significativas durante las últimas décadas (Beguiría *et al.* 2010, López-Moreno *et al.* 2010). Groisman *et al.* (2001), analizaron la frecuencia en los caudales altos en numerosas estaciones de los Estados Unidos, y su relación con la frecuencia en los eventos de precipitación intensa durante gran parte del siglo XX. Sus resultados apuntan a una estrecha relación en las tendencias observadas para ambos indicadores en las estaciones localizadas en el este del país, con un claro incremento del número de días con caudal alto, asociado al aumento del número de días de precipitación intensa. Sin embargo, en los observatorios localizados en la mitad occidental, el aumento en la frecuencia de eventos de precipitación intensa no lleva asociado un aumento

en el número de días con caudal alto. Los autores atribuyen esta divergencia a la mayor contribución del componente nival en los caudales de los ríos occidentales y sugieren que la reducción en el espesor y extensión del manto de nieve, debido al aumento térmico, en las cabeceras fluviales, lleva consigo un descenso de la frecuencia y magnitud de los caudales altos. Por otro lado Kundzewicz *et al.* (2005) y Svensson *et al.* (2005) analizaron las tendencias en los caudales altos y bajos de una muestra de estaciones en los distintos continentes y de un conjunto de ríos caudalosos a nivel mundial, respectivamente, con resultados dispares entre unos casos y otros. Para el continente europeo predominan los casos en los que han aumentado los caudales máximos, aunque también un número notable de ríos ha experimentado un retroceso en los mismos. Birsan *et al.* (2005) comprueban tendencias positivas en los caudales altos y bajos de los ríos suizos durante el invierno y mayor heterogeneidad, con tendencias positivas y negativas, durante la primavera y el verano, además de cierta divergencia entre las tendencias en los caudales y las tendencias en los cuantiles de precipitación. La homogeneidad observada en nuestros resultados para la mayor parte de los índices estudiados demuestra la idoneidad de operar a escala de cuenca hidrológica para detectar tendencias en los recursos hídricos, o para inferir posibles comportamientos futuros en el contexto del cambio global. En el mismo sentido debe ser interpretada la divergencia observada entre las tendencias en los indicadores hidrológicos y las tendencias en los índices de precipitación. La mayoría de las predicciones en cuanto a disponibilidad de agua bajo condiciones de cambio climático indican un descenso de al menos el 20% en los recursos hídricos para la región Mediterránea durante el siglo XXI, acompañado de un aumento en la frecuencia de eventos extremos como las avenidas fluviales, como consecuencia del incremento en las temperaturas, y la redistribución de la humedad atmosférica (Middelkoop *et al.* 2001, Milly *et al.* 2005), que concretamente en la región mediterránea llevará asociado un descenso en las precipitaciones (Allen & Ingram 2002, IPCC 2007). En la cuenca del Duero se ha demostrado un descenso notable de los recursos hídricos, acompañado de una reducción de los caudales altos e incremento en la frecuencia de los caudales bajos, con unas precipitaciones que han permanecido estacionarias a largo plazo. Cabe esperar por lo tanto una intensificación del proceso de cambio hidrológico y una pérdida cada vez mayor de recursos hídricos en las décadas venideras, a juzgar por las predicciones de aumento térmico y descenso pluviométrico para la región.

#### **5.4. El cambio en los regímenes fluviales**

Como ya se ha mencionado, los regímenes fluviales representan el estado medio de los caudales mensuales de un río a lo largo de un periodo de tiempo suficientemente prolongado. Esto no significa, no obstante, que los ríos hayan mantenido ese régimen constante a lo largo del tiempo. En este capítulo ha quedado demostrado que las aportaciones fluviales han experimentado tendencias regresivas, que son de mayor magnitud en unos meses que en otros, por lo que esto debe verse reflejado en la forma de los hidrogramas. Para identificar los cambios que han podido producirse en los regímenes a lo largo del periodo de estudio se han calculado los hidrogramas medios de los distintos tipos de regímenes en dos sub-periodos consecutivos, la primera mitad del periodo de estudio (1961-83) y la segunda (1984-2005). Previamente, no obstante, y dado que los potenciales cambios están relacionados con las tendencias sufridas por las aportaciones mensuales, los tres regímenes fluviales identificados en la sección 5.1 (R1, R2 y R3) se han subdividido en función de la distribución de las tendencias mensuales durante el periodo de estudio.

Al igual que los regímenes fluviales se han caracterizado con un análisis de componentes principales, para identificar los principales patrones de distribución de las tendencias mensuales (dada su variabilidad observada entre estaciones) se ha llevado a cabo el mismo tipo de análisis sobre los valores del coeficiente de Mann-Kendall mensual de cada estación. Los resultados del PCA (Tabla 5.1) muestran seis componentes principales que explican el 95% de la varianza. En este caso, tan sólo se han seleccionados los tres primeros, dado que entre ellos se explica un 73% de la varianza, y existe un salto significativo en el porcentaje de varianza explicado entre el tercer y cuarto componente. Al igual que para identificar los regímenes, las cargas factoriales máximas (Tabla 5.12) se han utilizado para establecer los grupos, y para cada uno de los tres se han calculado los valores medios del estadístico tau de Mann-Kendall. En la Figura 5.26 se muestran los gráficos de los tres grupos identificados, y su distribución espacial. Un total de 11 estaciones están representadas por el primer tipo de régimen de tendencia (T1), la mayoría de ellas localizadas en el curso del río Duero. Los valores del coeficiente de MK promediados para todas ellas muestran tendencias regresivas durante todo el año y significativas en octubre, marzo y los meses de verano. El segundo grupo, T2, está representado por 25 estaciones, y el gráfico de tendencias medias muestra valores negativos en los meses de invierno y primavera, y tendencias positivas en verano. Por su parte un total de 20 estaciones muestra la mejor correlación con el tercer tipo, T3, y los valores de tau de MK promediados reflejan tendencias negativas de enero a septiembre y ausencia aparente de tendencias en los meses de otoño y diciembre. Las estaciones pertenecientes a T2 y T3 no parecen presentar una distribución característica en el espacio.

Componente	Autovalores iniciales			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de varianza	acumulado %	Total	% de varianza	acumulado %
1	21,96	39,22	39,22	15,47	27,63	27,63
2	18,09	32,30	71,52	12,78	22,82	50,44
3	5,98	10,67	82,19	12,69	22,66	73,10
4	3,52	6,29	88,48	8,22	14,68	87,79
5	2,06	3,69	92,16	2,30	4,11	91,89
6	1,85	3,30	95,46	2,00	3,57	95,46

Tabla 5.11. Resultados del análisis de componentes principales, con rotación Varimax, realizado para las tendencias (tau de Mann-Kendall) mensuales.

Estación de aforos	Componente			Estación de aforos	Componente		
	1	2	3		1	2	3
2000	0,18	0,28	0,80*	2049	0,28	0,53*	-0,12
2002	0,89*	-0,21	0,29	2050	-0,05	0,90*	0,32
2004	0,90*	0,00	0,25	2051	-0,06	0,65*	0,07
2005	0,60	0,36	0,68*	2052	-0,40	0,26*	0,02
2006	-0,35	0,63	0,65*	2054	0,87*	-0,20	0,10
2009	0,34	0,46	0,50*	2056	-0,29	0,69*	0,08
2010	0,55*	-0,68	-0,23	2062	0,51	0,76*	0,31
2011**	-0,61	0,00	-0,38	2066	0,97*	-0,01	0,02
2015	0,96*	-0,08	0,02	2068	-0,22	0,74*	0,53
2016	0,15	0,91*	0,27	2070	-0,39	0,80*	0,29
2019	0,15	0,14	0,88*	2073	-0,60	0,29*	-0,14
2020**	-0,25	-0,14	-0,59	2074	-0,77	0,38*	-0,03
2021	0,16	0,21	0,74*	2076	-0,58	0,62*	0,24
2022	-0,53	0,53*	0,36	2077	0,46	0,41	0,63*
2024	-0,26	0,26*	-0,18	2078	-0,82	0,15	0,33*
2028	-0,08	0,34	0,92*	2082	-0,04	0,63	0,70*
2029	-0,31	0,53	0,60*	2088	0,94*	0,02	0,16
2030	0,66	0,03	0,72*	2089	-0,48	0,67*	0,42
2031	0,65	-0,08	0,71*	2091	0,31	-0,29	0,86*
2034	0,52	-0,05	0,53*	2094	-0,48	0,80*	0,10
2035	-0,48	0,54	0,56*	2095	-0,64	0,61*	0,00
2036	-0,01	0,71*	0,54	2101	-0,02	0,41	0,81*
2040	0,26*	-0,28	0,14	2102	-0,74	0,19*	-0,26
2041	-0,15	0,29	0,86*	2103	-0,70	0,32*	-0,21
2042	-0,24	0,27*	-0,03	2104	-0,36	0,72*	0,37
2043	0,49	0,66*	0,07	2107	0,08	0,24	0,69*
2044	0,70*	-0,35	0,36	2108	0,38	0,33	0,73*
2047	0,45*	-0,74	0,26	2109	0,88*	-0,16	-0,17

Tabla 5.12. Cargas factoriales resultantes del PCA realizado para las tendencias mensuales. \* Indica la carga factorial máxima. \*\* Indica ausencia de correlación positiva, por lo que se han excluido de los análisis posteriores (estaciones 2011 y 2021).

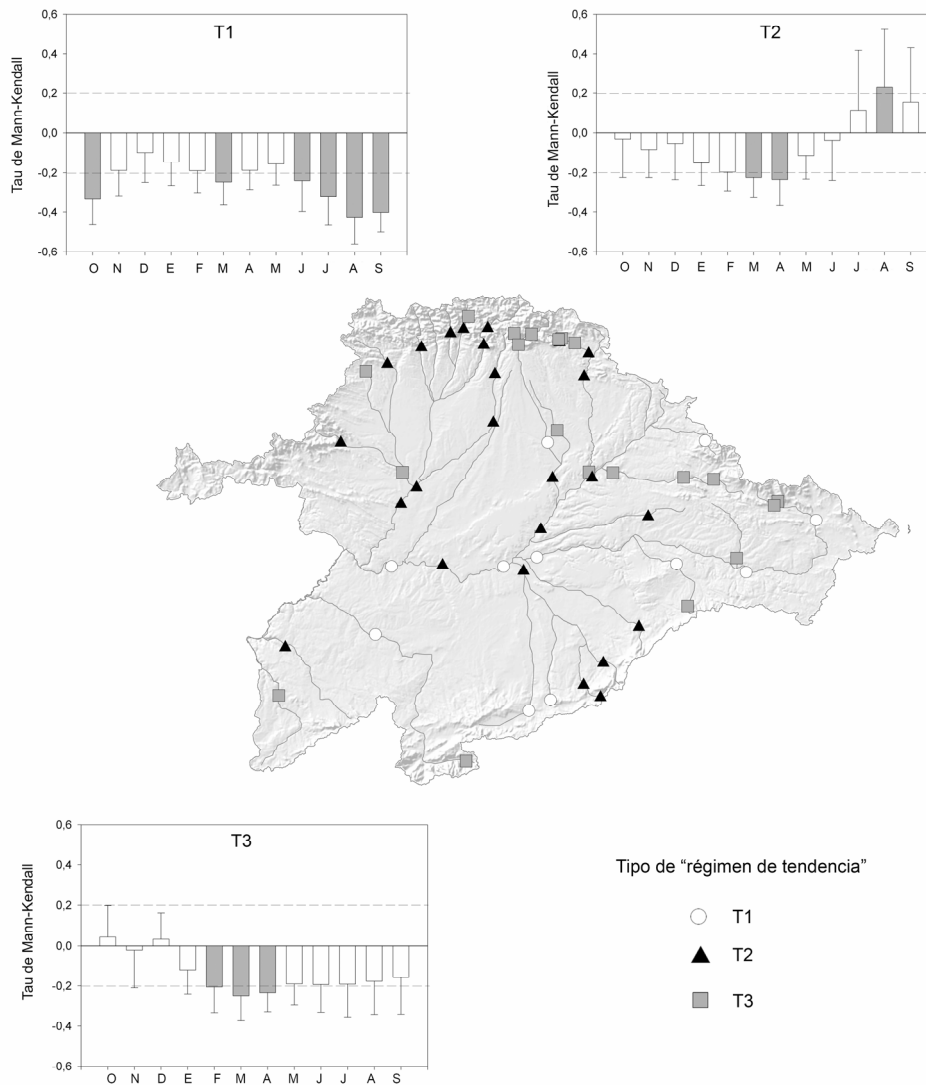


Figura 5.26. .Tipos de "régimen de tendencias" y su distribución en la cuenca del Duero

La combinación de los tipos de régimen fluvial, con los de régimen de tendencia identificados, ofrece un total de 9 grupos de estaciones, que estarán caracterizadas por tener un régimen fluvial y un patrón de tendencias mensuales en los aportes específicos (Tabla 5.13). Como se indicó previamente, las estaciones pertenecientes al R3 presentaban un régimen con un claro componente de regulación hidrológica. Como en este apartado se buscan los cambios potencialmente ocurridos por causas naturales (el último capítulo del trabajo aborda los cambios producidos por la gestión de embalses), se han descartado del presente análisis los tres grupos correspondientes a R3. Además, el tipo R2T1 no presenta ningún caso, por lo que se analizan los cambios en los regímenes en 5 de los 9 grupos originales.

Tipo de regimen fluvial	Tipo de régimen de tendencia			Total
	T1	T2	T3	
R1	9	18	14	41
R2	0	4	5	9
R3	2	3	1	6
Total	11	25	20	56

*Tabla 5.13. Número de estaciones pertenecientes a cada tipo de régimen fluvial y régimen de tendencias.*

En la Figura 5.27 se muestran por un lado el porcentaje de cambio en los aportes mensuales de la segunda mitad del periodo con respecto a la primera (columna a) y por otro los hidrogramas de cada uno de los dos subperiodos (columna b). Para justificar si los cambios observados entre hidrogramas son estadísticamente significativos, se aplicó a las muestras el test de Wilcoxon-Mann-Whitney (Wilks 2006). Aunque los test paramétricos, como el t-test son más potentes para la comparación de muestras, se ha utilizado el test de Wilcoxon-Mann-Whitney dado que no requiere muestras con una distribución normal (Helsel & Hirsch 1992). Los resultados (Tabla 5.14) se comentan a continuación:

R1T1. Los ríos pertenecientes a este grupo muestran un descenso en las aportaciones entre los dos periodos en todos los meses excepto diciembre y enero. En el resto de los meses, el porcentaje de cambio ha sido cercano a un -30%, con los ratios más acusados a finales del verano (más de un 40% negativo). Estas pérdidas se ven reflejadas en la forma del hidrograma, con cambios significativos entre los dos periodos entre febrero y noviembre. En el primer subperiodo el pico de caudal se producía en febrero y marzo, y en el segundo subperiodo este pico ha desaparecido, y se ha desplazado a enero. De abril a noviembre las aportaciones son significativamente más bajas en el segundo periodo con respecto al primero, aunque ello no se refleja en la forma del hidrograma, que permanece más o menos estable para dichos meses. Tan sólo en diciembre aparecen aportaciones más elevadas en el segundo periodo, aunque no son estadísticamente significativas.

R1T2. Esta clase agrupa al mayor número de estaciones (18). El cambio es similar al registrado en las estaciones de la clase anterior, con la diferencia de que hay un cambio positivo en octubre y los meses de verano, con valores máximos en agosto (por encima del 50%). El resto de los meses muestra ratios de cambio próximos al -30%. Los hidrogramas indican un cambio drástico, con la desaparición del pico en febrero y pérdidas significativas de diciembre a junio. El cambio positivo de los meses de verano se ve reflejado muy sutilmente en el hidrograma, con aportaciones más bajas en el segundo periodo que en el primero, y sin significación estadística.

R1T3. El cambio hidrológico en este grupo muestra una combinación de las dos clases anteriores, con un aumento de las aportaciones en octubre y diciembre y un descenso en el resto de los meses, incluidos los de verano. Febrero muestra, nuevamente, el mayor porcentaje

de cambio negativo (en torno a un 40%). La forma del régimen ha experimentado un cambio similar, con el desplazamiento del pico de febrero a enero, y además un descenso significativo de las aportaciones de enero a julio. Entre agosto y diciembre los cambios no son estadísticamente significativos.

R2T2. Tan sólo cuatro estaciones pertenecen a este grupo, aquellas caracterizadas por presentar el pico de caudal en primavera y tendencias positivas en los meses de verano. Los ratios de cambio son negativos de octubre a mayo (excepto en diciembre), y se produce un espectacular aumento de las aportaciones en verano, llegando a un 300% en el mes de agosto. Se aprecian, no obstante, diferencias en cuanto a este cambio en verano, entre las estaciones. El aumento más relevante se produce en dos estaciones ubicadas en la cabecera del río Elsa. Sin lugar a la duda, este aumento se debe a la introducción de un cambio brusco en la gestión hidrológica del río con posterioridad a la construcción, en 1988, del embalse de Riaño. Las aguas bajas en primavera, independientemente de la variabilidad o las tendencias climáticas, indican el embalsado de agua, que es posteriormente liberada en los meses de verano, dando lugar a caudales inusualmente altos en julio, agosto y septiembre.

R2T3. Las estaciones en esta clase también presentan caudales máximos en primavera, pero los cambios responden a variaciones naturales de componente climática, con cambios negativos para todos los meses, excepto octubre y diciembre. Los hidrogramas muestran un cambio notable en el régimen entre los dos periodos. En primer lugar, los caudales de primavera han descendido notablemente, y el pico se ha adelantado un mes, del mes de mayo en el primer subperiodo a abril en el segundo. En segundo lugar el régimen ha pasado de tener un único pico en primavera, a presentar un pico secundario en enero, debido al marcado descenso de los caudales de febrero.

Clase	n	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep
R1T1	9	0,00*	0,02*	0,12	0,09	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,02*	0,01*	0,00*
R1T2	18	0,59	0,08	0,00*	0,01*	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,64	0,08	0,07
R1T3	14	0,36	0,20	0,05	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,00*	0,04*	0,18	0,41
R2T2	4	1,00	0,08	0,56	0,08	0,08	0,25	0,08	0,04	0,39	0,02*	0,02	0,04*
R2T3	5	0,35	0,75	0,46	0,46	0,01*	0,08	0,02*	0,05	0,17	0,46	0,46	0,60

*Tabla 5.14. Valores de significación estadística ( $\alpha$ ) del análisis Wilcoxon-Mann-Whitney entre las medias mensuales de los sub-periodos 1961-83 y 1984-05. \* Indica estadísticamente significativo ( $\alpha < 0,05$ ).*



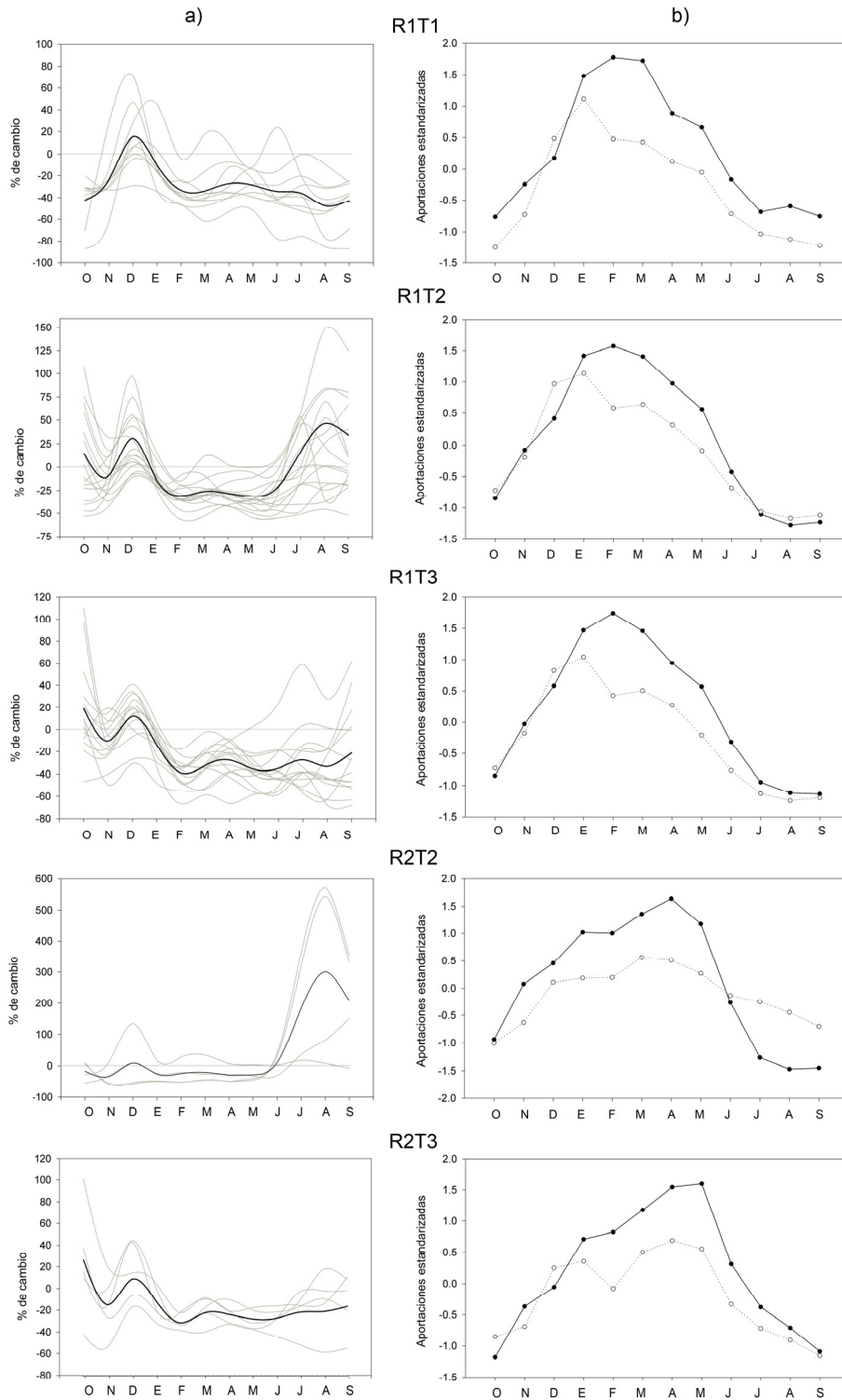


Figura 5.27. Cambios en los regímenes fluviales. a) porcentaje de cambio entre los subperiodos 1961-83 y 1984-05. Las líneas grises representan los casos individuales y la línea negra representa la media de todos los casos. b) Aportaciones mensuales estandarizadas promediadas para los subperiodos 1961-83 (línea negra) y 1984-05 (línea punteada). El nivel de significación estadística entre los sub-periodos se muestra en la Tabla 5.14.

En general se ha producido una reducción notable de las aportaciones en invierno y primavera, coincidiendo con los momentos de máximo caudal, lo que implica importantes pérdidas en términos de recursos hídricos. En los ríos con máximo invernal (R1), el descenso es mayor en los meses de febrero, resultando en un desplazamiento del pico a meses anteriores. Estas pérdidas reflejan las tendencias negativas en la precipitación de invierno, particularmente la de febrero. Otra característica común es el retroceso significativo de los caudales de primavera, que además en los ríos con el tipo de régimen R2 implica el adelantamiento en un mes del pico primaveral. Esto se debe probablemente a una combinación de dos procesos. En primer lugar, las tendencias negativas en la precipitación de invierno sugieren un descenso también en la precipitación en forma de nieve, y por lo tanto menor acumulación de nieve en las partes altas de las montañas, lo que significa menos agua de escorrentía una vez que se produce la fusión en primavera. En segundo lugar, la ocurrencia más temprana del pico primaveral podría ser atribuida a unas temperaturas de invierno y primavera más altas en la segunda mitad del periodo de estudio con respecto a la primera, lo que provocaría tanto una menor acumulación de nieve, como una fusión más temprana. El aumento térmico ha sido demostrado en el apartado anterior, y es considerado responsable de cambios en los regímenes fluviales en otros lugares de la península. Por ejemplo, López-Moreno (2005) demostró en los Pirineos una evolución regresiva del manto nivoso de abril durante las últimas cinco décadas, la cual presentaba buena correlación con las tendencias en precipitación en los meses precedentes a la fusión, y con las tendencias de las temperaturas de abril. Más recientemente, Pons et al. (2009) encontraron tendencias negativas en el número de “días de nieve” durante el invierno y la primavera en la mitad norte de España (incluyendo puntos de medición en la cuenca del Duero) durante las últimas tres décadas. En este caso, los autores demostraron que estas tendencias se correlacionaban mejor con la evolución de las temperaturas que con la de las precipitaciones. Cambios en los regímenes fluviales similares a los observados en este trabajo han sido detectados en otras zonas de montaña de la Península Ibérica y de la región Mediterránea. Por ejemplo García-Ruiz *et al.* (2001) y López-Moreno *et al.* (2008) demostraron una reducción significativa de los caudales primaverales, con una ocurrencia más temprana del pico máximo en los ríos pirenaicos, lo cual atribuyeron a la reducción de la cantidad de nieve acumulada, por condicionantes climáticos. Kalayci and Kahya (2006) encontraron tendencias negativas en los caudales mensuales de distintos ríos de Turquía, y lo relacionaron con las crecientes temperaturas y evapotranspiración. Temperaturas ascendentes han sido también asociadas con cambios en los regímenes en otros sistemas montañosos, (con distintos tiempos de máximos y mínimos) como por ejemplo los Alpes. Allí, Birsan *et al.* (2005) documentaron incrementos significativos en los caudales de invierno y primavera y descensos en los de verano, ambos relacionados con una menor acumulación nival (menos precipitación en forma de nieve y más en forma de lluvia) y una fusión más temprana.

Si esto es lo que ha ocurrido en el pasado reciente, las predicciones basadas en escenarios de cambio climático, sugieren que las tendencias observadas irán todavía a más en las próximas

décadas. Por ejemplo, para distintos escenarios de aumento térmico y concentración de gases invernadero, Baltas (2007) indicó una reducción significativa de los caudales de primavera debido al descenso de la acumulación de nieve, así como un adelanto de un mes del periodo de aguas altas, en distintos ríos de Grecia. Para los Alpes, Middelkoop *et al.* (2001) han establecido futuros cambios en los regímenes fluviales, con los caudales de invierno dominando sobre los de primavera (al contrario de lo que sucede en la actualidad), debido a la reducción del componente de la fusión nival en la escorrentía. Asimismo Krasovskaia & Gottschalk (2002) han proyectado un aumento en la frecuencia de regímenes pluviales en detrimento de los nivales en los ríos de los países nórdicos. En un estudio que aglutina los grandes ríos del continente europeo, Arnell (1999) concluye que, debido al aumento de las temperaturas, los cambios más significativos en el futuro ocurrirán en aquellos ríos con regímenes dominados por la fusión nival, esto es, en las áreas de montaña. Recientemente, Adam *et al.* (2009) han calculado cambios muy similares para el futuro, en las principales cordilleras del mundo.

### **5.5. Breve resumen de resultados**

Los regímenes fluviales de la Cuenca del Duero presentan una fuerte relación con la distribución intra-anual de la precipitación, sin embargo cierta variabilidad es introducida por el agua procedente de la fusión nival, y la regulación artificial de los caudales. Los análisis efectuados revelan la existencia de tres tipos contrastados de régimen fluvial:

- (1) un régimen pluvial, con caudales máximos en invierno, detectado en la mayoría de las estaciones de aforo;
- (2) un régimen nivo-pluvial con máximos en primavera, correspondiente con las estaciones localizadas a mayores altitudes;
- y (3) un régimen con alteración artificial de caudales, detectado en un número pequeño de estaciones.

El análisis de tendencias y evolución de los aportes fluviales revela un descenso significativo de los mismos en la mayoría de los ríos de la cuenca, que ha dado lugar a que a principios del siglo XXI se registren caudales inferiores en casi la mitad a los que se registraban a mediados del siglo XX. Este declive hidrológico medio lleva implícito un notable descenso en la frecuencia de días con caudales altos, y un aumento en el peso relativo de los caudales bajos. El descenso en los caudales es más evidente entre los meses de invierno y comienzos del verano (de enero a julio), mientras que en los meses centrales del verano y el otoño las tendencias son más heterogéneas.

Como consecuencia del descenso en los caudales en determinados meses, los regímenes fluviales medios de la cuenca han visto alterados notablemente su forma original. El análisis comparativo entre la primera y segunda mitad del periodo revela un descenso y un adelanto, en

al menos un mes, de los picos de caudal. Las tendencias negativas que ha registrado la precipitación en invierno podrían explicar el retroceso de los caudales en los mismos meses; sin embargo en los meses de primavera la precipitación no ha variado sustancialmente a lo largo de este periodo, por lo que el descenso de los aportes y el adelanto del pico primaveral debe estar relacionado con otros procesos, como pueden ser el aumento de la cubierta vegetal y el descenso en la acumulación de nieve en las cabeceras fluviales.

El análisis e interpretación de las posibles causas de los cambios hidrológicos observados se desarrolla en los tres capítulos posteriores. En primer lugar se estudiará como responden los caudales de la cuenca a la variabilidad del patrón atmosférico de baja frecuencia que afecta con mayor intensidad al oeste de la Península Ibérica, la Oscilación del Atlántico Norte, dado su más que comprobado control sobre la variabilidad inter-anual de las precipitaciones en el continente europeo (Hurrell *et al.* 2003). En segundo lugar se analizan a diferentes escalas las variaciones que se han producido en la extensión de la cubierta vegetal en la cuenca del Duero durante el periodo de estudio; y se estimará si los cambios observados en la cubierta vegetal han contribuido al descenso de las aportaciones fluviales. Por último se analiza el impacto de la gestión de embalses sobre los regímenes fluviales de la cuenca y la adaptación de las estrategias de gestión a las condiciones de menor disponibilidad de agua durante el periodo de estudio.

## **6. EL CONTROL CLIMÁTICO SOBRE LAS APORTACIONES FLUVIALES: LA OSCILACIÓN DEL ATLÁNTICO NORTE**



Se ha visto en apartados anteriores como una de las principales características que define al sistema hidrológico de la cuenca, y que es extensible a todo el ámbito peninsular, es la elevada variabilidad tanto temporal como espacial que presentan los caudales en los ríos y su tendencia negativa durante las últimas cinco décadas. De entre los diversos factores que pueden afectar al desigual reparto espacio-temporal de los recursos hídricos, como pueden ser las características topográficas de las cuencas, el sustrato geológico, los usos del suelo, o la propia gestión del agua, es la precipitación, y su irregular distribución en el tiempo y en el espacio, el más determinante en los ambientes mediterráneos (Esteban-Parra *et al.* 1998, González-Hidalgo *et al.* 2001, Beguería *et al.* 2003, Gallart & Llorens 2004). A pesar de que existen grandes diferencias en las tendencias registradas para las variables climáticas e hidrológicas, el control que ejerce la variabilidad de las precipitaciones sobre los aportes fluviales es suficientemente alto, a juzgar por los resultados del apartado 5. No obstante, la correlación entre precipitaciones y caudales es también variable a lo largo del tiempo, y presenta notables diferencias entre unos meses y otros.

En la última década numerosos trabajos han investigado la relación existente entre la variabilidad pluviométrica de Europa y distintos patrones de circulación atmosférica de baja frecuencia, denominados como teleconexiones. A día de hoy existe un consenso generalizado de que la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) es la que más influencia ejerce sobre la variabilidad climática de la Europa occidental (Hurrell & van Loon 1997, Rodó *et al.* 1997, Rodríguez-Puebla *et al.* 1998, Hurrell *et al.* 2003, Osborn 2004, Trigo *et al.* 2004, Martin-Vide & López-Bustins 2006, Queralt *et al.* 2009). La NAO es un patrón de circulación atmosférica consistente en un dipolo norte-sur de anomalías de presión entre latitudes medias y altas sobre el Atlántico (Rodríguez-Puebla *et al.*, 1998, Hurrell *et al.*, 2003). Estas anomalías registran mayor amplitud durante los meses invernales y sus principales centros de acción se sitúan sobre Islandia (centro de bajas presiones) y el sur de la Península Ibérica (Anticiclón de las Azores) (Hurrell *et al.* 2003). La intensidad y dirección de los vientos, así como la interacción entre masas de aire en la región del Atlántico Norte suele estar controlada por la NAO. Cuando el gradiente de presión entre Islandia y las Azores aumenta (debido a unas anomalías de presión negativas en Islandia y positivas en las Azores), se considera una fase activa o positiva de la NAO, y debido a ello se intensifican los vientos del oeste en latitudes medias sobre el Atlántico y se produce un giro en la trayectoria de las tormentas hacia el norte de Europa, donde se registran inviernos más húmedos de lo habitual, dejando por el contrario condiciones de sequía en el sur (Hurrell & van Loon 1997, Visbeck *et al.* 2001). Durante las fases negativas de la NAO (debilitamiento del Anticiclón de las Azores y de la subsidencia de Islandia), se invierten las condiciones, registrándose precipitaciones más abundantes de lo habitual en el sur de Europa y la cuenca mediterránea al aumentar la frecuencia en la entrada de frentes procedentes Atlántico. El índice NAO, que cuantifica las anomalías de presión entre los puntos citados, presenta una variabilidad inter-anual con ciclos de aproximadamente 8-10 años, por lo que se alternan las fases positivas y las fases negativas, con la consiguiente variación decadal

de las condiciones climáticas en Europa (Hurrell & van Loon 1997). Además de estas oscilaciones rítmicas, existen periodos en los que la NAO muestra marcadas tendencias temporales (Hurrell *et al.* 2003), condicionando en gran medida las tendencias observadas en la precipitación y temperaturas en amplios sectores del hemisferio norte .

El control que ejercen las precipitaciones sobre la variabilidad hidrológica ha llevado asimismo a los investigadores a buscar relaciones entre las variaciones de caudal de los ríos europeos con la propia variabilidad de la NAO. De forma general se ha observado un aumento en las aportaciones fluviales de los ríos del norte de Europa durante las fases positivas de la NAO (p. ej., Shorthouse & Arnell 1997, Kiely 1999, Phillips *et al.* 2003, Kingston *et al.* 2006), y por el contrario, un descenso de los caudales en las regiones meridionales (p. ej., Cullen *et al.* 2002, Rimbu *et al.* 2002, Trigo *et al.* 2004, López-Moreno *et al.* 2007). La mayoría de estos trabajos se centran, sin embargo, en un número bajo de estaciones de aforo (generalmente una por cada cuenca), lo que hace difícil determinar si la relación entre la variabilidad de la NAO y los caudales es homogénea en el espacio o si por el contrario hay sustanciales diferencias a escalas locales o regionales dentro de una misma cuenca. Recientemente, López-Moreno *et al.* (2007), en un trabajo realizado en la cuenca del Tajo, han demostrado que la respuesta de los sistemas hidrológicos a la variabilidad de la NAO puede ser muy diferente entre cuencas vecinas, y entre los cursos altos y medios de los ríos, pero sin investigar las posibles causas de esa variabilidad espacial.

En el presente capítulo se trata de explicar la asociación existente entre la Oscilación del Atlántico Norte de invierno y la fluctuación de los caudales en la cuenca del Duero. Se ha descartado el análisis de otros índices de teleconexión, dado que la correlación que muestran con la evolución de los caudales de la cuenca no es significativa. En la Figura 6.1 se muestra la correlación de los caudales de invierno y diferentes índices de teleconexión que afectan al clima de Europa, y se aprecia que el único patrón que presenta correlaciones significativas es la NAO.

Los análisis se basarán en comprobar las anomalías de caudal durante las fases extremas (positivas y negativas) de la NAO y en determinar si éstas son significativamente diferentes de las anomalías de caudal durante años NAO “normales”. Además se pretende comprobar la existencia de variabilidad espacial en la respuesta de los caudales a las fases extremas de la NAO, partiendo de la hipótesis de que las características físicas de las sub-cuencas pueden introducir diferencias en los tiempos y magnitudes de las anomalías de caudal ante los eventos NAO.



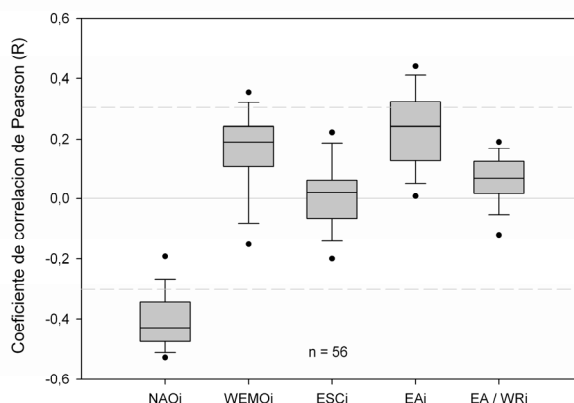


Figura 6.1. Correlación de los caudales de invierno de las 56 estaciones de aforo, con diferentes índices de teleconexiones que afectan al clima de Europa: NAOi (Oscilación del Atlántico Norte); WeMoi (Oscilación Mediterránea Occidental); ESCi (Patrón Escandinavo); EAi (Patrón del Atlántico Oriental); y EA / WRi (Patrón del Atlántico Oriental / Rusia Occidental). La línea discontinua marca el umbral de la significación estadística ( $\alpha < 0,05$ ). Datos obtenidos del Climate Prediction Center ([www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml)).

### 6.1. Cálculo del índice NAO y estimación de sus fases positivas y negativas

La utilización de un índice normalizado es la forma más habitual de caracterizar la Oscilación del Atlántico Norte. En la literatura científica se han expresado distintos métodos para calcular este índice (ver revisión en López-Moreno & Vicente-Serrano 2008), de entre los cuales, el de cálculo más sencillo y de uso más frecuente es aquel que se basa en restar los valores estandarizados de presión sobre el nivel del mar registrados en Islandia, a aquellos medidos en latitudes medias sobre el Atlántico. El índice utilizado en el presente trabajo ha sido calculado mediante este método, no sólo por la sencillez en su cálculo, sino también por presentar una buena correlación ( $R^2$  entre 0,84 y 0,89) con los valores del índice calculado a través de métodos más complejos como el análisis de componentes principales (Osborn *et al.* 1999). Los valores de presión utilizados proceden de las estaciones de Gibraltar (36,1° N, 5,4° O) y Reykjavik (64,1° N, 22,5° O). Tal y como recomiendan Jones *et al.* (1997), la localización de Gibraltar representa mejor los valores de presión del extremo sur del dipolo que otras estaciones comúnmente utilizadas, como las de Azores o Ponta Delgada. El índice se obtuvo de la base de datos pública de la página web del *Climate Research Unit*, perteneciente a la *University of East Anglia* (Reino Unido) ([www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.html](http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.html)). Aunque la NAO suele ser evidente a lo largo de todo el año, ha sido ampliamente demostrado que es durante los meses invernales cuando su actividad es mayor, y por lo tanto su impacto sobre el clima europeo (Hurrell and Van Loon, 1997; Hurrell *et al.*, 2003). Por ello para este trabajo se ha

calculado la media del índice NAO de los meses de diciembre, enero, febrero y marzo y en base a éste índice de la NAO invernal se han estimado sus fases positivas y negativas.

La estimación de las fases extremas de la NAO se realizó siguiendo el procedimiento planteado por Muñoz-Díaz & Rodrigo (2004), según el cual se calcularon el promedio y la desviación estándar del índice NAO de invierno para el periodo de estudio (0,33 y 1,15 respectivamente). Asumiendo una distribución gaussiana del índice NAO (Figura 6.2.a) se estableció un umbral de una desviación estándar, de tal forma que los años con un índice NAO de invierno mayor a una desviación estándar (valor del índice de 1,49) fueron caracterizados como “años positivos” y aquellos con un índice NAO de invierno menor a una desviación estándar negativa (valor del índice de -0,82) fueron caracterizados como “años negativos”. La Figura 6.2.b muestra los umbrales establecidos y los años en los que se superan tales umbrales. De esta forma, las fases positivas ocurrieron en los inviernos (DEFM) de 1966-67, 1982-83, 1988-89, 1989-90, 1991-92, 1993-94, 1994-95 y 1999-00, mientras que las fases negativas tuvieron lugar en los años 1962-63, 1964-65, 1968-69, 1976-77, 1978-79 y 1995-96. El resto de los años son considerados “años normales”.

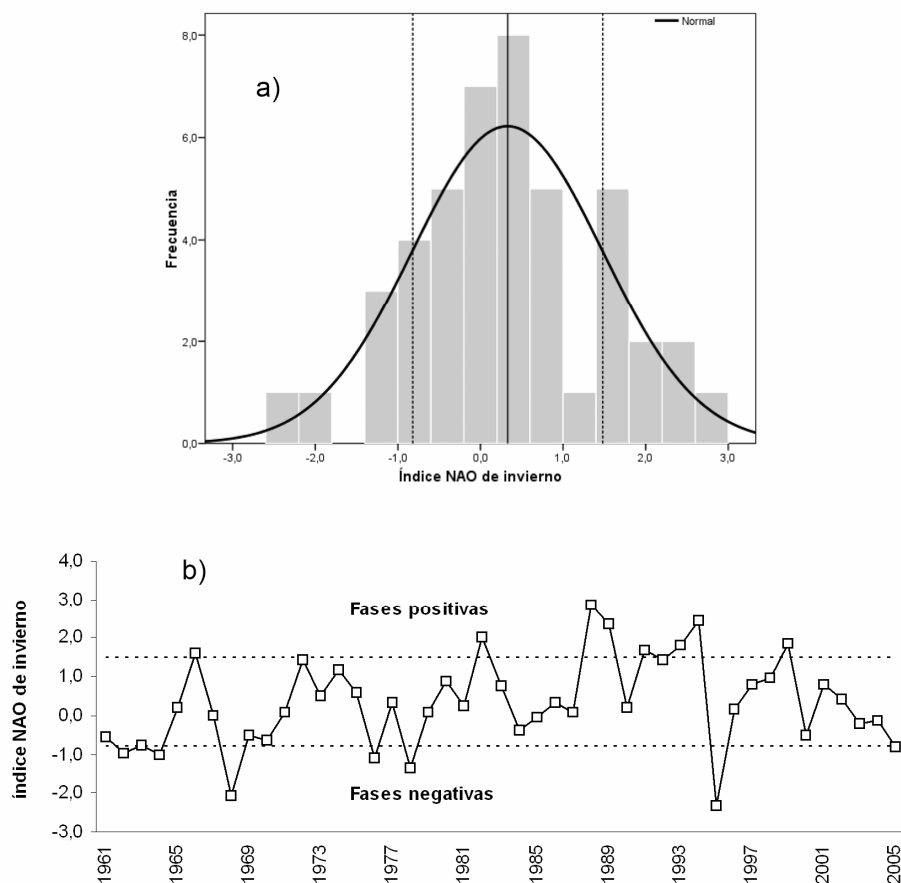


Figura 6.2. Umbrales para la definición de las fases positivas y negativas de la NAO. a) distribución del índice NAO y umbrales de desviación estándar. b) evolución temporal del índice, donde se visualizan los años positivos y negativos.

### 6.2. La precipitación de invierno durante las fases positivas y negativas de la NAO.

Previamente al análisis de la influencia de la NAO sobre los caudales de la cuenca es preciso que mostremos una imagen general del comportamiento de la precipitación durante las fases extremas de la NAO. Para ello se han calculado las anomalías medias de precipitación de invierno durante los años NAO positivos y negativos en la red de estaciones pluviométricas. En primer lugar se estandarizaron las series de precipitación para el periodo de estudio (previamente comprobada la normalidad en su distribución), en base a su valor medio y su desviación estándar:

Ecuación 6.1

$$Z_{ij} = \frac{P_{ij} - \bar{P}_i}{\sigma_p}$$

Donde,  $P_i$  es la precipitación para el mes  $i$  y el año  $j$ ,  $\overline{P_i}$  es la precipitación media del mes  $i$  durante el periodo de estudio y  $\sigma_p$  es su desviación estándar.

Posteriormente se calcularon los promedios de  $Z_i$ , para el conjunto de años positivos de la NAO, e igualmente para el conjunto de años NAO negativos, en la totalidad de estaciones pluviométricas de la cuenca seleccionadas para el trabajo. Los valores de anomalías obtenidos se interpolaron espacialmente para obtener mapas distribuidos de anomalías de precipitación y así conocer la distribución de la precipitación en la cuenca durante las fases extremas de la NAO. De entre los métodos de interpolación examinados, se utilizó, por ser el más adecuado para cubrir el objetivo de este apartado, el denominado como *interpolación polinómica local*, pues devolvía una superficie suavizada que hacía más sencilla la interpretación visual de la distribución espacial de la precipitación.

La Figura 6.3 muestra la precipitación media de invierno durante el periodo de estudio (a) y las anomalías de precipitación durante las fases positivas (b) y negativas (c) de la NAO. La distribución de la precipitación invernal en la cuenca responde a dos factores básicos: la influencia de las condiciones atlánticas y la topografía. El efecto pantalla de la orografía ante la entrada de frentes atlánticos propicia que los bordes montañosos de la cuenca recojan la mayor parte de la precipitación mientras que el sector central permanece en condiciones secas al encontrarse a sotavento de los vientos del Atlántico. Durante los inviernos NAO positivos (Figura 6.3.b) la precipitación es más baja de lo habitual en todo el territorio de la cuenca, como muestra la prevalencia de anomalías negativas, debido al desplazamiento de los vientos del oeste a latitudes más altas al intensificarse el gradiente de presión entre los extremos del dipolo NAO (Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001). Esto se confirma por la distribución que muestran las anomalías en el espacio, siguiendo un claro gradiente NO-SE, por lo que tiende a llover aún menos en los territorios más alejados de las condiciones atlánticas. Durante los inviernos de NAO negativa (Figura 6.3.c), por el contrario, los valores de precipitación son más elevados de lo habitual, y aparecen condiciones de mayor humedad en el sector central de la cuenca. La distribución espacial de las anomalías durante los inviernos NAO negativos muestra un claro influjo de las condiciones de humedad del Atlántico, revelando un desplazamiento hacia el sur de los vientos del oeste que portan aire húmedo hacia la región y precipitaciones más elevadas de lo habitual (Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001), con los frentes atlánticos barriando la Península Ibérica desde el suroeste. El patrón de distribución de las anomalías que aparece reflejado en el mapa, con anomalías más altas en el centro de la cuenca y anomalías menores hacia el norte y sur de la cuenca indica que durante los inviernos NAO negativos la precipitación es más homogénea en el espacio que en condiciones habituales, donde la lluvia es más abundante en los sistemas montañosos del borde de la cuenca que en el interior. Estos resultados coinciden en líneas generales con los patrones de respuesta de la precipitación a la NAO de invierno demostrados por Martín-Vide & Fernández (2001), que observan, en su estudio sobre toda la

Península Ibérica, valores significativos de una correlación negativa entre el índice NAO y las precipitaciones en las regiones del sur y el oeste peninsular.

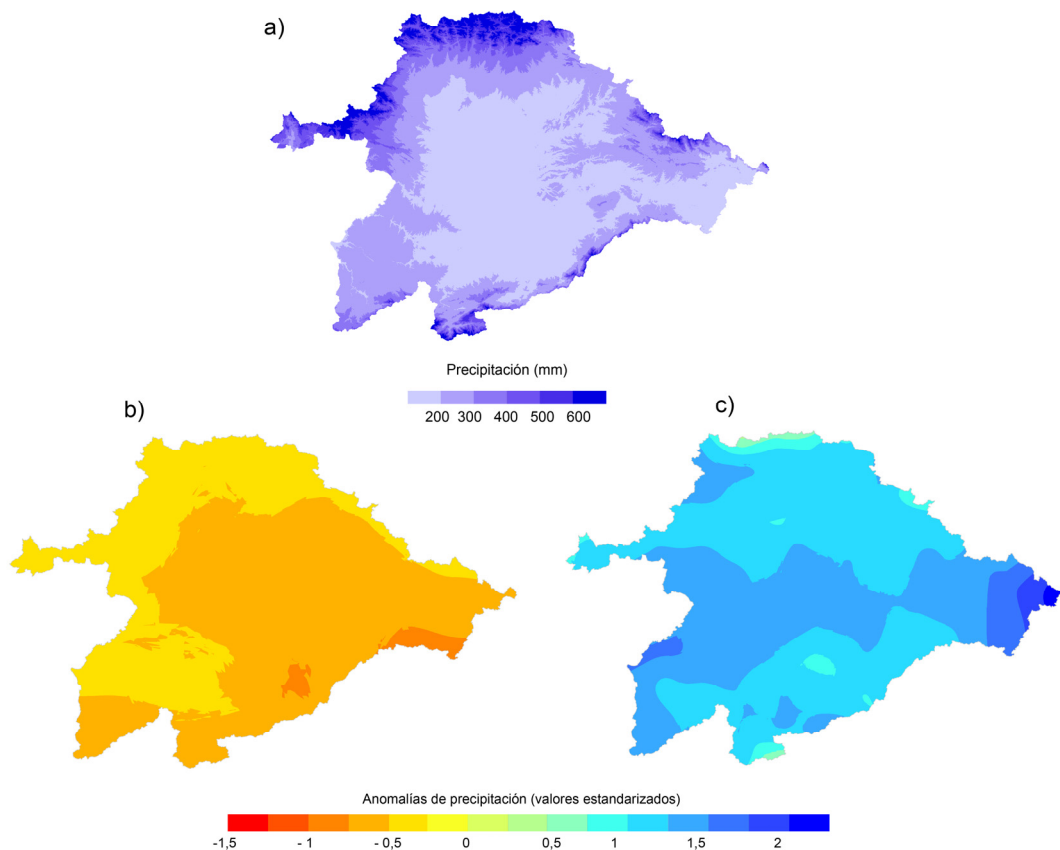


Figura 6.3. Precipitación de invierno (diciembre, enero, febrero y marzo) en la cuenca del Duero: a) precipitación media durante el periodo de estudio; b) anomalías medias de precipitación durante los inviernos NAO positivos; c) anomalías medias de precipitación durante los inviernos NAO negativos.

Si para los meses de invierno comprobamos un efecto tan marcado de la NAO sobre las precipitaciones, durante el resto del año éste efecto desaparece, como se verá a continuación, lo que refuerza la hipótesis ya planteada por otros autores, de que es durante el invierno cuando la NAO ejerce su influencia sobre la precipitación (Martín-Vide & Fernández, 2001; Hurrell *et al.*, 2003). Los diagramas de caja de la Figura 6.4 muestran la variabilidad de las series de anomalías para fases NAO positivas y negativas durante distintos periodos del año, para los 214 observatorios pluviométricos. Se aprecia una enorme diferencia en las series de precipitación correspondiente a los meses de invierno (de diciembre a marzo), con valores medios cercanos a -2,0 en las fases positivas y a 2,0 durante las fases negativas. Para el resto

del año (de abril a julio y de agosto a noviembre), no se observan diferencias significativas en las series de anomalías, con valores de anomalías cercanos a la precipitación media (0,0) para todos los observatorios, tanto en fases NAO positivas como en negativas. Asimismo, se han calculado las correlaciones entre el índice NAO de invierno y la precipitación media para DEFM, AMJJ y ASON para todos los observatorios. Los resultados muestran que de los 214 observatorios, 213 presentan una correlación significativa ( $\alpha < 0.05$ ) entre el índice NAO y la precipitación de DEFM (correlación media:  $R = -0,549$ ); solamente 12 observatorios muestran valores significativos cuando se correlaciona el índice NAO con la precipitación de AMJJ (correlación media:  $R = 0,154$ ); y ningún observatorio presenta correlación significativa entre el índice NAO y la precipitación de ASON. La NAO de invierno ejerce por lo tanto una influencia inmediata sobre la precipitación, y no se aprecia ningún signo de inercia para los meses sucesivos.

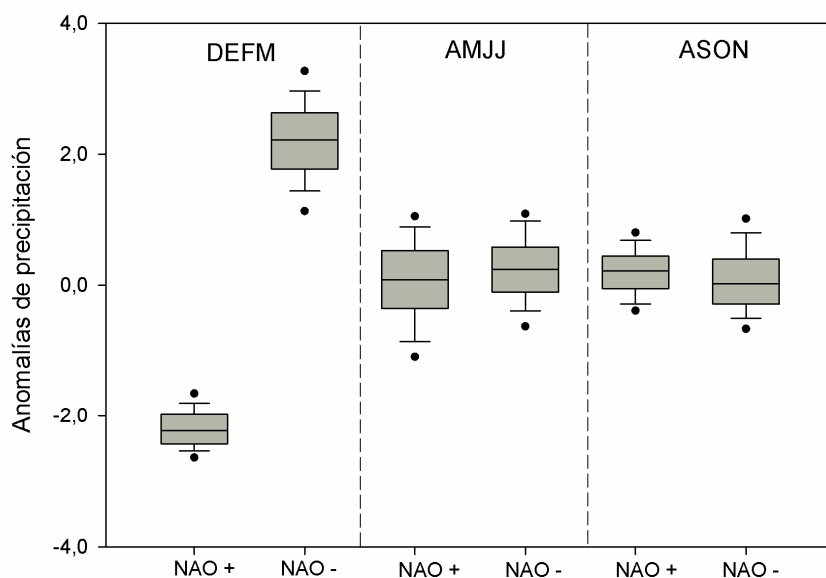


Figura 6.4. Variabilidad en las anomalías de precipitación durante fases NAO positivas y negativas para diciembre-marzo; abril-julio; y agosto-noviembre. Línea continua = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil; brazos = percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.

### **6.3. La respuesta de las aportaciones fluviales a las fases positivas y negativas de la NAO y su variabilidad espacial**

Las aportaciones de los ríos de la cuenca muestran, por lo general, una correlación negativa con el índice NAO de invierno, lo que significa que a valores del índice más altos durante la serie de años estudiada, encontraremos valores más bajos de aportación, y viceversa. Esto no es, sin embargo, homogéneo para todos los meses del año. En la Figura 6.5 se muestra la evolución del índice NAO de invierno y de las aportaciones anuales e invernales de dos ríos de la cuenca, uno en su tramo bajo, y el otro en cabecera. En ambos casos se aprecia una evolución dispar del índice climático y las aportaciones, lo que da lugar a correlaciones negativas entre las dos variables. No obstante éstas no son significativas en el caso de las aportaciones anuales, y sí lo son para las aportaciones de invierno.

La Figura 6.6 muestra el porcentaje de estaciones de aforo que presentan una correlación positiva o negativa con el índice NAO de invierno, para cada mes del año. En diciembre, primer mes seleccionado para calcular el índice NAO de invierno, predominan las estaciones con una correlación negativa, aunque en ningún caso son valores de correlación significativa. Entre enero y abril la gran mayoría de las estaciones presenta correlaciones negativas y significativas por encima de un umbral de confianza del 95%. Para el resto del año, existe mayor variabilidad en los valores de correlación, predominando no obstante las correlaciones negativas, excepto en el mes de octubre, donde casi un 20% de las estaciones muestra correlaciones positivas. Se deduce por lo tanto, de este análisis, que las aportaciones de invierno y primavera se correlacionan mejor con el índice NAO que las del resto del año. Se puede entrever además, que existe cierta variabilidad en la respuesta hidrológica del conjunto de estaciones estudiadas ante la los episodios de la NAO, lo que se confirmará más adelante con un análisis más detallado.

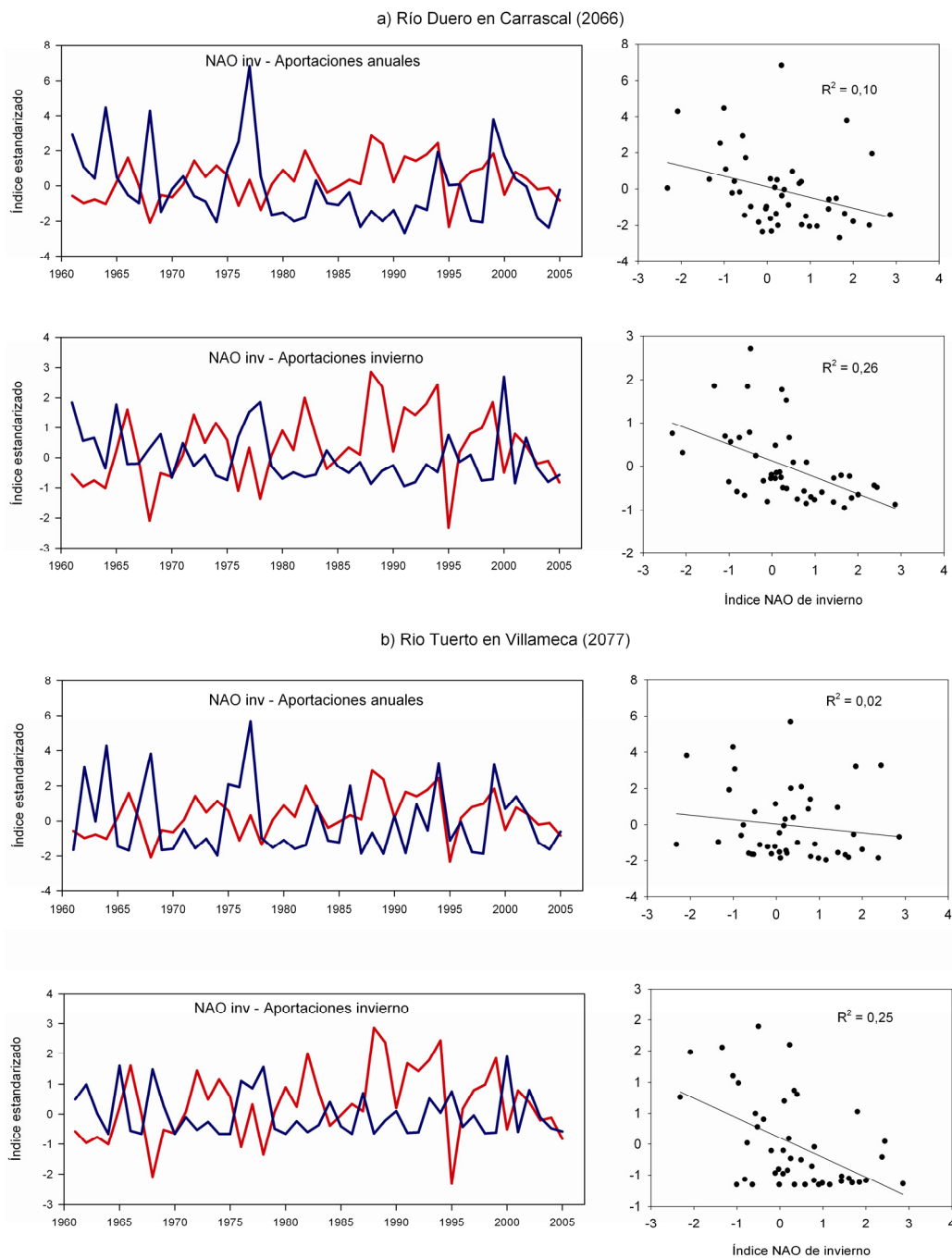


Figura 6.5. Evolución comparada del índice NAO de invierno (línea roja) y las aportaciones anuales y de invierno (línea azul) en un tramo fluvial de curso bajo (a), y en otro de cabecera (b).



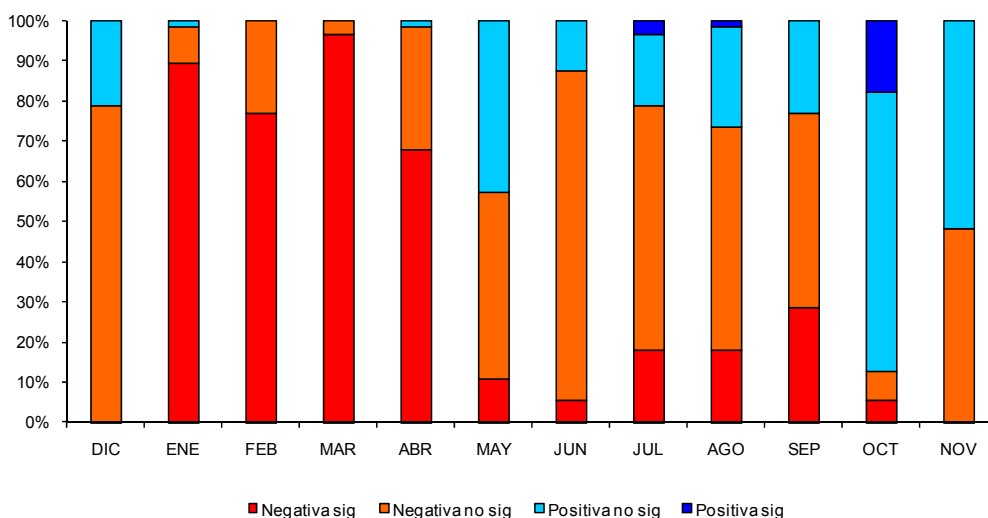


Figura 6.6. Porcentaje de estaciones cuyas aportaciones mensuales durante el periodo de estudio presentan correlación (Pearson) con el índice NAO de invierno. Umbral de significación estadística:  $\alpha < 0,05$ .

El mismo procedimiento realizado sobre las precipitaciones de invierno se aplicó a las aportaciones mensuales, esto es: se estandarizaron en base a su media y desviación estándar (Ecuación 6.1, sustituyendo las precipitaciones por las aportaciones mensuales) y se calcularon las anomalías mensuales de aportación durante las fases positivas y negativas de la NAO respecto a las aportaciones promedio del periodo de estudio. La Figura 6.7 muestra la variabilidad de las series mensuales de las anomalías durante las fases positivas y negativas de la NAO respectivamente. De forma general se observan anomalías en un rango negativo, es decir, con valores de aportación por debajo de la media, durante las fases positivas de la NAO, y anomalías dentro de un rango positivo durante las fases negativas. Observando los valores medios (línea roja) se aprecia que la respuesta tan evidente de las aportaciones a las fases NAO no se mantiene, sin embargo, constante a lo largo del año. Son los meses posteriores al episodio NAO de invierno los que reflejan una respuesta más significativa, esto es, con anomalías de mayor magnitud, que sin embargo se va perdiendo conforme avanza el año. Esto es especialmente evidente para las fases NAO negativas, donde se observan claras diferencias en las anomalías de los meses de enero a abril, con valores medios superiores al 0,5, respecto a los valores registrados en el resto de los meses, en los que el promedio es más cercano al valor medio del periodo. La información que aporta la Figura 6.7 va sin embargo más allá de lo puedan explicar los valores medios. Los diagramas de caja reflejan la dispersión en las series de anomalías entre los 56 observatorios estudiados, indicando cierta variabilidad en las respuestas de los distintos ríos estudiados a las fases extremas de la NAO. La amplitud de las cajas y sus brazos nos indica, en primer lugar, que la variabilidad en las anomalías es notablemente superior para las fases NAO negativas que para las positivas. Esto está

indicando una respuesta más homogénea de los caudales de los diferentes ríos a las fases NAO positivas, y son los inviernos de la NAO negativos los que introducen la variabilidad en la respuesta de los caudales. En segundo lugar hay que destacar la presencia circunstancial de anomalías positivas en las fases NAO positivas, y anomalías negativas en las fases NAO negativas, sobre todo desde el mes de mayo en adelante, lo que está indicando la desaparición a partir de la primavera, del efecto de la NAO sobre las aportaciones de determinados ríos.

Otro modo de comprobar la variabilidad en la respuesta de las aportaciones de la cuenca a la NAO es mediante la representación espacial de las anomalías en los puntos de medición de las aportaciones. En la Figura 6.8 se observan las magnitudes de las anomalías para tres meses representativos de distintos momentos del año respecto a la actividad de la NAO. Tanto para las fases NAO positivas (círculos), como negativas (triángulos), existen notables diferencias en la magnitud de las anomalías de aportación fluvial entre unas estaciones y otras. Además, las anomalías para una estación dada cambian sustancialmente de un mes para otro sin guardar, aparentemente homogeneidad espacial entre grupos de estaciones. No obstante, y aunque a simple vista la distribución en las magnitudes de las anomalías no posea una clara estructura espacial existen, como se verá más adelante, unos patrones diferenciados de respuesta de las aportaciones a la NAO, con una distribución espacial característica.

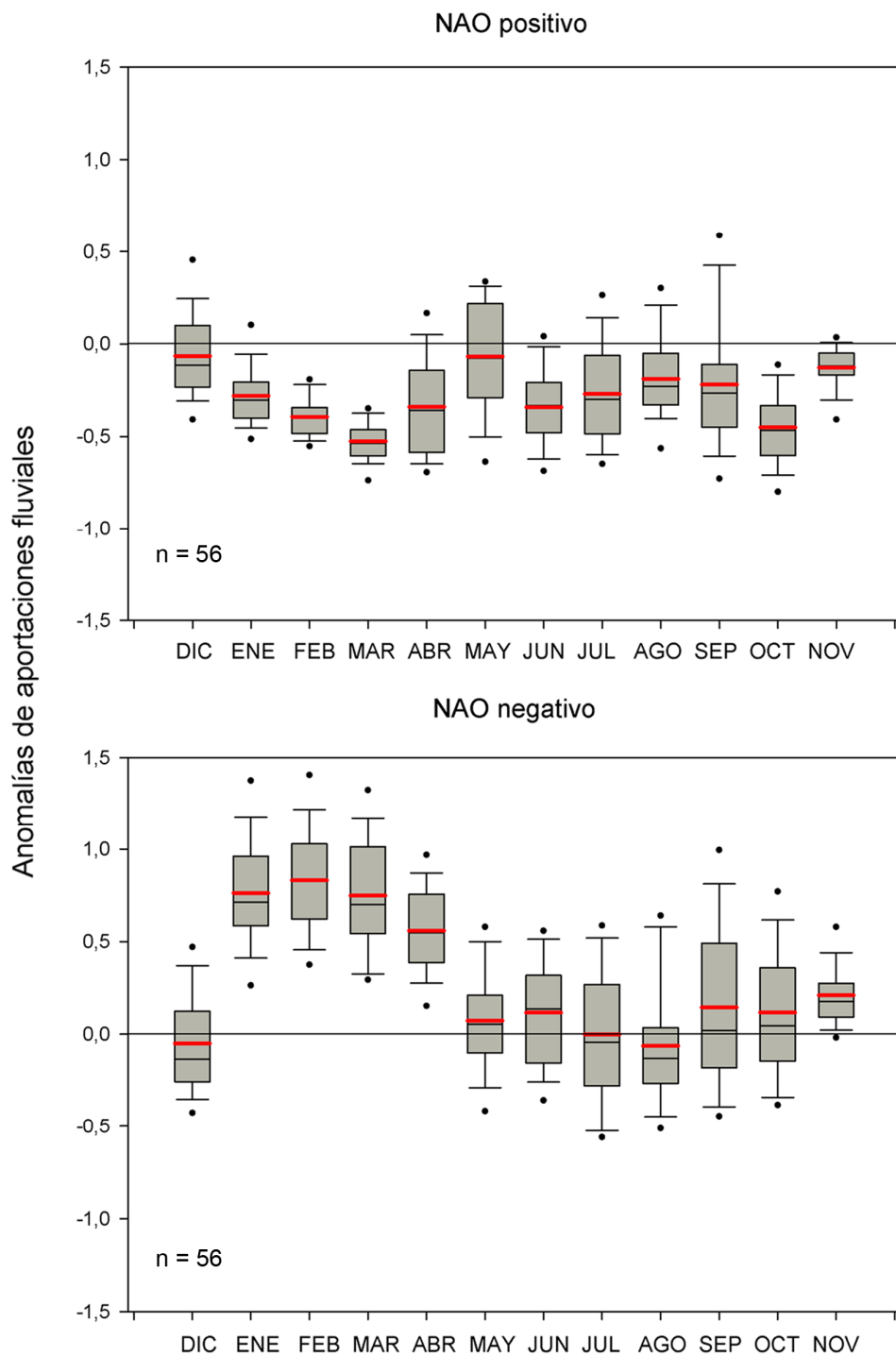


Figura 6.7. Anomalías medias de aportación mensual durante las fases NAO positivas y negativas, para las 56 estaciones de aforo. Línea roja = media; línea negra = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil; brazos = percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.

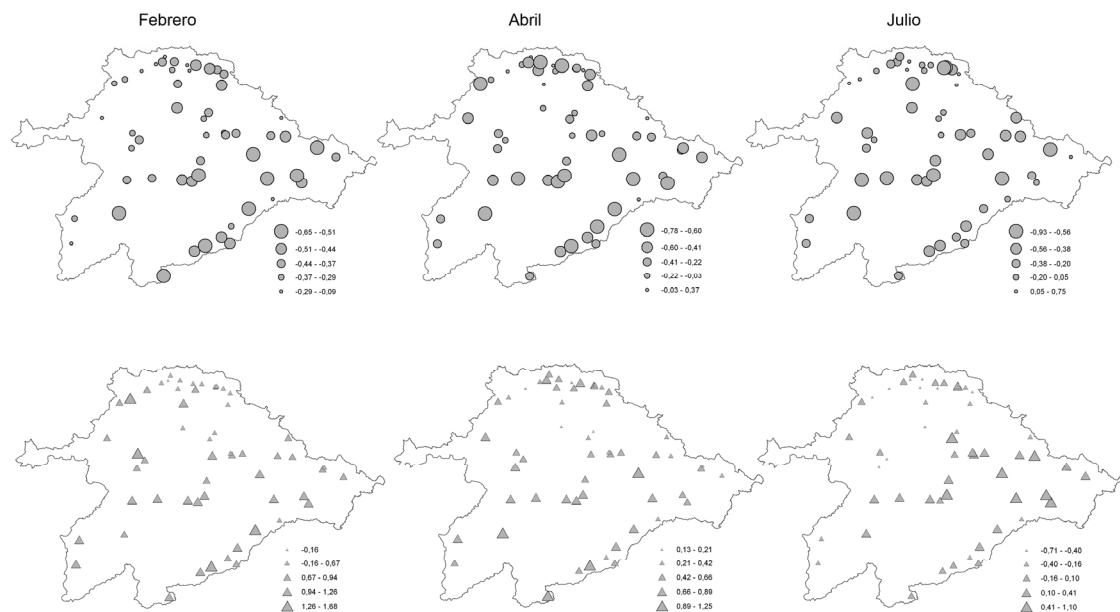


Figura 6.8. Magnitud de las anomalías de aportaciones fluviales en distintos meses del año, para las fases positivas (círculos) y negativas (triángulos) de la NAO.

A la luz de los resultados mostrados líneas arriba, dos conclusiones preliminares se pueden extraer sobre la respuesta hidrológica de los ríos de la cuenca ante la ocurrencia de fases extremas de la NAO: (1) existe, por lo general, una correlación negativa entre el índice NAO y los caudales de los ríos, con aportaciones más bajas de lo habitual durante las fases positivas, y más altas durante las fases negativas; y (2) se observa una gran variabilidad espacial en las magnitudes y tiempos de respuesta de los caudales a los episodios NAO.

Dada la variabilidad observada en las respuestas de los caudales a la NAO, se ha pretendido identificar patrones similares entre las anomalías de caudal de todos los meses del año durante las fases contrastadas de la NAO de invierno. Se escogió para realizarlo el procedimiento conocido como “análisis cluster”, que permite reducir la dimensionalidad que presenta el número de casos estudios y acotar la variabilidad citada. Como se ha explicado en el apartado metodológico, la elección del número óptimo de clusters, o grupos con características homogéneas, se estimó a partir de la primera discontinuidad en el coeficiente de aglomeración durante el proceso de agrupación. En la Figura 6.9 se muestra que, de las 56 etapas de aglomeración, el primer salto se produce en el paso 53, y el número óptimo de grupos o clusters que le corresponde es de 4.

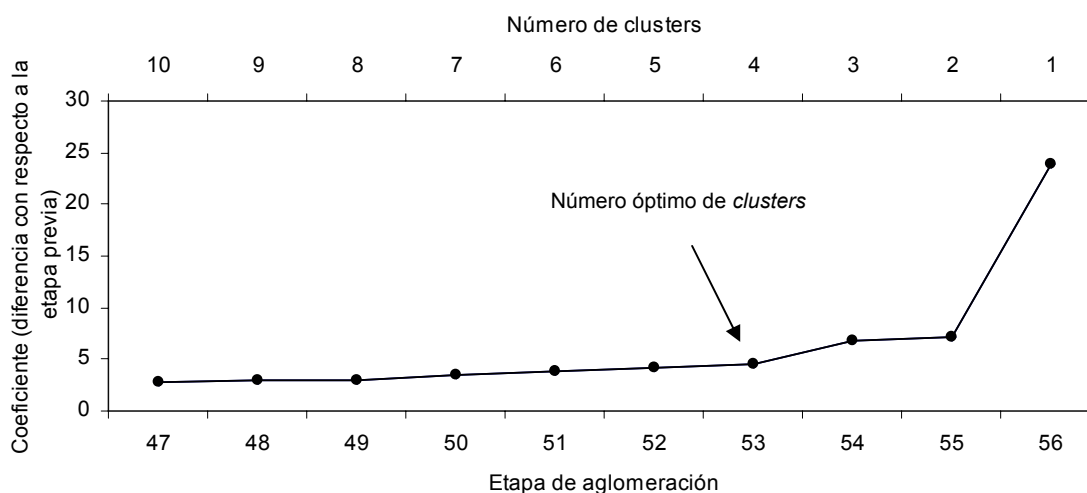


Figura 6.9. Selección del número óptimo de clusters.

De esta forma, un total de 13 estaciones quedaron agrupadas dentro del cluster 1 (C1), 15 estaciones pertenecen al cluster 2 (C2), 18 estaciones al cluster 3 (C3), y 11 estaciones al cluster 4 (C4). Posteriormente se calculó el promedio de las anomalías de aportaciones mensuales de las estaciones agrupadas en cada cluster, para las fases positivas y negativas de la NAO. Se obtuvieron de este modo cuatro patrones de respuesta de las aportaciones fluviales a las fases NAO de invierno, abarcando toda la variabilidad registrada en la cuenca (Figura 6.10). Para constatar si las series mensuales de anomalías durante las fases NAO positivas eran estadísticamente diferentes a las anomalías registradas durante las fases NAO negativas y estadísticamente diferentes a las anomalías registradas en “años normales” se aplicó a las series el test estadístico no paramétrico de Wilcoxon-Mann-Whitney con un umbral de confianza de un 95% ( $\alpha < 0,05$ ). Dado que las anomalías de caudal durante las fases NAO representan más o menos los valores extremos de la distribución de frecuencias de las series de caudales, su distribución no presenta normalidad, y resulta por ello conveniente la utilización de dicho test para este análisis.

Como se explicó líneas arriba se registraron, de forma general, anomalías negativas, es decir aportaciones por debajo de lo normal, en las fases positivas de la NAO, y anomalías positivas durante las fases NAO negativas. No obstante, la magnitud de las anomalías, los tiempos de respuesta y la duración de los efectos de la NAO sobre las aportaciones varían significativamente entre los diferentes clusters, como se explica a continuación (Figura 6.10):

- Cluster 1 (C1). El efecto de las fases positivas y negativas de la NAO invernal sobre las aportaciones es manifiesto durante todo el año siguiente, aunque las respuestas son más evidentes y significativas a finales de invierno y comienzos del otoño. Se observa además

una clara asimetría en la magnitud de las anomalías, siendo éstas más acusadas y más persistentes en el tiempo para las fases negativas que para las positivas.

- Cluster 2 (C2). Durante las fases positivas, se registran anomalías negativas durante todo el año, aunque las diferencias con respecto a los años negativos y a los años normales no son en general significativas estadísticamente. Por el contrario, durante las fases negativas hay una marcada respuesta de las aportaciones, que comienza en enero y continúa de manera acusada hasta el mes de abril. Durante el resto del año no se aprecia efecto ninguno de la NAO en las aportaciones.
- Cluster 3 (C3). En este grupo se observan las respuestas más débiles de las aportaciones a las fases de la NAO, siendo solamente evidentes durante los meses de invierno. Se observa asimismo que las anomalías registradas durante fases NAO negativas son de mayor magnitud que aquellas registradas en las fases positivas.
- Cluster 4 (C4). La respuesta de las aportaciones a las fases NAO es notablemente más acusada en las estaciones pertenecientes a este grupo tanto para las fases NAO positivas como negativas, aunque con leves diferencias. Mientras que la influencia de las fases positivas se mantiene con una fuerte señal a lo largo de todo el año, es durante el invierno cuando se registra la señal más fuerte de la NAO para sus fases negativas.

Estas características descritas reflejan la variabilidad existente en los tiempos y magnitudes de respuesta de las aportaciones a los episodios de la NAO, entre los distintos grupos de estaciones. Se observan, sin embargo, en los gráficos de la Figura 6.10, unas características comunes a los clusters, entre las que destacan las siguientes:

- Los patrones de respuesta a las fases positivas son similares para todos los clusters, variando únicamente las magnitudes de las anomalías. Esto viene a ratificar la idea expresada anteriormente, según la cual existe una respuesta homogénea de los caudales a las fases NAO positivas, y son, por el contrario, las fases negativas de la NAO las que introducen la variabilidad espacial en la respuesta de las aportaciones. Se deduce también, por lo tanto, que son las anomalías registradas durante las fases NAO negativas las que han permitido diferenciar distintos grupos de estaciones según su respuesta a la NAO.
- Se aprecia un retardo de al menos un mes en la respuesta hidrológica de todos los grupos tanto para las fases NAO positivas, como para las negativas. Mientras que el índice NAO ha sido calculado para el periodo comprendido entre diciembre y marzo, las anomalías de aportaciones reflejan una influencia de la NAO a partir de enero, y no se aprecia ningún tipo de señal de la NAO sobre las aportaciones de diciembre. Además, en todos los clusters, los tiempos de respuesta de las aportaciones parecen ser más pausados para las fases positivas, mientras que las fases negativas muestran una respuesta más brusca y pronunciada. Esta característica ha sido observada en anteriores estudios realizados a distintas escalas. Por ejemplo, Trigo *et al.* (2004), encontraron una estrecha correlación entre el índice NAO de invierno y los caudales de los ríos Duero, Tajo y

Guadiana, con un retardo temporal de un mes. López-Moreno *et al.* (2007) observaron el mismo retardo temporal en la respuesta hidrológica de diversos tributarios del Tajo a las fases NAO.

- En todos los clusters se aprecia una clara asimetría en la magnitud de las anomalías entre las fases NAO positivas y negativas. Con independencia del signo que presentan las anomalías, son en general de mayor magnitud las registradas durante las fases negativas. Esta asimetría podría explicarse por factores climáticos o hidrológicos, o quizás una combinación de los dos. Una explicación posible a esta asimetría puede radicar en la influencia de las fases extremas de la NAO sobre las características de la precipitación. Gallego *et al.* (2005), documentaron, por ejemplo, que la influencia de la NAO sobre el clima del sur de Europa se debe sobre todo al fuerte control que ejercen la NAO de invierno sobre los eventos de lluvia extremos, que suceden en su mayor parte durante las fases NAO negativas. No obstante, este comportamiento asimétrico observado en las aportaciones, podría estar también relacionado con el funcionamiento hidrológico tan dispar que pueden tener las cuencas en periodos húmedos y en periodos secos. Durante las fases NAO negativas, la cuenca recibe más lluvia de lo habitual por lo que la saturación del suelo y la conversión del agua de lluvia en escorrentía superficial se producen a mayor velocidad, provocando un brusco y repentino aumento en las aportaciones fluviales. Durante las fases positivas, por el contrario, hay menor agua de lluvia disponible para el sistema hidrológico. Sin embargo, las reservas de los acuíferos pueden aportar agua a los ríos de forma continuada a través de la escorrentía subterránea, suavizando así el impacto de las fases NAO positivas sobre las aportaciones fluviales.

- Durante las fases NAO negativas, ambos C1 y C4 presentan una respuesta hidrológica continuada a lo largo de todo el año, mientras que las anomalías de los clusters 2 y 3 reflejan una respuesta de las aportaciones más rápida y corta. La existencia de estos dos tipos de respuesta podría estar relacionada con la localización de las estaciones de aforo y las características de las cuencas de drenaje, como se intentará explicar más adelante.

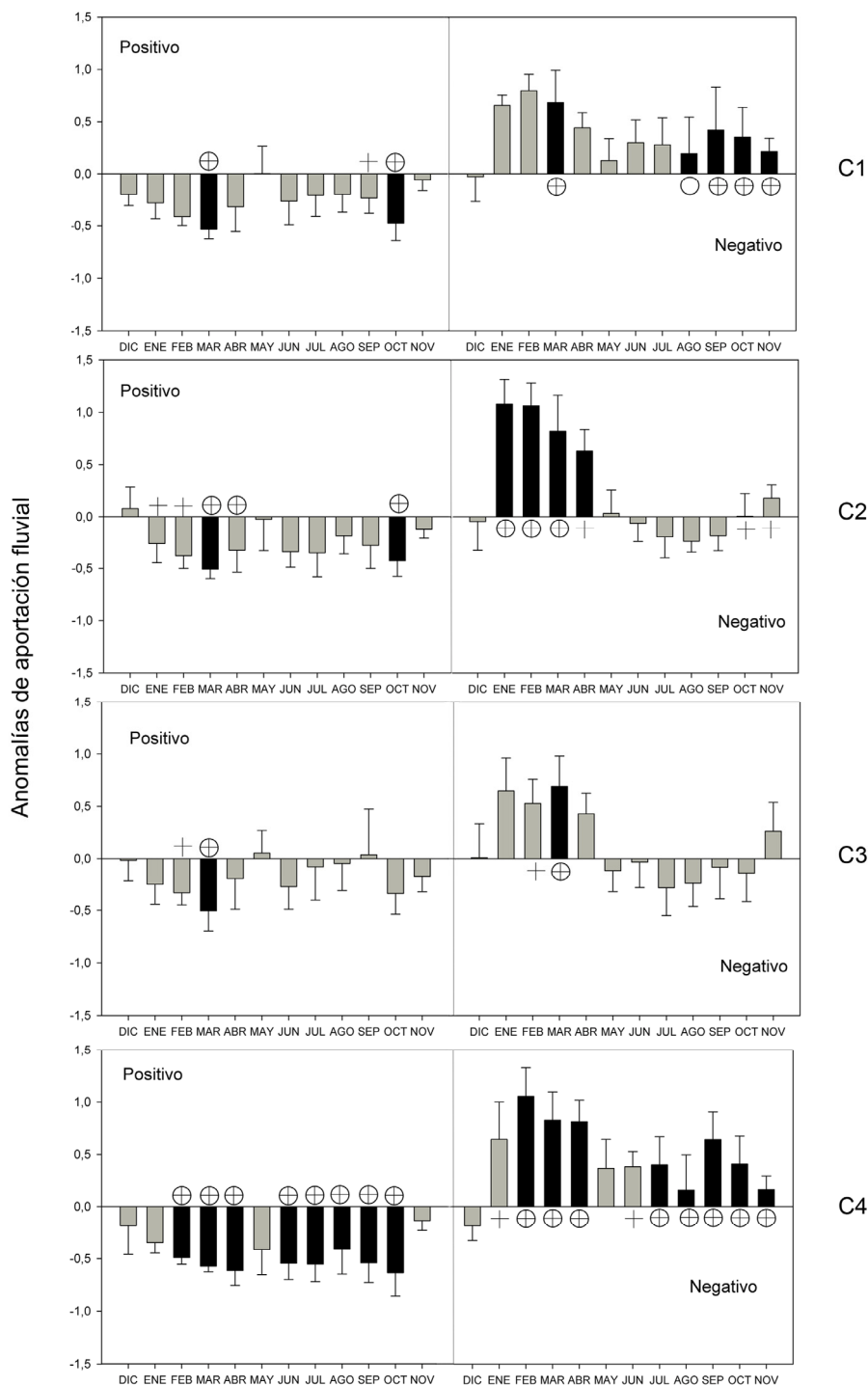


Figura 6.10. Patrones de respuesta de las aportaciones mensuales a las fases extremas de la NAO. Barras: anomalías medias de las estaciones pertenecientes a cada cluster durante los años NAO positivos y negativos; brazos: desviación estándar. Relleno negro: diferencias significativas entre las anomalías de los años positivos con el resto de años, y las anomalías de los años negativos con el resto de años. Cruces: diferencias significativas entre las anomalías de los años positivos y negativos. Círculos: diferencias significativas entre las anomalías de los años positivos/negativos, con los años normales.



La distribución en la cuenca de los clusters muestra un claro componente espacial, como se aprecia en el mapa de la Figura 6.11. Con alguna excepción, los clusters 2 y 3 (triángulos), agrupan estaciones localizadas en las cabeceras de los ríos, en el borde montañoso de la cuenca. Éstas, generalmente presentan cuencas de drenaje de pequeño tamaño, con fuertes pendientes y aportaciones fluviales en régimen natural, por lo que la generación de escorrentía suele producirse rápidamente en respuesta a los eventos pluviométricos. Por el contrario, C1 y C4 (círculos), agrupan por lo general a estaciones situadas en los tramos medio y bajo de los ríos y a lo largo del curso principal en el río Duero, y sus cuencas de drenaje suelen tener gran extensión, bajas pendientes, y en ocasiones se encuentran aguas abajo de embalses que regulan el régimen fluvial. Las diferencias en la magnitud de las anomalías (tramas blancas y grises) también presentan un claro componente espacial. Las estaciones pertenecientes a los clusters con anomalías más acusadas (C2 y C4) aparecen localizadas generalmente en la mitad suroccidental de la cuenca, mientras que las estaciones pertenecientes a los clusters 1 y 3, con anomalías de menor magnitud, se encuentran principalmente en el sector nororiental de la cuenca. Si nos fijamos nuevamente en la Figura 6.3 podemos encontrar la relación de estos patrones espaciales en las magnitudes de las anomalías con la distribución de la precipitación durante las fases NAO. Durante las fases NAO negativas, el sistema de altas presiones de las Azores se debilita, permitiendo a las borrascas y las masas de aire húmedo moverse hacia posiciones más meridionales de lo habitual, y entrar en la península por el suroeste (Martín-Vide & Fernández, 2001). Las estaciones localizadas en el sector suroriental de la cuenca (C2 y C4) están reflejando la entrada de dichas condiciones húmedas con la presencia de anomalías positivas más marcadas, mientras que las estaciones situadas en la mitad nororiental, al encontrarse más alejadas de la influencia atlántica, registran anomalías de aportación positivas, pero de menor magnitud.

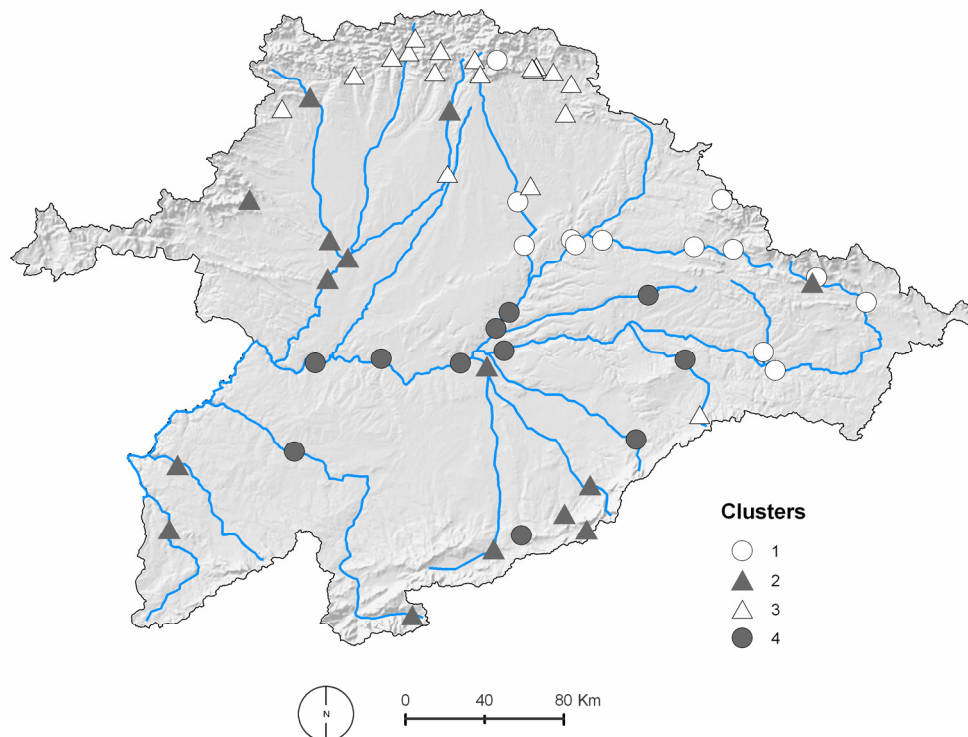


Figura 6.11. Distribución espacial de las distintas respuestas hidrológicas a la NAO. Los círculos representan los clusters 1 y 4, (respuesta hidrológica sostenida a lo largo del año). Los triángulos representan los clusters 2 y 3 (respuesta hidrológica más rápida). Los rellenos blanco y gris indican respectivamente magnitudes en las anomalías pequeñas y grandes.

#### 6.4. Las características de las cuencas de drenaje y su papel en las respuestas de los caudales a las fases NAO.

Como ha quedado demostrado en los apartados anteriores, la NAO ejerce una influencia casi instantánea sobre la precipitación en la cuenca del Duero. Sin embargo, la respuesta hidrológica de la cuenca a las fases NAO muestra un comportamiento más complejo, mostrando una gran variabilidad en los tiempos de respuesta y las magnitudes entre distintas estaciones, y con un claro componente espacial en la distribución de los patrones de respuesta. El origen de la variabilidad, y los diferentes tipos de respuesta a la NAO podría atribuirse al funcionamiento hidrológico diferenciando entre distintas partes de la cuenca, pues es sabido que las características físicas de las cuencas de drenaje juegan un papel fundamental en la variabilidad espacial y temporal en la generación de escorrentía (p. ej., Gupta & Waymire, 1990). Por este motivo, y para intentar dilucidar las posibles causas de la

variabilidad encontrada, se calculó, para todas las cuencas de drenaje correspondientes a las 56 estaciones de aforos, el valor de distintas variables que presumiblemente pueden influir en la respuesta hidrológica a la NAO (Tabla 6.1).

Estación	Nombre	Area (kms2)	Altitud media	Precipitación de invierno (mm)	Índice de retención	% de roca permeable	Cluster
2000	Rivinuesa	120,3	1533,6	333,5	0,00	1,00	1
2002	Garray	1432,1	1254,9	252,7	0,77	1,00	1
2004	Gormaz	4944,8	1118,5	191,9	0,46	0,99	1
2005	Osma	892,4	1086,0	241,3	0,00	1,00	1
2006	Hoyos del Espino	64,8	1635,9	453,4	0,00	0,14	2
2009	Riaza	35,8	1475,1	278,8	0,00	0,17	3
2010	Linares del Arroyo	745,3	1106,6	190,6	0,72	0,85	4
2011	Vegamián	248,3	1420,4	583,8	1,07	0,77	3
2015	Herrera de Duero	12663,3	1034,5	191,9	0,26	0,98	4
2016	Pajares de Pedraza	41,6	1154,0	229,8	0,00	0,35	4
2019	Salinas de Pisuerga	450,2	1278,5	387,4	0,50	0,95	3
2020	Aguilar de Campoo	540,9	1232,7	370,5	1,31	0,94	3
2021	Cervera de Pisuerga	262,7	1350,0	390,4	0,32	0,91	3
2022	Ruesga	58,8	1269,7	438,9	1,03	1,00	3
2024	Alar del Rey	965,4	1145,2	329,2	0,90	0,95	3
2028	Castrovido	375,9	1264,1	306,4	0,00	0,99	1
2029	Cordovilla la Real	4089,8	977,6	249,2	0,71	0,99	1
2030	Covarrubias	1211,2	1191,4	283,5	0,00	0,92	1
2031	Peral de Arlanza	2422,8	1059,6	236,7	0,00	0,96	1
2034	Besande	37,7	1568,0	538,7	0,00	1,00	3
2035	Otero de Guardo	72,4	1493,0	538,7	0,00	1,00	3
2036	Quintana del Puente	5190,8	1003,1	226,3	0,11	0,95	1
2040	Villoldo	1033,4	1187,3	323,8	0,39	0,99	1
2041	Villalcazar de Sirga	307,7	930,0	214,6	0,00	1,00	3
2042	Palencia	2155,9	1012,2	247,9	0,42	0,99	1
2043	Cabezón de Pisuerga	14035,2	963,2	223,8	0,34	0,98	4
2046	Ávila	758,0	1295,2	222	0,00	0,41	2
2047	Mediana	131,5	1347,2	232,8	0,26	0,32	4
2049	Cabañeas de Esgueva	270,1	995,7	198,3	0,00	1,00	4
2050	Segovia	236,9	1409,7	305,9	0,08	0,09	2
2051	El Espinar	31,9	1609,5	374,9	0,00	0,13	2
2052	Guijas Albas	234,3	1327,8	266,6	0,00	0,21	2
2054	Villamarciel	36279,9	991,5	201,2	0,31	0,93	4
2056	Valdastillas	5359,2	1040,5	180,9	0,19	0,70	2
2062	Toro	41204,9	967,3	194,1	0,32	0,94	4
2066	Carrascal	46056,1	944,7	190,6	0,29	0,94	4
2068	Caldas de Nocedo	153,4	1524,5	527,3	0,00	0,82	3
2070	La Robla	339,8	1402,0	434,3	0,02	0,80	3
2073	Sahagún	752,8	1024,4	312	0,00	1,00	3
2074	Castropepe	6808,2	1044,3	313,6	0,43	0,96	2
2076	S. Martín de la Falamosa	482,2	1358,6	407,9	0,00	0,24	2
2077	Villameca	46,3	1176,1	409,9	0,63	0,04	3
2078	Camposolillo	142,7	1519,1	612,4	0,00	0,68	3
2082	Morales del Rey	4582,6	1096,0	291,5	0,00	0,62	2
2088	Contiesa	4661,4	1094,9	241	0,01	0,52	4
2089	Morla	281,1	1367,5	372,8	0,00	0,18	2
2091	Castillejo Martín Viejo	1585,3	801,0	329,1	0,38	1,00	2
2094	Puente Resbala	2479,7	837,3	253,3	0,00	0,64	2
2095	Breto	14330,8	1038,1	305	0,39	0,76	2
2101	Molinos de Duero	112,6	1422,9	575,9	0,00	1,00	2
2102	Las Salas	607,4	1450,0	575,9	0,96	0,95	3
2103	Cistierna	757,8	1424,4	564,6	0,80	0,91	3
2104	Almanza	372,7	1141,4	407,4	0,00	1,00	2
2107	Cervera (Embalse)	53,6	1276,7	440,3	0,00	1,00	3
2108	Camporredondo (Embalse)	229,6	1671,7	463,7	0,29	0,95	1
2109	Pantano de Arlanzón	107,2	1436,0	325,7	0,28	0,30	1

Tabla 6.1. Valores de las distintas variables para las cuencas de drenaje de las estaciones de aforo del trabajo.

La precipitación media de invierno fue extraída de las capas de precipitación mensual interpoladas mediante regresiones lineales; el área de drenaje se calculó mediante un SIG; la altitud media se estimó a partir del modelo digital de elevaciones de la cuenca de 100 metros de resolución espacial. Para estimar la permeabilidad del sustrato se calculó el porcentaje de roca permeable y roca impermeable, mediante la reclasificación en dos clases de la capa de geología de Castilla y León extraída de Jiménez (1997). Por último se utilizó el índice de retención (Batalla *et al.* 2004), que representa la capacidad de almacenar agua de los embalses localizados aguas arriba de los aforadores estudiados (ver cálculo en metodología, 3.1.5).

Para evaluar si las variables consideradas difieren significativamente entre los clusters, se realizó un análisis de varianza (ANOVA), utilizando el método *post hoc* de Thamane, que no asume varianzas iguales entre muestras. En la Figura 6.12 se muestran gráficamente las diferencias en las series de cada una de las variables para los cuatro clusters, y la Tabla 6.2 ofrece los valores de significación estadística del análisis ANOVA. Los resultados del análisis para cada una de las variables se detallan a continuación:

- Precipitación de invierno. El cluster 4 presenta notables diferencias con el resto de los clusters, con valores más bajos de precipitación y menor variabilidad entre estaciones. Estas diferencias son significativas estadísticamente con el C2 y el C3. Por otro lado, las series de precipitación de invierno del cluster 3 también difieren significativamente con las de C1 y C2.
- El área de drenaje muestra diferencias estadísticamente significativas entre el C4 y el resto de los clusters. Las estaciones pertenecientes al C4 presentan, por lo general, amplias cuencas de drenaje, mientras que C1, C2 y, con algunas excepciones, C3, agrupan a estaciones con cuencas de drenaje de pequeño tamaño.
- Altitud media. Las estaciones agrupadas en C1, C2 y C3 se corresponden con valores elevados de altitud, en especial C2 y C3, que en la Figura 6.11 aparecían localizadas en los bordes de la cuenca. Por el contrario, C4 agrupa estaciones con valores bajos de altitud media. Estadísticamente las diferencias sólo son significativas en los clusters 3 y 4.
- Permeabilidad. Al tratarse la cuenca del Duero de una depresión Terciaria, la mayor parte de la red hidrográfica discurre por materiales permeables, con excepción de las montañas en la franja sur. Como muestra la Figura 6.12, todos los clusters agrupan estaciones con un alto porcentaje de roca permeable en sus cuencas, aunque el cluster 2 también presenta estaciones con un porcentaje sustancial de roca impermeable. Las diferencias en las series son además estadísticamente significativas entre C2 y C3.
- Índice de retención. Las estaciones en C1 y C3 presentan valores más altos de regulación que las agrupadas en C2 y C4. Esto está reflejando cierta asimetría en el nivel de regulación, más alto en los ríos de la mitad norte de la cuenca que en los ríos de la mitad sur. No obstante, las diferencias tan sólo son significativas entre las estaciones de C2

y C3, esto es, en aquellas situadas en las cabeceras fluviales. Las estaciones pertenecientes a C1 y C4, situadas en los cursos bajos de los ríos presentan menores diferencias entre sí en cuanto al nivel de regulación.

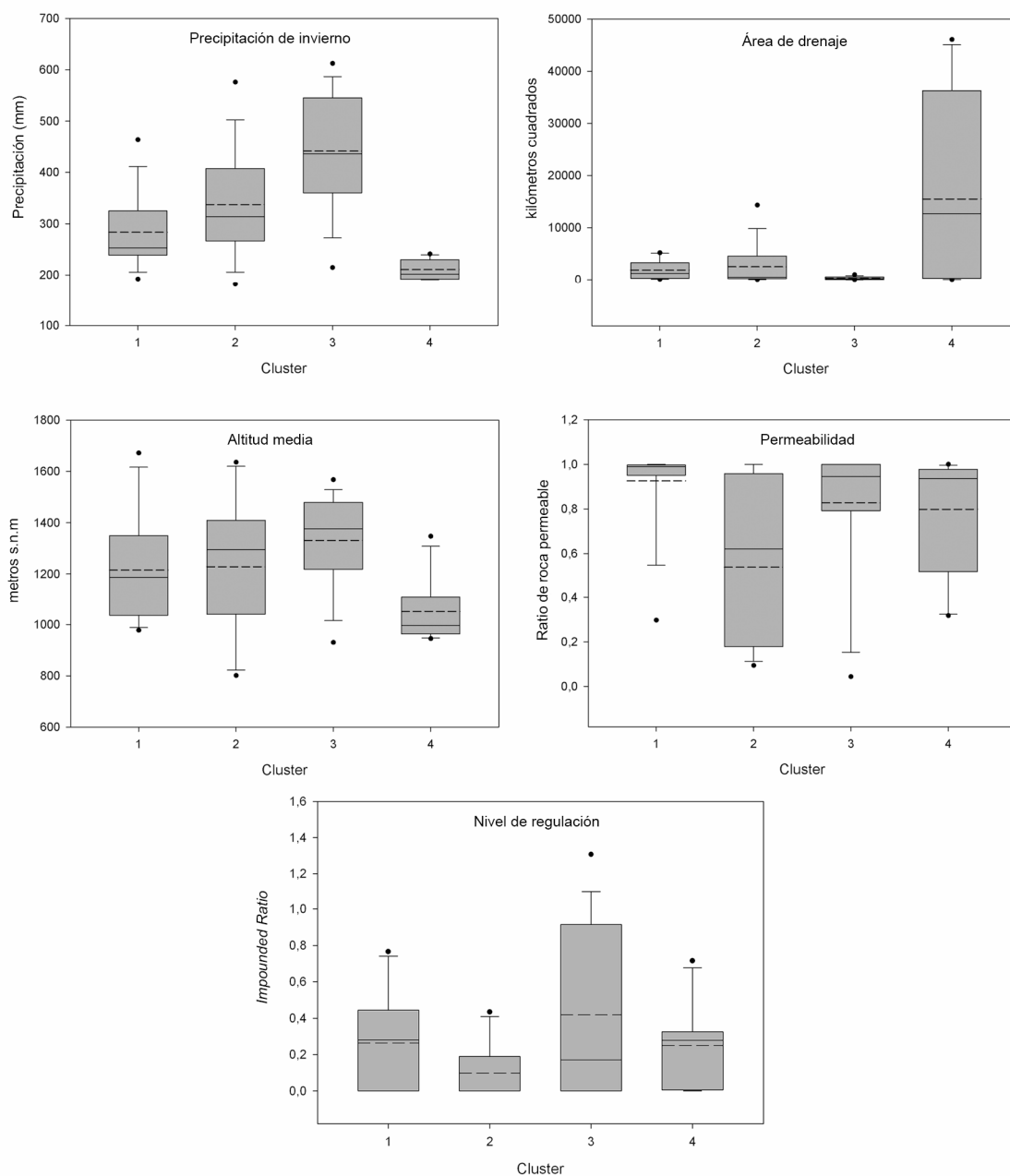


Figura 6.12. Variabilidad en las características de las cuencas (precipitación de invierno, área, altitud media, permeabilidad y retención) para las estaciones agrupadas en cada cluster. Línea de puntos = media; línea continua = mediana; caja = 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> cuartil; brazos = percentiles 10 y 90; puntos = percentiles 5 y 95.

	Cluster	1	2	3	4
Precipitación de invierno	1		0,707	0,000*	0,320
	2	0,707		0,009*	0,005*
	3	0,000*	0,009*		0,000*
	4	0,320	0,005*	0,000*	
Área	1		1,000	1,000	0,001*
	2	1,000		1,000	0,000*
	3	1,000	1,000		0,000*
	4	0,001*	0,001*	0,000*	
Altitud	1		1,000	0,731	0,447
	2	1,000		0,918	0,281
	3	0,731	0,918		0,008*
	4	0,447	0,281	0,008*	
Permeabilidad	1		0,004	1,000	1,000
	2	0,004		0,033*	0,251
	3	1,000	0,033*		1,000
	4	1,000	0,251	1,000	
Índice de retención	1		1,000	1,000	1,000
	2	1,000		0,043*	1,000
	3	1,000	0,043*		1,000
	4	1,000	1,000	1,000	

Tabla 6.2. Análisis de varianza (ANOVA): valores de significación estadística ( $\alpha$ ) de las diferencias entre las medias de las variables, en las cuencas de drenaje de las estaciones pertenecientes a cada cluster. \* Indica diferencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).

Aunque los resultados derivados de este análisis puedan parecer ligeramente ambiguos en cuanto a su capacidad para explicar las diferencias en las respuestas de las aportaciones a la NAO, si atendemos a las características comunes entre los clusters observamos que, en efecto, las variables consideradas juegan un papel importante en la discriminación de patrones de respuesta a la NAO. Por ejemplo, con respecto a la precipitación de invierno existen diferencias significativas entre casi todos los clusters. Podemos considerar la precipitación de invierno como una variable que está reflejando las condiciones medias de humedad en las cuencas fluviales. Los clusters 1 y 4, que se distribuyen por lo general en el sector central de la cuenca, agrupan estaciones con bajos valores de precipitación de invierno, esto es, con condiciones relativamente secas; mientras que las estaciones en C2 y C3 presentan condiciones de mayor humedad. En general, la respuesta de las aportaciones a las fases NAO (especialmente a las fases negativas) es más pronunciada en los clusters 1 y 4, esto es, en los afectados por condiciones más secas, y es más suave en aquellas cuencas que por lo general presentan condiciones húmedas. Este hecho coincide con la anómala distribución espacial de la precipitación durante las fases NAO negativas, que, como se vio anteriormente, presentaba

valores más altos de anomalías en las zonas secas (franja central de la cuenca) y anomalías de menor magnitud en las zonas húmedas de la cuenca.

Se aprecia asimismo que el cluster 4 difiere del resto de los grupos con respecto a casi todas las variables, aunque las diferencias no sean siempre significativas. La mayor parte de las estaciones pertenecientes a este grupo se encuentran situadas en los tramos medios y bajos de los ríos, y por lo tanto están recibiendo las aportaciones agregadas de una red de ríos con distintas procedencias. Sus cuencas de drenaje suelen presentar gran extensión y valores de altitud y pendiente medias relativamente bajas, originando cierta inercia hidrológica respecto a la variabilidad atmosférica. Por otro lado las anomalías de aportaciones registradas por estas estaciones durante las fases NAO son un reflejo agregado de los distintos tipos de respuesta a la NAO, acumulando por un lado la respuesta más atenuada y sostenida a lo largo del año característica de las estaciones pertenecientes a C1 y la respuesta más enérgica y repentina de las estaciones en C2.

Volviendo nuevamente a la Figura 6.10 observamos que los clusters 2 y 3 presentaban tiempos de respuesta hidrológica similar a la NAO, variando únicamente la magnitud de las anomalías. Asimismo, el análisis de varianza nos muestra que ambos clusters tienen distribuciones similares para todas las variables excepto para una, el ratio de roca permeable, cuya diferencia es además estadísticamente significativa. Las estaciones correspondientes al C2 están en su mayoría localizadas en las cabeceras fluviales del sector sur de la cuenca, esto es, en las montañas del Sistema Central, además de las estaciones de los ríos Huebra y Águeda, y todas éstas se asientan sobre materiales de menor permeabilidad (granitos y pizarras) que los de los sectores central y norte de la cuenca. Las estaciones del cluster 3 también se encuentran en su mayoría en zonas de cabecera, pero éstas en la franja septentrional donde el sustrato es de mayor permeabilidad, con rocas calizas en su mayoría. Esta diferencia en la permeabilidad de la roca podría ser la causa de las diferencias en las magnitudes de la respuesta hidrológica a la NAO entre las cuencas de los clusters 2 y 3.

Aunque su papel parece un poco difuso, el nivel de regulación de los ríos también podría explicar algunas diferencias entre los clusters. Las estaciones en C2 y C4 son las que registran mayores anomalías de aportación, y son las que presentan también los valores bajos en el ratio de retención. Por el contrario, los clusters 1 y 3 con anomalías de aportación más bajas agrupan estaciones con mayores ratios de retención, lo que estaría indicando una menor dependencia de los ríos regulados a la variabilidad climática. Además el análisis de varianza ofrece diferencias significativas en cuanto al índice de retención entre las estaciones de los clusters 2 y 3 (recordemos, las estaciones situadas en las cabeceras del norte y del sur de la cuenca respectivamente), estando las cabeceras del norte mucho más reguladas que las del sur. Este factor de regulación podría estar explicando, junto a la ya mencionada permeabilidad de la roca madre, las diferencias en la magnitud de las anomalías de caudal.

De forma general se podría concluir que la respuesta de las aportaciones a las fases NAO (especialmente a las fases negativas) es más rápida en cuencas de pequeña extensión, y altitudes elevadas, condiciones ambientales secas y bajo nivel de regulación. Por el contrario, una respuesta más moderada se encontraría en las cuencas de gran tamaño y baja pendiente, con altos valores de precipitación invernal, y cierto nivel de regulación hidrológica. Está ampliamente asumido en las ciencias hidrológicas que las propiedades físicas de las cuencas de drenaje, incluyendo el área, la topografía, la geología, la cubierta vegetal, o la humedad del suelo, entre otras, juegan un notable papel en la relación precipitación-caudales (p. ej., Dunne & Black 1970, Milly & Wetherald 2002, Gallart & Llorens 2003, Stone *et al.* 2008). El control de estas propiedades sobre procesos como la infiltración, la evapotranspiración, o la escorrentía subterránea, influye directamente en los tiempos y cantidades en la producción de escorrentía. No entra dentro de los objetivos de este trabajo modelizar el comportamiento hidrológico de cada cuenca, sin embargo sí se aprecia en este capítulo que la mayor parte de las cuencas muestra diferentes combinaciones de las variables estudiadas, lo que dificulta la interpretación de los resultados a la hora de identificar los factores responsables de la variabilidad en la respuesta hidrológica a la NAO. Además se ha demostrado que cuando las aportaciones se agregan en ríos de mayor orden (mayor superficie de drenaje), la inercia hidrológica a la variabilidad atmosférica aumenta, filtrando la influencia diversa que pueden ejercer áreas con distintas características físicas y funcionamiento hidrológico.

Además de estimar el papel que juegan las propiedades de las cuencas de drenaje en la respuesta de las aportaciones, en este capítulo se muestra el notable control que ejerce la NAO de invierno sobre los recursos hídricos de la cuenca a lo largo del año. En este contexto cobra especial relevancia la variabilidad y las tendencias que ha experimentado la NAO en décadas recientes, así como los pronósticos sobre su comportamiento futuro. Existe en la literatura científica un reconocimiento generalizado sobre la variabilidad interanual que presenta la NAO, con ciclos repetidos de aproximadamente 8 ó 10 años. Sin embargo, la mayoría de los estudios aseguran que durante las últimas tres décadas el índice ha mostrado una tendencia sin precedentes hacia valores positivos más altos, que es estadísticamente significativa con respecto a su propia variabilidad interanual (p. ej., Hurrell & van Loon 1997, Rodwell *et al.* 1999, Thompson *et al.* 2000, Osborn 2004), aunque en los últimos años esta tendencia parece haberse suavizado. La gran pregunta que se plantea en el ámbito científico es si la tendencia positiva observada en la NAO, así como en otros patrones de circulación, guarda alguna relación con el calentamiento global o es independiente de tal fenómeno. Distintos autores han modelizado la variabilidad de la NAO considerando diferentes escenarios de emisión de gases invernadero. La mayoría de los ensayos apuntan al incremento de estos como uno de los factores responsables de la tendencia positiva de la NAO en las últimas décadas (Paeth *et al.* 1999, Gillett *et al.* 2003, Osborn 2004, Kuzmina *et al.* 2005), y por lo tanto al cambio climático antrópico como el causante de la intensificación de la NAO. Otros, sin embargo, afirman que la mayoría de los modelos climáticos no reproducen bien la variabilidad



de la NAO, pues no incluyen la circulación en la baja estratosfera. Cuando ésta es introducida en los modelos, la explicación de la variabilidad de la NAO mejora notablemente, debido a la interacción de flujos existente entre la estratosfera y la troposfera. Éstos últimos apuntan al aumento en la intensidad de los vientos estratosféricos, como otra posible causa de la tendencia positiva que ha experimentado la NAO (Rind *et al.* 2005, Scaife *et al.* 2005). Aunque todavía no se ha llegado a un consenso general, todos los estudios muestran evidencias de control estratosférico y de los *gases invernadero* sobre la variabilidad de la NAO, y sugieren además que la tendencia positiva en los valores del índice va a continuar en las próximas décadas. Para la Península Ibérica, las simulaciones de variabilidad futura de la NAO y su relación con la precipitación para diferentes escenarios de cambio climático y de concentraciones de *gases invernadero*, pronostican dos importantes resultados a tener en cuenta: 1) que ante un incremento de *gases invernadero* la NAO seguirá evolucionando hacia valores positivos con mayor frecuencia, y 2) que probablemente un clima más cálido derivado del aumento de *gases invernadero* va a fortalecer la correlación entre la NAO y la precipitación de invierno (Vicente-Serrano & López-Moreno 2008, Rodríguez-Puebla & Nieto 2009). Teniendo en cuenta la ya demostrada correlación negativa entre los valores del índice NAO y los valores de precipitación y de caudales en la cuenca del Duero, es lógico asumir que las tendencias hacia condiciones hidrológicas más secas van a continuar o incluso agravarse durante las próximas décadas.



## **7. EL CAMBIO EN LA CUBIERTA VEGETAL Y SU PAPEL EN LA EVOLUCIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA**



En capítulos anteriores se ha demostrado que de forma general los caudales de los ríos de la cuenca han experimentado una tendencia negativa durante las últimas décadas. También hemos comprobado que la evolución de las aportaciones responde con relativo rigor a la variabilidad climática: en primer lugar se observa un paralelismo con la evolución de las precipitaciones (aunque con ciertos matices); y en segundo lugar se ha comprobado un notable control de la Oscilación del Atlántico Norte y su variabilidad sobre las variaciones en los caudales. Se asume por lo tanto que una parte del descenso observado en los caudales podría ser explicada por la variabilidad climática. Sin embargo, y a pesar de los paralelismos citados, las precipitaciones no han registrado una tendencia negativa significativa a lo largo del periodo de estudio, descendiendo sólo, levemente, en los meses de invierno. El incremento térmico observado podría ser el otro factor climático responsable del descenso hidrológico al intensificar procesos como la evapotranspiración. Es también probable, aunque no sea objeto de estudio en este trabajo, que el consumo de agua por parte de la población a través de actividades industriales, agrícolas, o turísticas, esté incrementando y en consecuencia esté contribuyendo al descenso experimentado por los aportes fluviales. Además de la variabilidad climática, en cuencas poco reguladas y con bajo consumo antrópico, el segundo factor en importancia que afecta a la evolución de los recursos hídricos son las variaciones en los usos del suelo y la cubierta vegetal (Kundzewic *et al.*, 2007). Las características físicas de las cuencas, como son el relieve, o la litología, aunque puedan participar en mayor o menor medida en el proceso de infiltración de agua, son invariables a la escala temporal que se está manejando en este trabajo y en la que se suele operar en los análisis hidrológicos (García-Ruiz *et al.* 2001). Sin embargo la cubierta vegetal y los usos del suelo evolucionan al ritmo de la actividad humana, e inciden por tanto en la disponibilidad de recursos hídricos de la misma a través de su influencia sobre la escorrentía. La relación que guarda la precipitación con los caudales es indudable ya que, en forma de agua o nieve, constituye el origen o la entrada de agua en las cuencas fluviales. Sin embargo los caudales de los ríos representan las salidas de agua de las cuencas de drenaje en forma de escorrentía, por lo tanto otra serie de procesos que suceden en las mismas y que conllevan pérdidas de agua, van a afectar al balance final de la escorrentía y al volumen de agua en los ríos. Si obviamos el consumo humano, la infiltración y la evapotranspiración son los principales responsables de las pérdidas de agua en las cuencas, y estos guardan relación con las características físicas de las cuencas de drenaje como la litología, el tipo de suelo, la topografía o la cubierta vegetal, y con variables atmosféricas como la temperatura, la radiación, la humedad atmosférica o la velocidad del viento (Crockford & Richardson 2000, Zhang *et al.* 2001a, Cosandey *et al.* 2005, Llorens & Domingo 2007). La cubierta vegetal tiene una gran capacidad para modificar el balance hídrico de las cuencas fluviales en la medida en que controla los procesos de evapotranspiración e infiltración. Aunque hasta ahora esto ha sido demostrado en cuencas experimentales (ver revisión en Bosch & Hewlett 1982), diversos estudios realizados a escala regional para la Península Ibérica sugieren que el descenso observado en los aportes de los principales ríos no

responde únicamente a la evolución de las variables climáticas, sino también a los cambios experimentados por los usos del suelo en las cabeceras fluviales (Beguería *et al.* 2003, Gallart & Llorens 2004).

En este apartado se pretende comprobar si el descenso observado en las aportaciones está relacionado con variaciones en la cubierta vegetal en las cuencas de drenaje. Para ello se han analizado los cambios en los usos del suelo y en la cubierta vegetal en una serie de cuencas de cabecera representativas del borde montañoso de la cuenca del Duero, mediante fotointerpretación de imágenes aéreas de distintas fechas. Además, para obtener una visión global de los cambios en los usos del suelo en la totalidad de la cuenca, se han comparado los mapas forestales correspondientes al territorio de la cuenca, de los años 1966 y 2003. En segundo lugar, se ha llevado a cabo una aproximación estadística del papel que los cambios en la cubierta vegetal han podido tener sobre los recursos hídricos en el periodo de estudio seleccionado en el trabajo. El análisis estadístico se ha realizado sobre las series hidrológicas y climáticas de un conjunto de estaciones situadas en las cabeceras de los ríos. Esto atiende principalmente a dos razones: (1) son en las zonas de montaña donde se están produciendo los cambios más notables en la cubierta vegetal por las causas comentadas anteriormente; y (2) las montañas constituyen las áreas fuente de los recursos hídricos, y los lugares donde su explotación es menor, por lo que representan áreas únicas para detectar los cambios ambientales y evaluar sus efectos (Beniston 1994, Dirnbock & Grabherr 2000). Por ello, y dado que el objetivo principal es evaluar el papel de los usos del suelo en la evolución de las aportaciones, se debía descartar cualquier serie hidrológica que estuviera afectada por un sistema de regulación o por grandes extracciones para consumo humano, para que refleje en la medida de lo posible una evolución natural.

## **7.1. Los cambios en los usos del suelo: el aumento de la cubierta vegetal**

### **7.1.1. Análisis en pequeñas cuencas de cabecera**

En el apartado metodológico se explicó el procedimiento llevado a cabo para estudiar los cambios en los usos del suelo. La ortorrectificación de las fotografías aéreas y, sobre todo, la digitalización manual de polígonos para identificar los usos del suelo sobre las ortoimágenes, es un proceso sumamente laborioso que requiere de mucho tiempo para su ejecución. Por esta razón, el análisis de los cambios en los usos del suelo se ha realizado en unas cuencas de cabecera determinadas que, aparte de cumplir con los requisitos mencionados anteriormente, debían tener un tamaño manejable, por lo que se seleccionaron las cuencas con extensión menor a 200 km<sup>2</sup>, que en términos prácticos no superan la extensión de un mapa topográfico a escala 1:25.000. Las cuencas seleccionadas, y sus principales características aparecen en la Tabla 7.1.

Río	Localización aforador	Coordenadas geográficas		Provincia	Área (km <sup>2</sup> )	Altitud mínima	Altitud máxima	Altitud media	Pend. med %
Tormes	Hoyos del Espino	40° 20' 47" N	5° 11' 47" O	Ávila	67,4	1.391	2.223	1.640	17,3
Riaza	Riaza	40° 44' 49" N	4° 09' 28" O	Segovia	30,5	1.040	2.043	1.492	30,7
Curueño	Caldas de Nocedo	42° 57' 15" N	5° 23' 55" O	León	149,4	1.067	2.151	1.518	22,4
Grande	Velilla del río Carrión	42° 52' 36" N	4° 52' 14" O	Palencia	69,9	1.260	2.415	1.501	35,4
Duero	Molinos de Duero	41° 53' 18" N	2° 47' 05" O	Soria	129,7	1.101	2.230	1.434	20,1
Rivnuesa	Vinuesa	41° 54' 47" N	2° 45' 22" O	Soria	104,8	1.084	2.189	1.554	24,1

Tabla 7.1. Cuencas de cabecera seleccionadas para el análisis de la evolución de los usos del suelo

A continuación se muestran las principales variaciones que se han detectado en los usos de suelo entre los años 1957 y 2002 en las cabeceras fluviales citadas, prestando especial atención a la dinámica de la cubierta forestal, debido a sus implicaciones en el funcionamiento hidrológico de las cuencas. Las figuras 7.1 a 7.6 representan los usos del suelo de la cabecera fluviales en los años 1957 y 2002, y las tablas 7.2 y 7.3 muestran la superficie relativa ocupada por cada uso y las variaciones que han experimentado entre las dos fechas.

En la cabecera fluvial del río Tormes (Figura 7.1) a mediados del siglo XX el bosque de *Pinus sylvestris* alcanzaba altitudes máximas de 1.660 metros y tenía una extensión de 740 has. En el año 2002, la superficie del bosque ha aumentado un 38%, ocupando aproximadamente 1.030 has, como resultado de numerosas plantaciones realizadas en la mitad norte de la cuenca de drenaje. El bosque histórico, salvo el cierre de algunos claros y una leve expansión en la zona más oriental, no ha experimentado importantes cambios. Las manchas de matorral (*Cytisus oromediterraneus*), por el contrario, sí han experimentado un avance natural como resultado del abandono del pastoreo, y han pasado a ocupar una superficie de 1.375 has respecto a las 1.070 de finales de los 50. Por último, los espacios cultivados han sufrido un notable retroceso, pasando de 690 has iniciales en 1957, a tan sólo 36 has, y el espacio que estaba anteriormente cultivado ha sido ocupado por plantaciones forestales, pastizales y monte bajo.

La cuenca alta del río Riaza (Figura 7.2) presentaba a finales de los 50 dos usos principales: el forestal en las partes altas y de mayores pendientes, y el agrícola en el sector del piedemonte. Los bosques de roble ocupaban 1.260 has aproximadamente, lo que suponía un 41% de la superficie de la cuenca. A principios del S.XXI se observa como el perímetro del bosque histórico ha experimentado un avance en altitud, y en la actualidad ocupa alrededor de 1.500 has, casi la mitad de la superficie de la cuenca, resultando en un incremento entre las dos fechas de aproximadamente un 20%. Por su parte la superficie destinada a cultivos era de 438 has, un 14% del área de la cuenca, y en la actualidad los cultivos han quedado reducidos a pequeñas extensiones de parcelas en las cercanías de los núcleos de población, ocupando tan sólo 105 has. Los espacios que anteriormente estaban cultivados son ahora terrenos abandonados que están siendo colonizados por comunidades herbáceas y arbustivas propias de las primeras etapas de sustitución vegetal.

En el alto valle del Curueño (Figura 7.3), la superficie ocupada por brañas y pastizales de montaña en 1957 era de casi 9.500 has, representando un 62% de la cuenca fluvial. En las zonas más abruptas se extendían formaciones arbustivas de montaña con una superficie total de 2.500 has, un 16% de la cuenca. De forma circunstancial, y al abrigo de fuertes escarpes, se desarrollaban manchas testimoniales de roble melojo y abedulares con una superficie de tan sólo 289 has. En el mapa de usos correspondiente al año 2002, se observa cómo ha habido una notable expansión del matorral de montaña, pasando a ocupar cerca de 5.300 has, un 35% de la superficie de la cuenca con un incremento entre las dos fechas de un 112%. Por otro lado se ha producido un aumento notable de la masa forestal, aunque el peso relativo en términos de superficie cubierta por vegetación no es tan significativo, pues tan sólo ocupa en la actualidad un 7% de la cuenca.

La cuenca del río Grande presentaba gran variedad de usos del suelo a mediados del siglo XX, propiciada por la heterogeneidad del relieve y la pervivencia de actividades tradicionales (Figura 7.4). El total de superficie forestal se situaba alrededor de las 1.000 has, de las que 650 has se correspondían con manchas densas y 350 has con bosques abiertos. A lo largo del curso del río se desarrollaban campos de cultivo, que llegaron a ocupar 715 has, más de un 10% de la superficie de la cuenca. El resto del territorio se aprovechaba para pastizales, y en las zonas de mayores altitudes se desarrollaban manchas aisladas de matorral de montaña, con un total de 3.500 has y 1.480 has respectivamente. En el mapa correspondiente al año 2002 se aprecia que la superficie destinada a cultivos ha desaparecido, y en su lugar existen eriales y matorral de montaña. El matorral también se ha extendido por lo que antes eran pastizales, llegando a colonizar las zonas de mayor altitud de la cuenca, con lo que en la actualidad tiene una extensión de 2.800 has. Por último, la repoblación de *Pinus sylvestris*, junto a la expansión natural de pequeños rodales han hecho aumentar la superficie forestal de la cuenca a 1.470 has, lo que supone un crecimiento de un 47% entre las dos fechas analizadas.

La cabecera del río Duero (Figura 7.5) está cubierta por bosque casi en su totalidad. La vocación maderera histórica del área en la que se encuentra la cuenca ha propiciado la existencia de un bosque denso y cuidado en el que el *Pinus sylvestris* es la especie dominante. A mediados del siglo XX, el uso forestal ocupaba una extensión de 9.827 has, de las cuales 1.930 has se correspondían con formaciones jóvenes y de baja densidad de arbolado. En términos relativos el bosque cubría un 76%, y sumando la superficie cubierta por matorral, un 81% del suelo de la cuenca disponía de cubierta vegetal. El suelo restante se correspondía con pastizales de altura y tierras de cultivo en las proximidades del núcleo urbano de Covaleda. En el 2002 el uso agrícola ha desaparecido casi por completo y la mayor parte del territorio presenta cobertura arbórea y arbustiva. El bosque se ha ido cerrando y ha crecido ligeramente en superficie y en densidad llegando a ocupar el 81% del área de la cuenca.

El alto valle del Revinuesa (Figura 7.6) presenta igualmente una vocación forestal, que es casi exclusiva en la actualidad. En el 1957, un 70% de la superficie de la cuenca estaba cubierta por



bosque y los pequeños claros y zonas de cumbre eran ocupados por formaciones arbustivas de brezos y genistas más pastizales de montaña. Tan sólo una pequeña mancha de 77 has estaba dedicada a cultivos. En la actualidad, el bosque ocupa una superficie de 8.870 has (85% de la cuenca), lo que supone un crecimiento de 23 puntos porcentuales respecto al año 1957. Las manchas de bosque claro han crecido en densidad y los individuos de porte arbustivo se han desarrollado conformando ahora un bosque más denso y maduro. El pinar ha alcanzado la divisoria de aguas, llegando hasta el punto más alto de la cuenca (2.020 m), y la escasa superficie que se dedicaba a los cultivos ha desaparecido y ha sido ocupada por el bosque.

Cuenca	Superficie (has)	Bosque denso (%)		Bosque abierto (%)		Matorral (%)		Cultivos (%)		Pastizal (%)	
		1956	2002	1956	2002	1956	2002	1956	2002	1956	2002
Tormes	6.741	11,0	15,3	0	0	15,9	20,4	10,2	0,5	62,9	63,2
Riaza	3.049	41,3	49,6	0	0	37,0	31,3	14,4	3,4	7,4	15,6
Curueño	14.940	1,9	7,3	0	0	16,6	35,2	4,0	0,0	63,3	47,1
Grande	6.991	9,3	15,8	5,0	5,2	21,2	40,5	10,2	0,0	50,4	31,9
Duero	12.970	60,9	80,9	14,9	0	5,1	3,7	1,9	0,0	20,3	15,0
Revinuesa	10.482	65,6	84,6	3,0	0	6,0	2,2	0,0	0,0	25,4	13,2

Tabla 7.2. Superficie ocupada por los distintos tipos de cubierta vegetal en 1957 y 2002 respecto a la superficie total de las distintas cuencas.

Cuenca	Superficie (has)	Bosque denso (has)			Bosque abierto (has)			Matorral (has)			Cultivos (has)			Pastizal (has)		
		1956	2002	Δ (%)	1956	2002	Δ (%)	1956	2002	Δ (%)	1956	2002	Δ (%)	1956	2002	Δ (%)
Tormes	6.741	741	1.030	39	0	0	-	1.070	1.375	29	690	36	-95	4.240	4.260	0
Riaza	3.049	1.259	1.511	20	0	0	-	1.127	955	-15	438	105	-76	225	475	111
Curueño	14.940	289	1.089	277	0	0	-	2.482	5.264	112	596	0	-100	9463	7.030	-26
Grande	6.991	653	1.108	70	349	363	4	1.483	2.832	91	715	0	-100	3.520	2.229	-37
Duero	12.970	7.899	10.492	33	1.928	0	-100	657	486	-26	246	0	-100	2.633	1.945	-26
Revinuesa	10.482	6.881	8.871	29	310	0	-100	630	231	-63	0	0	-	2.663	1.379	-48

Tabla 7.3. Superficie en hectáreas y variación porcentual de los tipos de cubierta vegetal entre 1957 y 2002 en los distintos casos de estudio

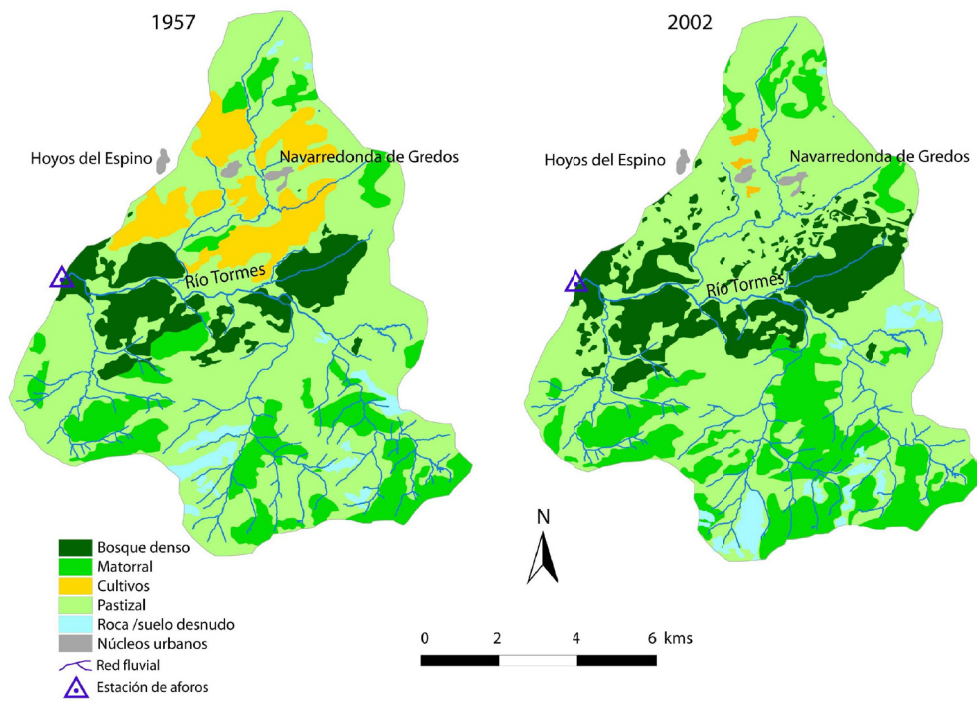


Figura 7.1. Usos del suelo en la cabecera del río Tormes

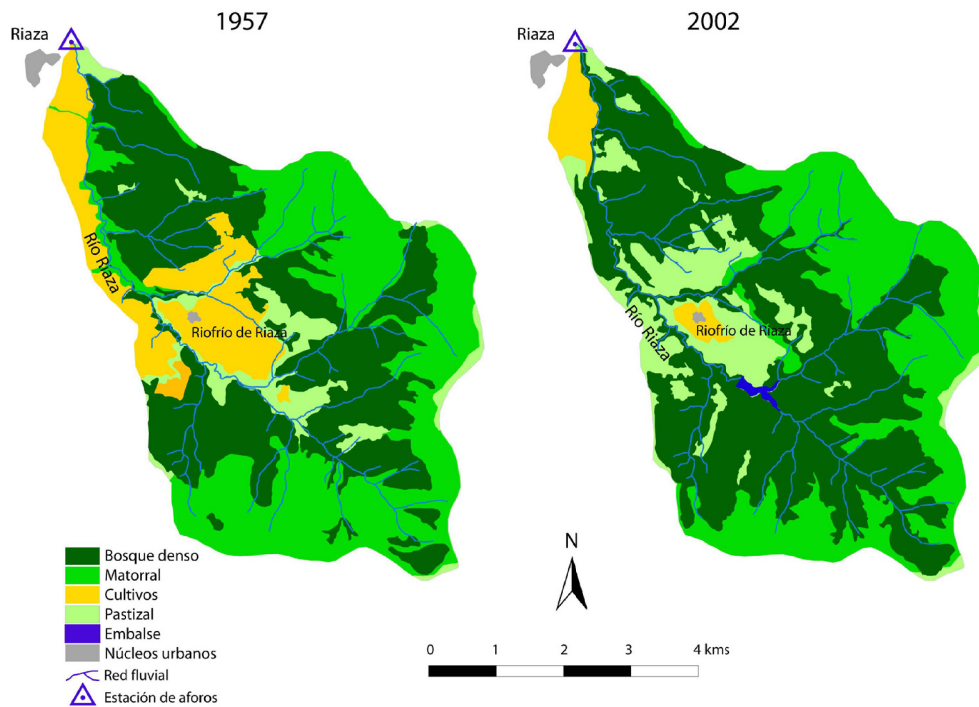


Figura 7.2. Usos del suelo en la cabecera del río Riaza

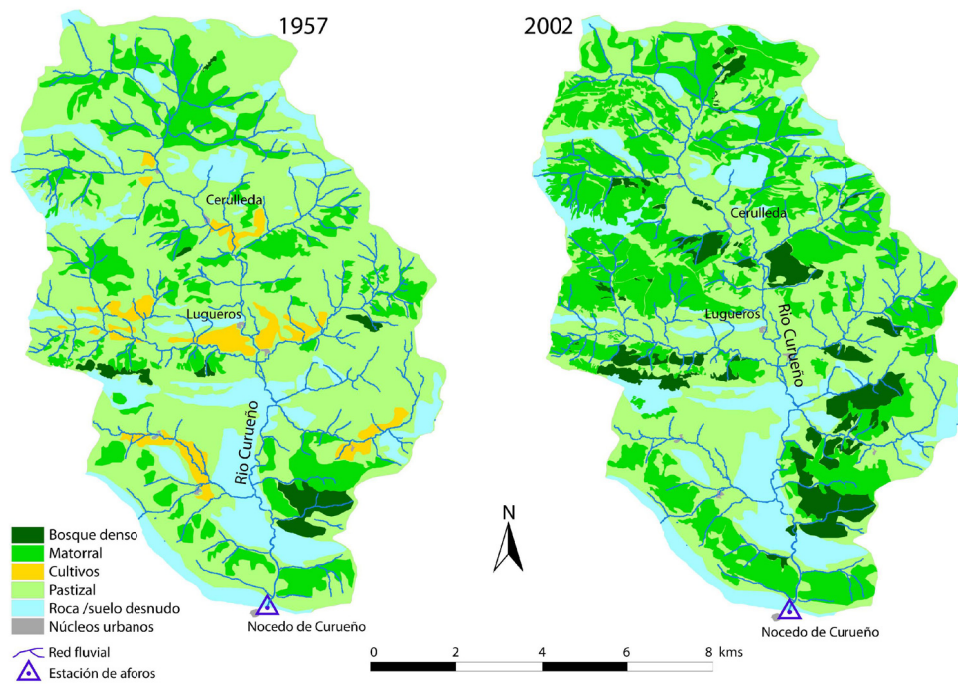


Figura 7.3. Usos del suelo en la cabecera del río Curueño

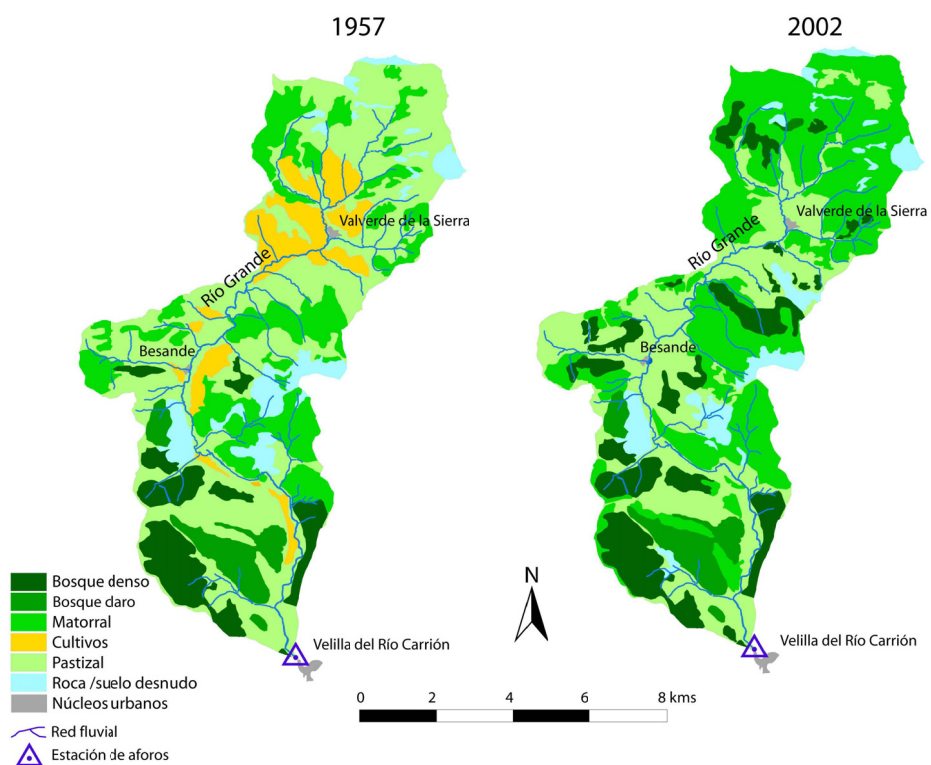


Figura 7.4. Usos del suelo en la cabecera del río Grande

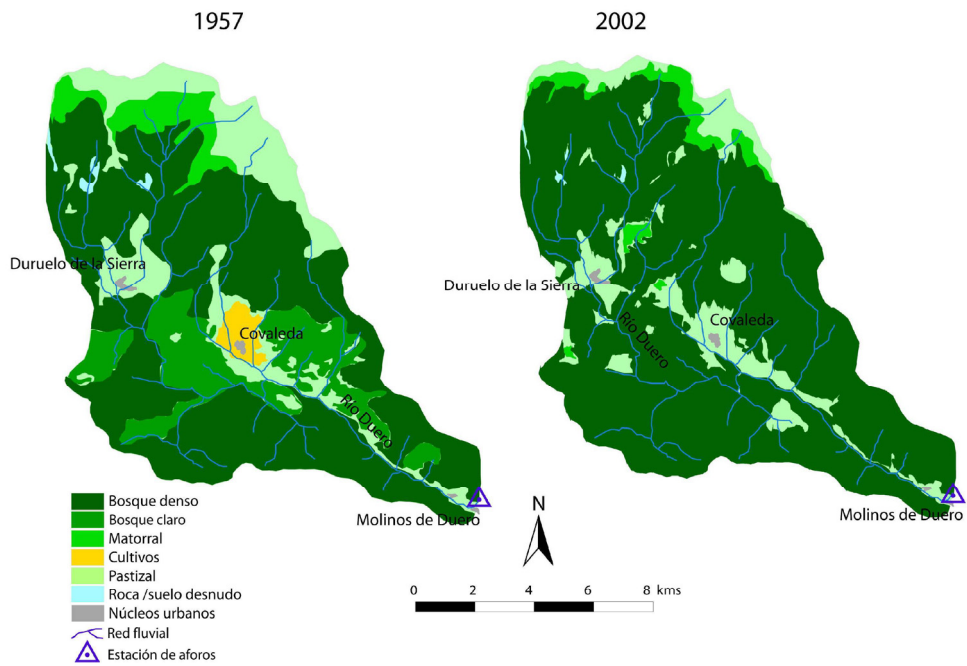


Figura 7.5. Usos del suelo en la cabecera del río Duero

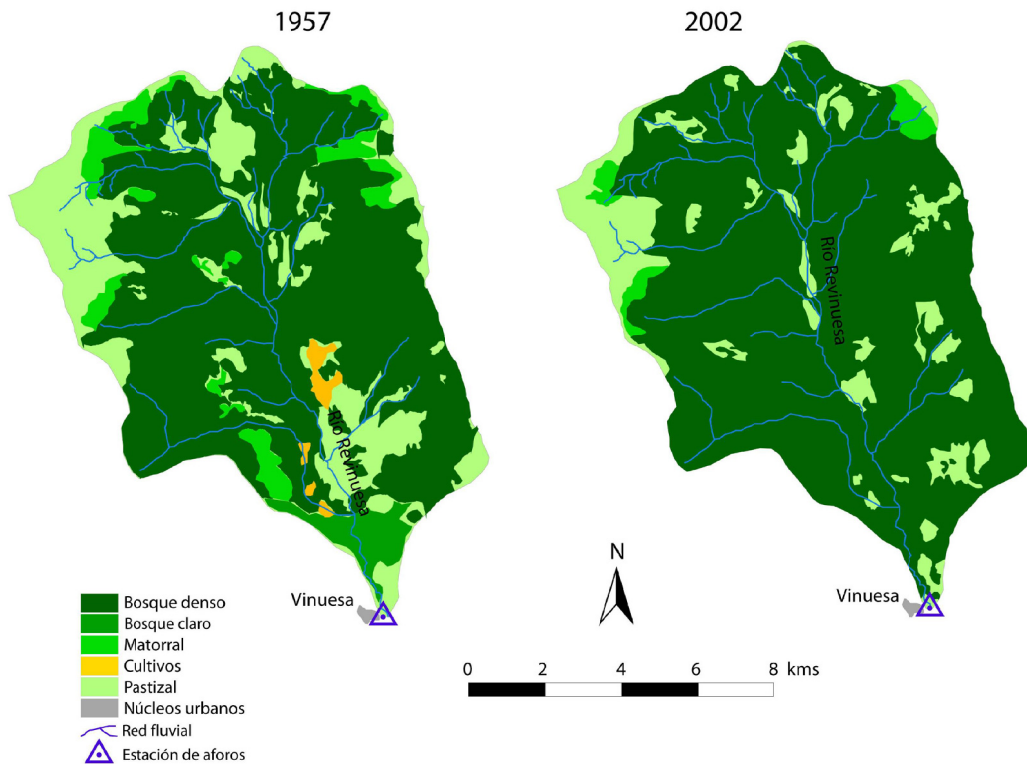


Figura 7.6. Usos del suelo en la cabecera del río Revinuesa

### 7.1.2. Análisis general de la cuenca

Tomando como base el Mapa Forestal de España de 1966 coordinado por Luis Ceballos, y el Mapa Forestal de España editado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (Ministerio de Medio Ambiente) en 2003, y a pesar de las dificultades metodológicas especificadas en el apartado 3.5.2, se han conseguido digitalizar los usos del suelo de toda la cuenca del Duero en dos fechas representativas del comienzo y final del periodo de estudio. Mediante la comparación de los dos mapas resultantes (Figura 7.7 y Figura 7.8) podemos hacernos una idea general de la evolución de los usos del suelo en la totalidad de la cuenca. No obstante, dado que el objeto de análisis de este apartado son las cabeceras fluviales, hemos considerado también el estudio comparativo de las dos zonas de procedencia mayoritaria de los ríos de la cuenca, las cabeceras del sur situadas en el Sistema Central, y las cabeceras del norte-noreste de la Cordillera Cantábrica y el Sistema Ibérico. Conviene recordar que dada la disparidad de clases existente entre las dos fuentes cartográficas originales, se ha efectuado una reclasificación y homogeneización de las leyendas, consiguiéndose reducir las numerosas clases originales a tan sólo 5 principales: agua, urbano-suelo desnudo, matorral-pastizal y forestal. En la Tabla 7.4 se muestra el porcentaje de superficie ocupada por cada clase en 1966 y 2003 y en la Tabla 7.5 se refleja el porcentaje de cambio en cada tipo de cobertura entre las dos fechas, para la totalidad de la cuenca, y para las cabeceras de la franja norte y de la franja sur.

A pesar de la diferencia de detalle (debido a las distintas escalas de los mapas originales), es fácil apreciar visualmente el crecimiento que se ha producido en la superficie cubierta por el bosque entre 1966 y 2003. De acuerdo con los análisis espaciales, el crecimiento de la superficie forestal ha sido de un 14,2%, y del 25% de la superficie total que ocupaba en 1966, ha pasado a un 30% en el 2003. La superficie correspondiente al pastizal-matorral también ha crecido en la misma proporción que el bosque, con un 15% de variación. La expansión de ambos se ha producido en detrimento del suelo ocupado por cultivos y uso agrícola, que, siendo el principal uso del suelo de la cuenca, ha sufrido un retroceso del 16% entre las dos fechas. Estos cambios reproducen, a mayor escala, el crecimiento de la superficie con cobertura vegetal observado en las cuencas de cabecera estudiadas en el apartado anterior. La digitalización de los usos del suelo de toda la cuenca del Duero nos permite también comparar la magnitud del cambio en los usos del suelo entre distintos territorios. Si consideramos el análisis comparado de las franjas norte y sur de la cuenca, donde se sitúan las cabeceras de la mayoría de los ríos que drenan al Duero, observamos que existen notables diferencias en la variación de los usos entre ambos territorios. Así, la superficie forestal ha aumentado en más de un 30% en la franja norte, pasando de ocupar menos de 5.000 km<sup>2</sup> en 1966 (un 30% del territorio delimitado por el polígono que la delimita), a más de 7.000 km<sup>2</sup> en 2003 (un 43% del área). Por su parte, en la franja sur se ha producido un incremento más moderado de la superficie forestal, con un 18% de variación, pasando de cubrir casi 2.400 km<sup>2</sup>

(24% del área) en 1966 a casi 3.000 km<sup>2</sup> (un 30%) en 2003. También se observa cómo no sólo difiere la magnitud del cambio, sino que también hay una diferencia cualitativa en la variación de los usos entre ambas zonas. En la franja norte se ha producido un descenso notable (-36%) de la superficie ocupada por el uso “pastizal-matorral”, y un retroceso más leve de los cultivos (-18%). Ello es un reflejo de la vocación eminentemente ganadera, sobre las actividades agrarias, de la montaña cantábrica, y del claro abandono de ambas a lo largo de la segunda mitad del siglo XX. En la franja sur, por el contrario, la contracción de la superficie dedicada a cultivos ha sido mucho mayor (descenso del 57%), y sin embargo el área ocupada por pastizal-matorral se ha incrementado en casi un 35%. De forma intuitiva, y considerando las fases del proceso de revegetación de los campos abandonados (establecimiento de herbáceas, posterior colonización de especies arbustivas, y crecimiento final de individuos de porte arbóreo), podemos deducir que estas diferencias cualitativas son la causa del mayor crecimiento de la superficie forestal en las montañas del norte de la cuenca, con respecto a las montañas del sur.

Tipo	Total cuenca %		Franja norte %		Franja sur %	
	1966	2003	1966	2003	1966	2003
Agua	0,40	0,54	0,34	0,58	0,20	0,45
Urbano-suelo desnudo	0,04	1,30	0,03	1,09	0,05	1,19
Pastizal-matorral	15,15	17,81	33,46	24,51	23,04	35,39
Forestal	25,51	29,73	29,74	43,08	24,45	29,88
Cultivos	58,91	50,62	36,43	30,75	52,27	33,09

Tabla 7.4. Porcentaje de superficie ocupada por los distintos usos del suelo en 1966 y 2003.

Tipo	Total cuenca			Franja norte			Franja sur		
	1966	2003	Δ %	1966	2003	Δ %	1966	2003	Δ %
Agua	313	422	<b>25,89</b>	55	94	<b>41,33</b>	19	44	<b>56,45</b>
Urbano-suelo desnudo	30	1.024	<b>97,04</b>	5	179	<b>97,46</b>	5	116	<b>95,94</b>
Pastizal-matorral	11.956	14.050	<b>14,91</b>	5.475	4.018	<b>-36,25</b>	2.251	3.460	<b>34,94</b>
Forestal	20.127	23.452	<b>14,18</b>	4.866	7.062	<b>31,10</b>	2.388	2.922	<b>18,26</b>
Cultivos	46.482	39.932	<b>-16,40</b>	5.962	5.041	<b>-18,26</b>	5.106	3.235	<b>-57,83</b>

Tabla 7.5. Variación de la superficie (km<sup>2</sup>) ocupada por los distintos usos del suelo.



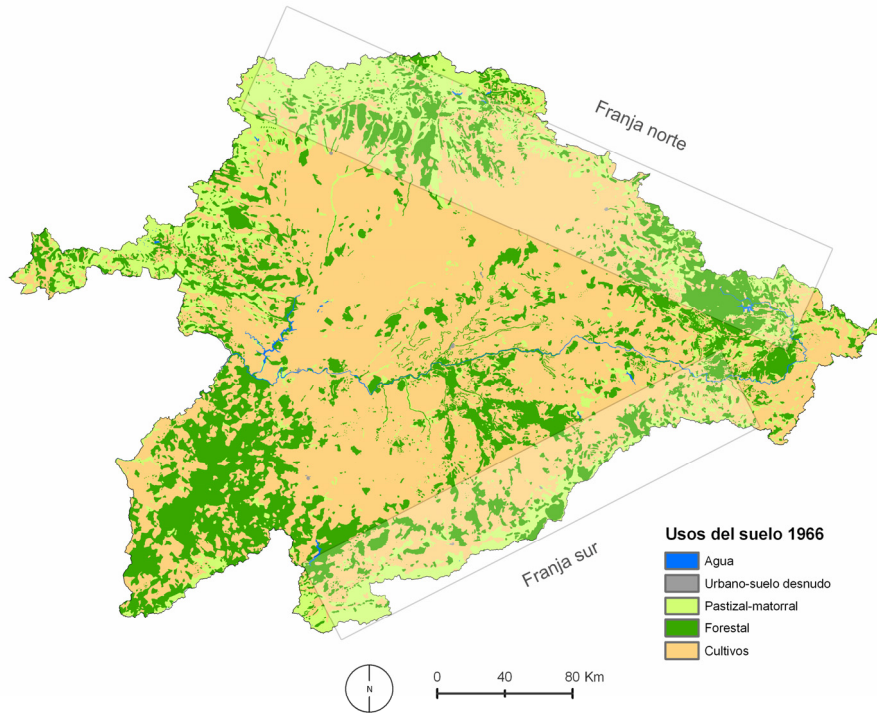


Figura 7.7. Usos del suelo en la cuenca del Duero en 1966

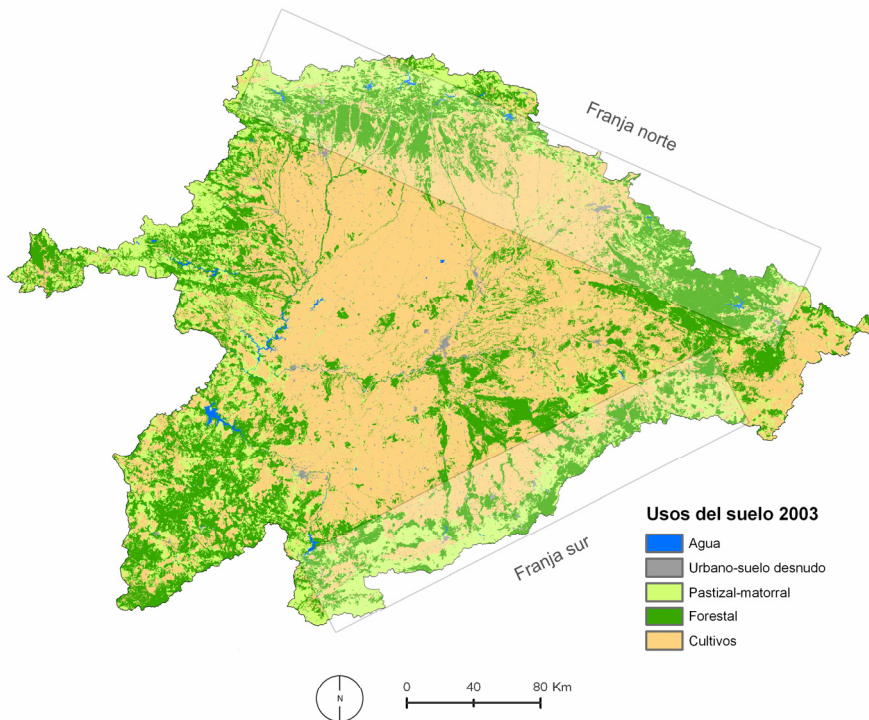


Figura 7.8. Usos del suelo en la cuenca del Duero en 2003

## 7.2. Metodología para estimar el papel de los cambios de usos en la evolución de las aportaciones fluviales.

En condiciones naturales, la escorrentía producida en una cuenca se puede calcular mediante la diferencia entre las entradas de agua en la cuenca y las salidas, que se pueden expresar según la ecuación conocida como balance de agua:

$$\text{Ecuación 7.1} \quad E = P - (ET + \Delta_{suelo} + \Delta_{nieve} + \Delta_{acuiferos})$$

en la que  $E$  es la escorrentía,  $P$  son las entradas por precipitación y el término entre paréntesis expresa las salidas en forma de evapotranspiración ( $ET$ ), la diferencia de agua contenida en el suelo ( $\Delta_{suelo}$ ), la diferencia de agua contenida en el manto de nieve ( $\Delta_{nieve}$ ), y la diferencia de agua contenida en los acuíferos ( $\Delta_{acuiferos}$ ), entre el comienzo y final del periodo de estudio.

En ambientes mediterráneos y si se trabaja a una escala inter-anual, los términos ( $\Delta_{suelo}$ ) y ( $\Delta_{nieve}$ ) se pueden ignorar, ya que las reservas de agua en el suelo y en el manto nivoso suelen estar agotadas al finalizar el año hidrológico (septiembre), por lo que no existen diferencias inter-anales en las mismas. Asimismo, si asumimos que no se han realizado extracciones masivas de agua de los acuíferos, y dada la ausencia de tendencias significativas en la precipitación, no se deben haber producido variaciones en el contenido de agua subterránea a la escala temporal en que trabajamos, por lo tanto el término ( $\Delta_{acuiferos}$ ), puede ser desestimado, y la ecuación se reduce a (Dunne & Leopold 1978, Shelton 2009):

$$\text{Ecuación 7.2} \quad E = P - ET$$

La precipitación no ha experimentado un retroceso significativo durante el periodo de estudio. Las tendencias experimentadas por los aportes fluviales sí son, por el contrario, significativas en la mayoría de los casos, por lo que se podría decir que gran parte del descenso en los caudales no puede atribuirse a la variabilidad climática. La evapotranspiración, cuyos valores desconocemos, es el proceso por el que el agua contenida en el suelo y las plantas retorna a la atmósfera, y en ella intervienen cantidad de factores como la interceptación de la lluvia, esto es, la cantidad de lluvia que queda retenida en la superficie de las plantas y que se evapora antes de llegar al suelo (Crockford & Richardson 2000), la radiación neta, el área foliar, o la cantidad de agua disponible para las plantas, entre otros procesos (Zhang *et al.* 2001a). Como las cuencas de cabecera seleccionadas en este apartado representan condiciones hidrológicas naturales, y se han descartado pérdidas de agua por un aumento del consumo humano, cabe esperar que el crecimiento de la cubierta vegetal esté modificando el segundo elemento de la



ecuación, esto es, incrementando la evapotranspiración, con el consiguiente descenso en la escorrentía.

La forma ideal de estimar la participación que ha tenido el cambio en los usos del suelo en el descenso de las aportaciones, sería realizando un balance de agua en cada cuenca y para cada año de la serie y evaluar su evolución en el tiempo. Para ello deberíamos, sin embargo, conocer los valores de evapotranspiración en las cuencas de trabajo y su evolución a lo largo del tiempo, lo cual es prácticamente imposible pues solamente contamos con las variaciones de los usos del suelo entre el inicio y final del periodo de estudio. Para suplir la carencia de esta variable, y estimar en la medida de lo posible el papel de los cambios en los usos del suelo sobre la evolución hidrológica, se ha llevado a cabo la siguiente aproximación metodológica propuesta por Beguería et al. (2003), basada en eliminar la influencia de las principales variables climáticas (temperatura y precipitación) sobre la evolución de las aportaciones fluviales.

- En primer lugar las variables climáticas e hidrológicas (aportaciones, precipitaciones y temperaturas anuales) se han normalizado (desviaciones estándar con respecto a la media) para el periodo común a las tres, lo que nos permite comparar su evolución mediante la representación gráfica a la misma escala. Es preciso recordar que las series de precipitaciones y temperaturas utilizadas en este apartado se obtuvieron promediando los valores de  $P$  y  $T$  correspondientes a los píxeles de cada sub-cuenca, durante la serie de años, extraídos de los modelos realizados para ambas variables en cada año de la serie (ver apartado metodológico 3.2). Se trata por tanto de valores extraídos de una variable distribuida, lo que representa una ventaja frente al uso de series con una localización fija en el espacio, ya que no siempre se corresponden las precipitaciones o temperaturas registradas en los observatorios puntuales (a veces incluso fuera del perímetro de la sub-cuenca correspondiente) con la precipitación o temperatura promedio de la sub-cuenca.
- En segundo lugar se han desarrollado regresiones lineales múltiples, con la intención de aproximarse al balance hídrico de la Ecuación 7.2. Así las aportaciones anuales se consideraron como variable dependiente, y las precipitaciones y las temperaturas anuales como variables independientes. El coeficiente de determinación de Pearson nos permite conocer el grado de explicación (porcentaje de varianza explicada) de cada una de las variables sobre la evolución de los aportes fluviales. El método para realizar las regresiones múltiples, conocido como “step-wise”, se basa en la introducción una a una de las variables independientes, cuya aportación a la explicación de la variable dependiente es estadísticamente significativa.
- El indicador utilizado para estimar el papel de la cubierta vegetal en la evolución de las aportaciones son las tendencias calculadas en los residuales de las regresiones, esto es, la diferencia entre los valores predichos y los valores observados. La existencia de una hipotética tendencia en los residuales significaría que los valores predichos y los valores

reales se están separando cada vez más, lo que indicaría que las aportaciones han variado en el tiempo con independencia de la evolución climática. El uso de este indicador se basa en la siguiente premisa: si exceptuamos las variables climáticas, el resto de factores que explican la evolución hidrológica en una cuenca tienen un carácter estacionario, o de muy lenta evolución (litología, topografía, características de los suelos, etc.). Tan sólo los cambios en los usos del suelo y la cubierta vegetal tendrían una capacidad potencial de explicar las tendencias en las aportaciones a la escala temporal (años) en la que trabajamos. Esta premisa tan sólo es válida en cuencas donde la actividad humana no repercute notablemente en el funcionamiento hidrológico natural, a través de derivaciones o regulación de embalses, como son las cabeceras fluviales seleccionadas. De este modo, una tendencia observada en los residuales es interpretada como la contribución de los cambios en la cubierta vegetal en la evolución de las aportaciones.

### ***7.3. El papel de la cubierta vegetal en la evolución hidro-climática de las cabeceras fluviales***

En la Tabla 7.6 se muestran los coeficientes de Mann-Kendall que expresan las tendencias de las precipitaciones, temperaturas y aportaciones fluviales, durante el periodo de estudio, en las cuencas de cabecera. Cabe destacar en primer lugar, que las temperaturas muestran tendencias positivas y estadísticamente significativas en la mayoría de los casos, como ya se vio en capítulos anteriores de forma distribuida en casi la totalidad de la cuenca del Duero. En segundo lugar es remarcable la diferencia existente entre los coeficientes de Mann-Kendall para las precipitaciones y para las aportaciones. Aunque en la mayoría de los casos muestran valores negativos para ambas variables, las tendencias no son estadísticamente significativas en ningún caso para las precipitaciones, y sí lo son en 11 de las 21 series de aportaciones. En apartados anteriores ya comprobamos como de forma generalizada en toda la cuenca, las aportaciones han experimentado una tendencia decreciente y significativa, mientras que las precipitaciones no muestran tendencias tan evidentes, lo que en un principio se podría atribuir a aumento paulatino en el consumo de agua para actividades antrópicas. En las cuencas seleccionadas para este análisis esa posibilidad está descartada, ya que al tratarse de cabeceras fluviales, el consumo de agua para actividades humanas es reducido, y lo más probable es que éste haya disminuido con el tiempo debido a la despoblación a la que se han visto afectadas las zonas de montaña de todo el territorio (Cabero 1981). Este descenso pronunciado de los aportes fluviales con respecto a unas precipitaciones que no muestran una tendencia significativa podría ser una primera señal del papel hidrológico del aumento de la cubierta vegetal en las cuencas de cabecera.

Estación	río /cuenca	Precipitación		Temperatura		Aportaciones	
		Tau MK	$\alpha$	Tau MK	$\alpha$	Tau MK	$\alpha$
2000	Vinuesa	-0,03	0,81	0,59*	0,00	-0,08	0,45
2006	Tormes	-0,04	0,72	0,40*	0,00	-0,16	0,12
2009	Riaza	-0,04	0,69	0,53*	0,00	-0,38*	0,00
2019	Pisuerga	-0,04	0,72	0,62*	0,00	-0,18	0,09
2024	Pisuerga	-0,01	0,95	0,58*	0,00	-0,22*	0,03
2028	Arlanza	-0,03	0,76	0,66*	0,00	-0,47*	0,00
2030	Arlanza	-0,02	0,86	0,68*	0,00	-0,25*	0,02
2035	Besandino	0,03	0,79	0,20	0,05	-0,27*	0,01
2046	Adaja	-0,12	0,23	0,48*	0,00	-0,17	0,10
2047	Voltoya	-0,16	0,13	0,51*	0,00	-0,33*	0,00
2050	Eresma	-0,07	0,49	0,49*	0,00	-0,23*	0,02
2051	Moros	-0,06	0,54	0,46*	0,00	-0,01	0,94
2052	Moros	-0,09	0,37	0,51*	0,00	-0,13	0,21
2068	Curueño	-0,08	0,43	0,09	0,41	-0,32*	0,00
2070	Bernesga	0,14	0,20	0,24*	0,02	0,07	0,48
2078	Porma	-0,08	0,45	0,05	0,63	-0,29*	0,01
2089	Ería	-0,02	0,84	0,42*	0,00	-0,14	0,20
2101	Duero	0,09	0,41	0,15	0,15	-0,27*	0,01
2104	Cea	-0,02	0,87	0,46*	0,00	-0,17	0,10
2107	Rivera	-0,09	0,41	0,64*	0,00	-0,24*	0,02
2109	Arlanzón	0,02	0,84	0,64*	0,00	0,01	0,94

Tabla 7.6. Tendencias (Tau de Mann-Kendall) en la evolución de las precipitaciones, temperaturas y aportaciones anuales, en las cuencas seleccionadas. \*Tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ )

En la Tabla 7.7 se muestran los resultados de las regresiones múltiples realizadas para estimar la evolución de las aportaciones en función de la evolución climática. En primer lugar hay que destacar que la principal variable que explica la evolución de las aportaciones es, en 20 de los 21 casos, la precipitación. Las temperaturas, al contrario de lo que cabría esperar dado su papel sobre la evapotranspiración, tan sólo intervienen de manera significativa en 7 de los modelos realizados. El dato más relevante de la tabla son los coeficientes de MK calculados para los residuales de los modelos, que expresan la tendencia teórica que presentan en el tiempo. En la mayoría de los modelos los residuales presenta coeficientes negativos, aunque tan sólo en 7 casos las tendencias son estadísticamente significativas. Una tendencia negativa en los residuales indica que las aportaciones están evolucionando con cierta independencia del clima, o dicho de otra forma, que un factor que no ha sido incluido en los modelos está contribuyendo al descenso de las aportaciones. En las cuencas de cabecera estudiadas el único factor capaz de explicar tal descenso es el incremento observado de la cubierta vegetal.

Estación	Constante	Precipitación			Temperatura			R <sup>2</sup> total	Residuales	
		Coef.	R <sup>2</sup>	$\alpha$	Coef.	R <sup>2</sup>	$\alpha$		Tau MK	$\alpha$
2000	4,50E-11	0,72	0,52*	0,00	-	-	0,56	0,52	-0,10	0,32
2006	-3,90E-11	0,73	0,54*	0,00	-	-	0,43	0,54	-0,22*	0,03
2009	-1,60E-11	-	-	0,14	-	-	0,38	0,01	-0,20	0,05
2019	1,40E-11	0,82	0,68*	0,00	0,21	0,04*	0,02	0,72	-0,17	0,11
2024	-1,90E-11	0,68	0,45*	0,00	0,23	0,05*	0,04	0,50	-0,14	0,19
2028	-4,40E-12	0,57	0,23*	0,00	0,62	0,37*	0,00	0,60	-0,15	0,15
2030	-4,90E-11	0,83	0,67*	0,00	0,34	0,12*	0,00	0,79	-0,08	0,42
2035	2,00E-11	0,81	0,66*	0,00	-	-	0,38	0,66	-0,55*	0,00
2046	-5,60E-11	0,74	0,54*	0,00	-	-	0,53	0,54	0,00	0,97
2047	5,20E-11	0,71	0,51*	0,00	-	-	0,84	0,51	-0,21*	0,05
2050	5,70E-11	0,83	0,64*	0,00	0,3	0,09*	0,01	0,73	-0,19	0,08
2051	3,50E-11	0,74	0,54*	0,00	-	-	0,81	0,54	0,00	0,98
2052	-1,20E-10	0,67	0,45*	0,00	-	-	0,69	0,45	-0,09	0,37
2068	7,20E-12	0,68	0,47*	0,00	-	-	0,11	0,47	-0,29*	0,00
2070	3,50E-12	0,28	0,36*	0,00	-	-	0,44	0,36	-0,03	0,70
2078	-6,80E-11	0,49	0,28*	0,00	0,38	0,14*	0,03	0,42	-0,30*	0,00
2089	-4,10E-11	0,81	0,61*	0,00	-	-	0,37	0,65	-0,02	0,82
2101	-3,70E-11	0,38	0,16*	0,00	-	-	0,24	0,16	-0,34*	0,00
2104	-7,30E-11	0,78	0,61*	0,00	-	-	0,76	0,61	-0,25*	0,02
2107	9,90E-11	0,84	0,70*	0,00	0,17	0,03*	0,05	0,73	-0,10	0,35
2109	1,40E-10	0,7	0,49*	0,00	-	-	0,99	0,49	-0,02	0,87

Tabla 7.7. Resultados de las regresiones lineales realizadas para estimar la evolución de las aportaciones en función de la precipitación y la temperatura, y coeficientes de Mann-Kendall para los residuales de los modelos. Se muestran los coeficientes de cada variable independiente, el porcentaje de varianza explicada ( $R^2$ ) y su nivel de significación estadística en el modelo ( $\alpha$ ). \* indica significación estadística ( $\alpha < 0,05$ )

#### 7.4. Regionalización o distribución espacial del papel hidrológico de la cubierta vegetal

Como ya se ha demostrado en otros apartados de este trabajo, las aportaciones fluviales de la cuenca del Duero presentan una notable variabilidad espacial en cuanto a distintos indicadores, como sus tendencias temporales, su régimen intra-anual, su respuesta ante la variabilidad climática, etc. En este apartado se ha demostrado que existe una tendencia decreciente en las aportaciones de mayor magnitud que en las precipitaciones, y que además los residuales de los modelos presentan tendencias negativas, lo cual atribuimos al incremento de la cubierta vegetal. A pesar de estas observaciones generales, los resultados no son del todo homogéneos, pues existe cierta variabilidad en las tendencias de los residuales, con valores no significativos en un número notable de casos. Con el objetivo de ver si esta variabilidad

responde a factores espaciales se ha realizado un análisis de componentes principales (en modo S, esto es, para agrupar estaciones) sobre la evolución inter-anual de las aportaciones anuales estandarizadas. Los resultados del análisis (Tabla 7.8) muestran 3 componentes principales que explican un 75% de la varianza, lo que significa que existen 3 modos generales de evolución de las aportaciones en las cabeceras fluviales. Nuevamente la carga factorial máxima (Tabla 7.9) nos permite discriminar qué serie se correlaciona mejor con cada componente, y obtener las series promediadas pertenecientes a cada grupo. De este modo, un total de 14 series están representadas por el componente 1; 7 series se corresponden con el componente 2; y tan sólo una serie de aportaciones representa el componente 3. Las series promediadas de cada grupo, así como su distribución espacial se representan en la Figura 7.9

Componente	Autovalores iniciales			Suma de las saturaciones al cuadrado de la rotación		
	Total	% de varianza	acumulado %	Total	% de varianza	acumulado %
1	12,11	55,04	55,04	8,25	37,48	37,48
2	2,77	12,59	67,63	6,40	29,09	66,58
3	1,69	7,68	75,31	1,92	8,73	75,31
4	0,93	4,24	79,55			
5	0,85	3,85	83,40			

Tabla 7.8. Resultados del Análisis de Componentes Principales (rotación Varimax), realizado para la evolución inter-anual de las aportaciones fluviales en las cuencas seleccionadas.

Estación de aforos	Componente			Estación de aforos	Componente		
	1	2	3		1	2	3
2000	0,80*	0,18	0,00	2050	0,48	0,74*	-0,17
2006	0,27	0,87*	0,16	2051	0,21	0,86*	0,16
2009	0,22*	-0,13	-0,76	2052	0,09	0,86*	0,18
2019	0,77*	0,39	0,26	2068	0,65*	0,51	0,08
2024	0,81	0,28	-0,04	2070	0,42	0,15	0,75*
2028	0,66*	0,47	-0,21	2078	0,73*	0,09	-0,16
2030	0,78*	0,50	-0,02	2089	0,54	0,62*	0,34
2034	0,75*	-0,25	0,39	2101	0,75*	0,41	-0,06
2035	0,82*	0,31	0,26	2104	0,77*	0,44	0,22
2046	0,22	0,83*	0,12	2107	0,70*	0,44	0,34
2047	0,22	0,89*	-0,10	2109	0,71*	0,12	0,02

Tabla 7.9. Cargas factoriales resultantes del PCA. \* Indica la carga factorial máxima

El grupo de estaciones correspondiente al primer componente muestra una marcada evolución regresiva de las aportaciones con comienzo a finales de la década de los 70 del siglo pasado, y una leve recuperación a principios de los 90 hasta los últimos años de la serie. El segundo grupo muestra un descenso de las aportaciones igualmente acentuado, pero desde comienzos de los 60' hasta mediados de los 80'. A partir de entonces se aprecia una tendencia al incremento, a pesar de la elevada variabilidad interanual. El último componente presenta una evolución positiva de los aportes desde mediados de los 70 hasta la actualidad, pero al tratarse

de una única estación, no se puede considerar representativa de lo que sucede en términos generales. Esta serie puede considerarse como una anomalía, ya que es la única que presenta una tendencia positiva en su evolución. Esta tendencia se deberá con mucha seguridad a algún tipo de factor humano, ya que todas las estaciones cercanas muestran evoluciones negativas. Esta estación ha sido excluida de los análisis posteriores, ya que el objetivo de los mismos es identificar el papel de procesos naturales en la evolución hidrológica.

El mapa de la Figura 7.9 muestra un claro componente espacial en la distribución de los grupos de estaciones. Salvo una excepción, las estaciones correspondientes al grupo 1 están localizadas en el sector nororiental de la cuenca, esto es, en las cabeceras fluviales de la Cordillera Cantábrica y el Sistema Ibérico. Por su parte las estaciones pertenecientes al grupo 2 son aquellas ubicadas en las cabeceras del Sistema Central, en la franja suroccidental de la cuenca. Calculando la tendencia media para cada uno de los dos principales grupos de estaciones, obtenemos un coeficiente de MK de  $-0,30$  ( $\alpha = 0,004$ ), es decir una tendencia negativa y significativa estadísticamente para las aportaciones promediadas del grupo 1, y una tendencia regresiva aunque de menor magnitud y con un nivel de significación estadística por debajo del umbral de confianza del 95% ( $\tau$  de MK =  $-0,19$ ;  $\alpha = 0,063$ ) para las aportaciones promediadas del componente 2. A pesar, por lo tanto, de la tendencia regresiva general de los aportes en cabecera, existe una diferencia en la evolución interanual entre los ríos que desaguan a las dos márgenes del Duero, que se puede resumir en un desfase temporal en los ciclos de subida y bajada, y en una tendencia más marcada en las aportaciones de los ríos situados en el sector noreste.

Una vez demostrada la variabilidad espacial en la evolución de los aportes de cabecera se demuestra cómo la contribución del aumento en la cubierta vegetal al descenso en los aportes presenta, asimismo, una distribución espacial característica. En la Figura 7.10 se representan espacialmente las tendencias de los residuales de las regresiones que consideran las variables climáticas como predictoras. A simple vista no parece existir una diferencia clara en las tendencias de los residuales entre las estaciones del componente 1 y las estaciones del componente 2. Como se comentó anteriormente, los residuos presentan tendencias negativas en todos los casos, pero sólo 6 presentan coeficientes estadísticamente significativos. De estos 6, 4 se localizan en la Cordillera Cantábrica (componente 1) y 2 en el Sistema Central (componente 2). Teniendo en cuenta que C1 agrupa al doble de estaciones que C2, las estaciones con una tendencia estadísticamente significativa en los residuales representan el mismo porcentaje para ambos grupos.

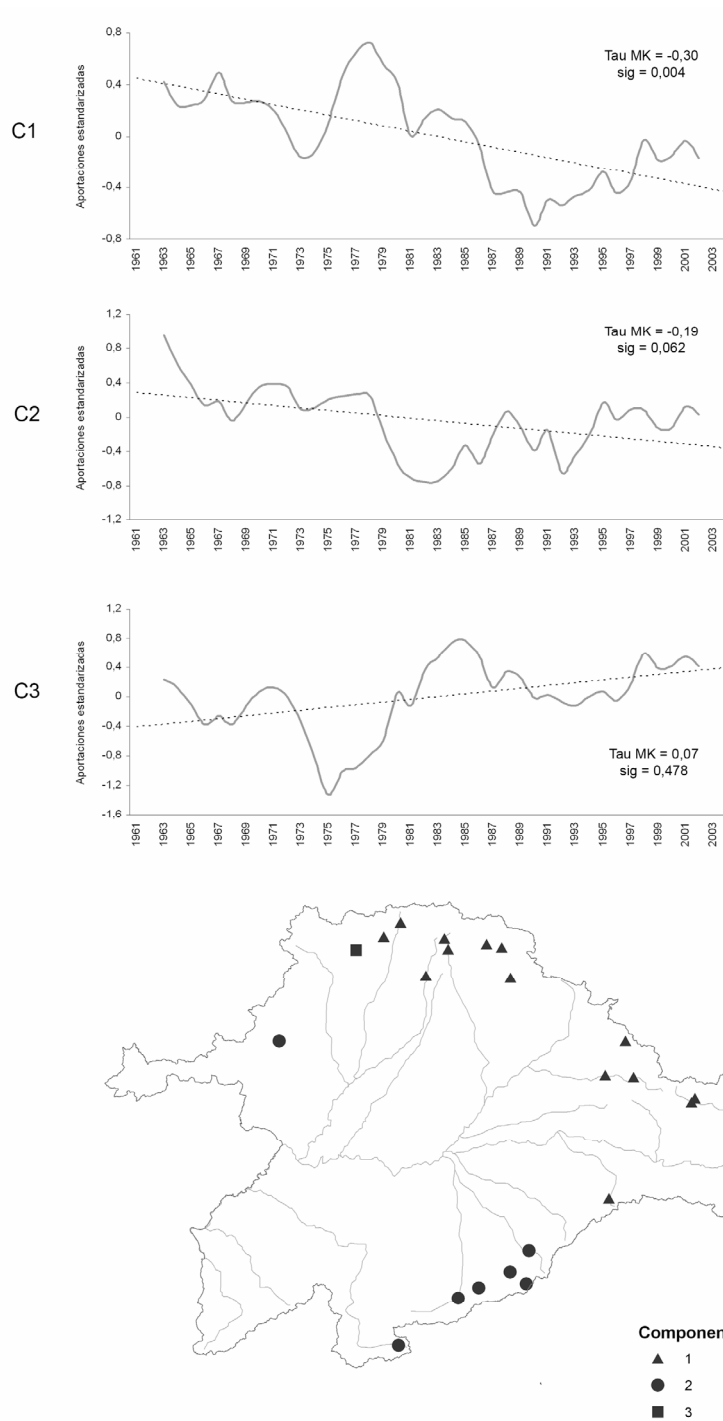


Figura 7.9. Evolución de las aportaciones fluviales en cabecera y distribución espacial de los componentes principales. Las curvas representan las aportaciones promedio de 14 estaciones en el C1, de 7 estaciones en el C2, y de 1 estación en el C3. Para su representación gráfica se ha aplicado una medial móvil de 5 años. El coeficiente de MK se refiere, sin embargo, a las series originales.

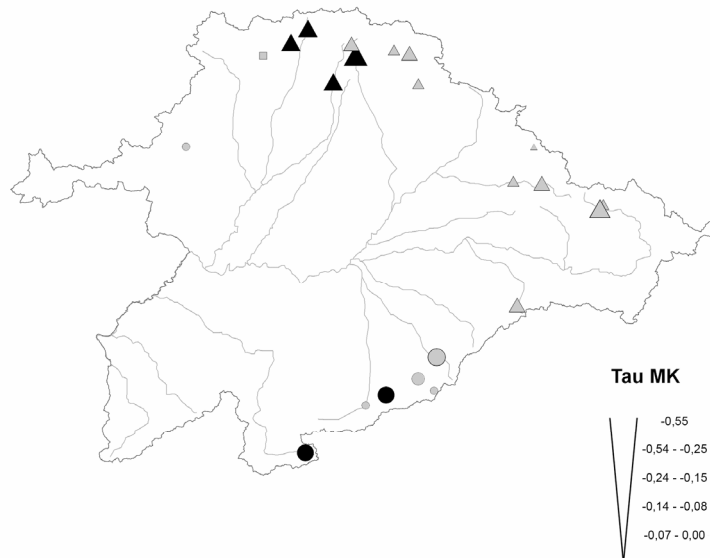


Figura 7.10. Tendencias de los residuos del modelo con las precipitaciones y temperaturas como variables independientes. El relleno negro indica tendencia estadísticamente significativa ( $\alpha < 0,05$ ).

Dado que la variabilidad espacial que presentan los dos indicadores utilizados puede hacer confusa la interpretación de los resultados, hemos agregado espacialmente las series de precipitaciones y temperaturas (además de las aportaciones) y hemos construido un modelo para cada conjunto regional, las estaciones del componente 1 y las estaciones del componente 2. En la Figura 7.11 se representa la evolución de las series agregadas para cada conjunto regional así como los resultados de los modelos. En el modelo desarrollado para C1, las variables independientes explican un 74% de la varianza contenida en la evolución de las aportaciones: un 64% es explicado por la evolución de las precipitaciones y un 10% por las temperaturas. En el gráfico (Figura 7.11.a, izquierda) se aprecia que las precipitaciones adquieren una tendencia creciente a partir de mediados de los 80', y, aunque las aportaciones también comienzan un ciclo ascendente, el ritmo de crecimiento es menor al de las precipitaciones. Además en el gráfico de la derecha se ha representado la evolución teórica de los residuos del modelo, que ofrece una evidente tendencia negativa, y estadísticamente significativa. La separación sistemática de precipitaciones y aportaciones en las últimas dos décadas, de la que resulta una tendencia negativa de los residuos parece una señal evidente de que una variable no climática está jugando un papel decisivo en la evolución de los aportes de las cabeceras de la margen derecha del Duero. Por su parte, para las series agregadas de las estaciones pertenecientes a C2, la evolución de las precipitaciones explica en un 71% la variabilidad de las aportaciones, y las temperaturas no tienen una contribución significativa en el modelo. En el gráfico (Figura 7.11.b, izquierda) la separación entre precipitaciones y



aportaciones se produce en la década de los 70' y de forma muy leve en los últimos años de registro. Así, la evolución de los residuales (Figura 7.11.b, derecha) presenta una tendencia negativa en el periodo de estudio que sin embargo, en esta ocasión, no es estadísticamente significativa con un 95% de confianza. Se demuestra de esta forma que la contribución de la cubierta vegetal al descenso de las aportaciones ha sido en general más alta en las cabeceras fluviales de la margen derecha que en las de la margen izquierda del Duero.

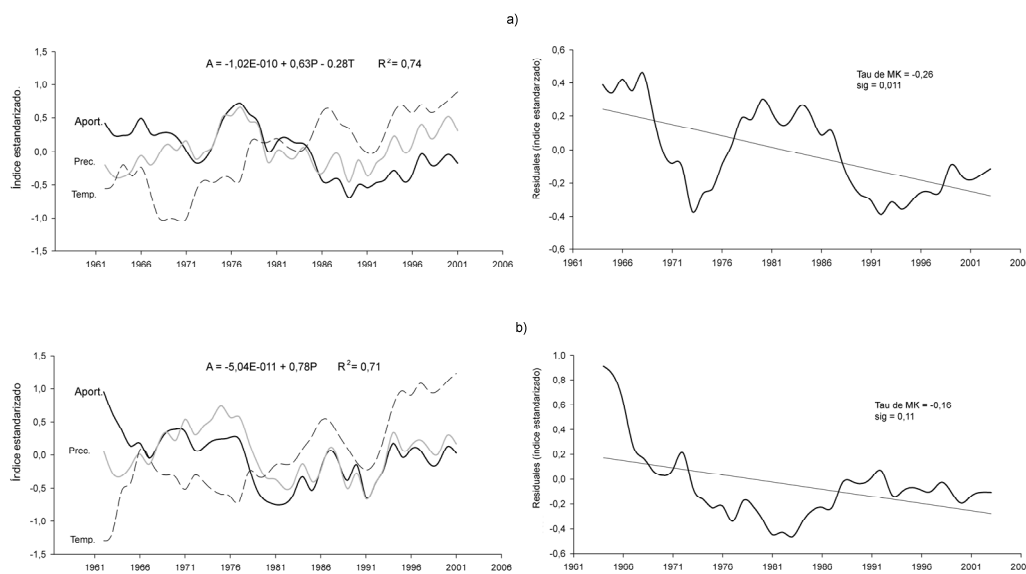


Figura 7.11. Evolución hidro-climática en las cabeceras del Duero. a) Series agregadas de aportaciones, precipitaciones y temperaturas de las 14 estaciones pertenecientes a C1. b) Series agregadas de aportaciones, precipitaciones y temperaturas de las 7 estaciones pertenecientes a C2. A = Aportaciones; P = Precipitación; T = Temperatura.

Los resultados obtenidos indican que, de forma general, el descenso en los caudales ha sido más acentuado en las cuencas donde la expansión de la cubierta vegetal ha sido más intensa. Basándonos nuevamente en las asunciones consideradas en este apartado, los residuales resultantes de los modelos deberían mostrar una relación negativa con el incremento en la cubierta vegetal, es decir, tendencias negativas más marcadas en aquellas cuencas en las que, por ejemplo, al área cubierta por bosque ha crecido más. El gráfico de dispersión de la Figura 7.12 muestra una tendencia hacia dicha relación. Sin embargo, la correlación entre la tendencia en los residuales y el cambio en la cubierta forestal no es significativa ( $R^2 = 0,2$ ;  $\alpha = 0,052$ ), ya que algunos casos se distancian notablemente de la línea de regresión. A pesar de dichos casos, parece existir una prevalencia de cuencas en las que el incremento de la cubierta forestal está correlacionado negativamente con las tendencias en los residuales.

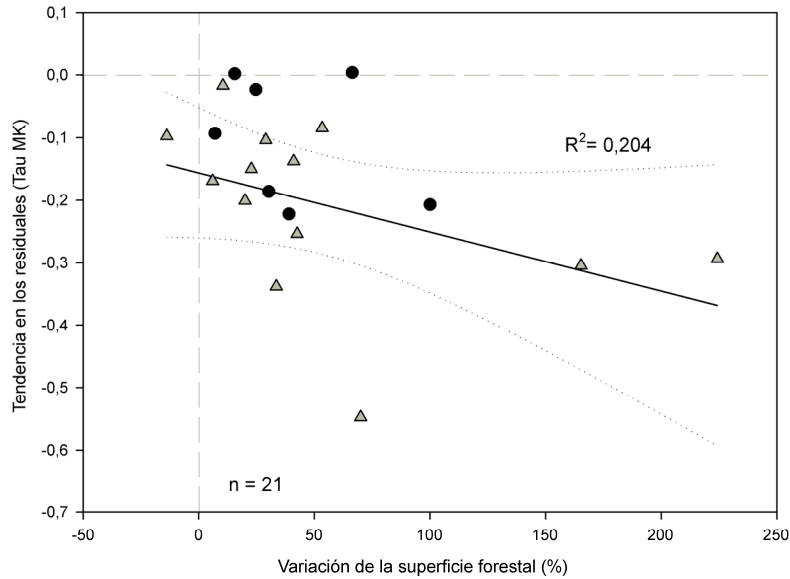


Figura 7.12. Relación entre los residuales de los modelos y la variación en la superficie forestal. Los triángulos representan las estaciones de C1 y los círculos las de C2.

Hay que destacar que los resultados de los dos análisis efectuados a distinta escala, tanto en las seis cuencas de cabecera, como en el conjunto de la cuenca del Duero, la superficie de cubierta vegetal ha aumentado significativamente entre mediados del siglo pasado y comienzos del presente. Este aumento se debe a una serie de cambios en los usos del suelo, que se pueden resumir en el abandono de los pastizales y los campos de cultivo y su sustitución por vegetación correspondiente a diferentes etapas de la recolonización vegetal, y las repoblaciones forestales. A estos cambios cuantitativos hay que sumar, dado su posible papel hidrológico, un cambio cualitativo en las formaciones vegetales tal y como apuntan Ceballos-Barbancho *et al.* (2008), que observan un avance de las formaciones semidecíduas (*Quercus Pyrenaica*) en detrimento del bosque esclerófilo (*Q. rotundifolia* y *Q. suber*) en el sector suroeste de la cuenca (cuencas del río Huebra y río Águeda). Nuestros resultados, no obstante, difieren de los datos publicados por organismos institucionales, como por el propio gobierno de Castilla y León. Según el documento “Castilla y León Crece con el Bosque” (Junta de Castilla y León 2005) se ha producido una expansión del monte arbolado entre 1970 y 2002 (datos del primer y tercer inventario forestal) de un 58,2%, lo que suponen casi 11.000 km<sup>2</sup>. Ello significa que el área con cubierta arbórea ha pasado de ocupar un 20% del territorio regional en 1970, a un 31% en el año 2002 (nuestra estimación de cambio ha sido algo más baja para la cuenca del Duero, con una superficie forestal del 25% de la cuenca en 1963 a una superficie del 29,7% en el 2003). Las observaciones de campo, unido a la información bibliográfica nos permiten especular que los cambios detectados en los usos del suelo son representativos de un proceso generalizado en las montañas del territorio peninsular, como ha sido documentado entre otros por Poyatos *et al.* (2003), Vicente-Serrano *et al.* (2004) o Lasanta-Martínez *et al.*

(2005) en los Pirineos, o por Lasanta & Vicente-Serrano (2001, 2006) en distintos lugares de la montaña riojana.

Desde un punto de vista teórico, un incremento de la masa vegetal debe repercutir de forma negativa en la producción de escorrentía y por lo tanto en los aportes fluviales registrados a la salida de las cuencas. Considerando el papel hidrológico que, según los experimentos de campo (Bosch & Hewlett 1982, Bent 2001), tiene la vegetación en las cuencas fluviales, es razonable atribuir parte del descenso de los aportes fluviales al crecimiento de la cubierta vegetal en las cabeceras del Duero. Numerosos estudios en todo el mundo han investigado la relación entre cubierta vegetal y producción hidrológica en experimentos en “cuencas pareadas” (*paired catchemnts*) (ver revisión en Brown *et al.*, 2005). Aunque los resultados difieren en función de la escala temporal y espacial, el tipo de cambio en el uso del suelo analizado, las especies vegetales etc., existe a día de hoy un consenso general de que la pérdida de cubierta vegetal favorece la producción de escorrentía; mientras que su crecimiento, bien de forma natural o por reforestaciones, repercute en un descenso en las salidas de agua de la cuenca. Como se ha indicado con anterioridad ello se debe principalmente a la capacidad que tiene la vegetación para potenciar los procesos de partición de la precipitación (Crockford & Richardson 2000, Llorens & Domingo 2007), facilitando la infiltración, la interceptación y finalmente la evapotranspiración de parte de la lluvia incidente (Zhang *et al.* 2001a, Cosandey *et al.* 2005, Morán 2007).

En el capítulo 5 del trabajo encontramos claros ejemplos sobre la disparidad entre la evolución de los aportes fluviales y las precipitaciones, no sólo en los datos anuales sino también en los valores mensuales, y en diferentes intensidades de caudal y precipitación. El denominador común es que en todos ellos aparece un claro componente estacional, dándose las mayores disparidades entre evolución de precipitaciones y evolución de aportaciones en los meses primaverales. En concreto se ha observado un notable descenso en el número de días con caudal alto y en su contribución a los caudales totales. Por su parte los diferentes índices de intensidades de precipitación estudiados no presentaban, como normal general, tendencias significativas. En un trabajo realizado sobre los caudales de los ríos pirenaicos, López-Moreno *et al.* (2006), observaron un descenso notable en las contribuciones de los caudales altos sobre los valores de caudal anual, y no así en las contribuciones de las precipitaciones intensas sobre los totales anuales. Dichos autores atribuían este descenso a la capacidad de la re-vegetación en las laderas pirenaicas para reducir la respuesta hidrológica de las cabeceras durante los eventos de precipitación intensa. Recientemente, Serrano-Muela *et al.* (2008) han demostrado que la respuesta de los caudales a los eventos fuertes de precipitación era más moderada en una cuenca experimental con cobertura boscosa, que en las cuencas vecinas sin cubierta forestal. El comportamiento estacional de las tendencias, que da lugar a mayores disparidades entre los índices de caudal y precipitación durante la primavera y el verano, refuerza la hipótesis del papel de la re-vegetación en el descenso de los caudales altos, ya que

los efectos hidrológicos del bosque son más evidentes durante el periodo vegetativo de las plantas (primavera y verano). Durante la primavera y el verano la actividad vegetal es mayor y por tanto la necesidad hídrica de la vegetación (Hernández-Santana *et al.* 2008); también el dosel arbóreo es más denso que en el resto del año y ello dificulta la llegada de precipitación al suelo por medio de la interceptación (Crockford & Richardson 2000, Morán 2007), lo que además acentúa la evapotranspiración y hace que exista menos agua de precipitación disponible para formar escorrentía (Zhang *et al.* 2001a). Se observó también en el capítulo 5 un notable incremento en el número de días que presentan caudales bajos, incrementando éstos su peso relativo respecto a los caudales totales. El incremento se ha producido de forma más notable en las estaciones de primavera y verano. Recientemente Lana-Renault, *et al.* (2008) demostraron una fuerte estacionalidad en la generación de escorrentía a partir del flujo base, en función del contenido de humedad en el suelo en campos abandonados; Martínez-Fernández, *et al.* (2005a) ponen de manifiesto el importante papel del bosque en la escasa generación de escorrentía en cuencas forestales bajo condiciones sub-húmedas, incidiendo en la variabilidad estacional del proceso, dependiente del periodo vegetativo de las plantas; además, Serrano-Muela, *et al.* (2008) demostraron que los caudales bajos son de menor entidad en una cuenca forestada que en cuencas aledañas sin cubierta forestal.

En el presente capítulo se pone de manifiesto que el crecimiento de la cubierta vegetal ha podido tener un papel relevante en el descenso de los aportes fluviales. Tres observaciones verifican dicha hipótesis: (i) existe en todos los casos de estudio una tendencia regresiva en los aportes fluviales más marcada que en las precipitaciones; (ii) Los residuos de los modelos presentan coeficientes de Mann-Kendall negativos, lo cual indica una separación progresiva entre la evolución de las aportaciones y la evolución climática, y (iii) la disparidad entre la evolución de las aportaciones y de las precipitaciones, y las tendencias regresivas en los aportes son más evidentes en las cabeceras fluviales localizadas en el norte de la cuenca, donde la expansión del bosque y el matorral de montaña ha afectado a mayores áreas.

Tomando esta relación como hipótesis principal distintos investigadores, a partir de métodos estadísticos o de modelización hidrológica, han estimado el papel de los cambios en los usos del suelo sobre la evolución interanual de los caudales en grandes cuencas hidrológicas o conjuntos regionales. Por ejemplo, en la región de los Grandes Lagos de Norteamérica, Mao & Cherkauer (2009) modelizaron aumentos en la escorrentía de hasta un 30% en terrenos deforestados y de hasta un 40% en bosques que a mediados del siglo XX estaban formados por especies perennifolias y que fueron sustituidos por especies deciduas, debido a la ocupación humana. Los resultados obtenidos en este análisis coinciden con el patrón general detectado en distintos territorios de la Península Ibérica: Beguería *et al.* (2003), Gallart & Llorens (2004), y López-Moreno *et al.* (2008) comprueban para un conjunto de cabeceras fluviales tributarias del Ebro una separación sistemática de la evolución de las aportaciones respecto a las precipitaciones, así como una tendencia significativa en los residuos, que

achacan al crecimiento de la cubierta vegetal en las cuencas de drenaje, y lo cuantifican en un 30% y un 17% respectivamente. También Gallart & Llorens (2002) perciben un importante descenso en los aportes del Ebro en su desembocadura en Tortosa, de los cuales atribuyen un tercio al descenso en las precipitaciones, otro tercio al consumo por los regadíos, y un tercio también al crecimiento en la cubierta forestal en las cabeceras fluviales. Una serie de trabajos llevados a cabo recientemente en una cuenca experimental (Rinconada de la Sierra, Salamanca) situada en el Sistema Central, y perteneciente a la cuenca del Duero, manifiestan el indudable papel del bosque (*Quercus pyrenaica*) como regulador de la generación de escorrentía a través de la interceptación y la evapotranspiración; además contrastan su variabilidad estacional en función de la disponibilidad de agua en el suelo y del requerimiento hídrico de las plantas, característicos de los ambientes mediterráneos (Martínez-Fernández *et al.* 2005b, Morán 2007, Hernández-Santana *et al.* 2008).

Otros autores, sin embargo, subrayan la dificultad de encontrar una señal concluyente del papel hidrológico de los cambios en la cubierta vegetal. Por ejemplo Cosandey *et al.* (2005a) comprobaron en cuencas experimentales (de en torno a 1 km<sup>2</sup>) del sureste francés, que el efecto de un clareo/reforestación de bosque, o de un incendio, sobre las avenidas fluviales y sobre la escorrentía anual era en algunos casos perceptible, pero en otros no se apreciaban diferencias. Andréassian *et al.* (1999) para un conjunto de 14 cuencas de mayor tamaño (entre 10 y 60 km<sup>2</sup>) situadas en el macizo central francés demostraron que una expansión evidente de la superficie forestal tenía efectos mínimos sobre la evolución de los aportes anuales, y que si tal impacto existía era enmascarado por completo por la variabilidad climática. Ashagrie *et al.* (2006) concluyen que la incertidumbre propia de las series de datos hace muy difícil detectar el impacto de los cambios en los usos del suelo sobre las avenidas fluviales del río Meuse (Europa Occidental). Por su parte, Guo *et al.* (2008) demuestran, en una cuenca hidrológica del sureste chino, que la variabilidad climática es el factor predominante sobre la evolución de la escorrentía anual, mientras que los cambios detectados en los usos del suelo no afectan de forma evidente en su evolución interanual, siendo más patente su efecto sobre las tendencias estacionales. Para explicar la heterogeneidad en los resultados obtenidos en distintos lugares, estos autores apuntan, entre otros, a varios factores que ya han sido mencionados en este trabajo: en primer lugar hay que tener en cuenta las características individuales de cada cuenca de estudio, sus parámetros físicos como la climatología, el tipo de roca madre o las propias características de la cubierta vegetal. Entre ellos es de especial relevancia el tipo de suelo pues, como apuntan Dunn & Mackay (1995), puede tener distinta respuesta hidrológica ante una misma variación en la cubierta vegetal, dependiendo de sus características físicas y químicas. Por otro lado hay que considerar siempre la incertidumbre derivada de las series de datos (climáticos e hidrológicos), que en muchos casos puede ser igual o mayor al impacto de los parámetros que estamos estimando, como el papel de la cubierta vegetal en este caso. Esta causa explicaría la relativa disparidad en la relación observada entre la magnitud de la tendencia en los residuales y el incremento del bosque, mostrada en la Figura 7.12. Por último

hay que tener en cuenta el problema de la escala de análisis y la metodología aplicada, pues para que unos análisis sean comparables con otros deberían, sin duda, haber sido realizados con el mismo método y a la misma escala tanto temporal como espacial. A juzgar por los resultados de distintos trabajos citados anteriormente, el papel hidrológico del aumento en la cubierta vegetal parece más evidente en análisis realizados a escala regional, que cuando se analizan cuencas individuales. En el presente estudio, la hipótesis sobre el papel del incremento forestal en el descenso hidrológico ha sido verificado mediante el análisis de series regionales, y por el contrario, cuando se ha modelizado la evolución de las aportaciones en cuencas individuales, han aparecido más incertidumbres al respecto.

Un resultado relevante de nuestros análisis es la variable, pero en general escasa, participación de la “temperatura” en los modelos para explicar la evolución de las aportaciones hídricas. Desde un punto de vista teórico las crecientes temperaturas deberían estar provocando un aumento en la evapotranspiración y afectando negativamente al balance hídrico de las cuencas; que esto no se vea reflejado en los modelos se debe probablemente a la escala de análisis utilizada. El hecho de trabajar con datos anuales puede estar enmascarando procesos significativos a escala estacional, pero no suficientemente relevantes a escala anual. En apartados anteriores se apuntó a la posible influencia de las crecientes temperaturas sobre los cambios en los regímenes fluviales, sin embargo su papel tendría más que ver con el adelanto del pico primaveral de origen nival que con el descenso neto de las aportaciones anuales. Lespinas *et al.* (2010) argumentan que el descenso en los caudales de ríos de montaña del sur de Francia está asociado con el papel de las crecientes temperaturas en el control de la acumulación y fusión de la nieve, sin embargo no consideró el posible impacto de los cambios en los usos del suelo ocurridos en su zona de estudio. Estudios recientes llevados a cabo en los Pirineos han relacionado igualmente las crecientes temperaturas con el espesor y duración del manto de nieve (López-Moreno 2005, López-Moreno *et al.* 2008), lo cual causa, generalmente, una reducción y adelantamiento del pico primaveral de los ríos de montaña. Por otro lado la evapotranspiración es un proceso dependiente de la actividad vegetativa de las plantas, y el consumo de agua por parte de éstas se produce básicamente durante la primavera y el verano. Un aumento de las temperaturas significaría un incremento potencial de la necesidad hídrica de las plantas y por tanto mayor consumo sobre todo en los meses de verano, cuando el estrés hídrico es más notable. El escaso peso que representan las aportaciones de verano con respecto al total anual (< 5%), explicaría que este proceso no se vea reflejado sobre la evolución interanual de las aportaciones hídricas. En cualquier caso, el papel de los cambios en la cobertura vegetal y del aumento en las temperaturas deben estar íntimamente relacionados a través del proceso de evapotranspiración, y resultan extremadamente complejos de separar en base a estudios estadísticos.

Por último es destacable la disimetría en los resultados entre las cabeceras de la margen derecha y de la margen izquierda del Duero. A pesar de la variabilidad espacial que presentan

los indicadores utilizados para evaluar el papel de los usos del suelo en la evolución hidrológica, la agregación regional realizada mediante un PCA en función de la evolución de los aportes fluviales, indica una separación mayor entre aportaciones y precipitaciones en las cuencas de la margen derecha respecto a las de la margen izquierda. El hecho comprobado de que el crecimiento de la superficie forestal ha sido notablemente superior en las cabeceras de la margen derecha, con respecto a las de la margen izquierda, es la explicación más probable a esta disimetría, y es una prueba más que ratifica la hipótesis del papel de la creciente cubierta vegetal sobre el descenso de las aportaciones fluviales.





## **8. LOS EMBALSES Y LA REGULACIÓN HIDROLÓGICA EN LA CUENCA**



Como se ha comprobado hasta ahora, la variabilidad climática y el crecimiento de la cubierta vegetal derivado de los cambios en los usos del suelo han comportado en mayor o menor medida cambios en la hidrología de la cuenca del Duero. Éstos van desde un descenso neto en las aportaciones anuales hasta una alteración de los regímenes fluviales. Además de estos condicionantes, la regulación de los ríos por parte del hombre ha debido contribuir a la alteración de caudales y el consiguiente cambio hidrológico.

La construcción de embalses constituye uno de los impactos más destacados del hombre sobre el medio natural (Petts 1984). Los embalses y su gestión causan alteraciones en el régimen de los ríos debido a la regulación de los ritmos de embalsado y vaciado (Mainigi & Marsh 2002, Bonacci & Roje-Bonacci 2003); la disminución de caudales aguas abajo como resultado de la infiltración y evaporación de la lámina de agua (Cosandey & Robinson 2000); alteran los ritmos y tasas de erosión/sedimentación de los ríos al actuar como trampas de sedimentos (Brandt 2000, Verstraeten & Poesen 2000), lo cual produce a su vez, aguas abajo, notables cambios en la geomorfología de los cauces al aumentar el río su energía erosiva debido al descenso en la carga de fondo (Phillips 2003). Los embalses además modifican las condiciones ambientales y ecológicas de su entorno, incluso las propiedades físico-químicas del agua, por lo que induce a graves alteraciones en los ecosistemas riparios (Nilsson *et al.* 2005). A todo ello hay que sumarle su indudable impacto sobre las poblaciones humanas tanto aguas arriba como aguas abajo del embalse, con desplazamientos masivos de personas, pérdida de campos de cultivo en las superficies inundadas (Berkun 2010), incluso pérdidas de vidas humanas producidas por accidentes. Ejemplos de esto último los encontramos en la propia cuenca del Duero, con el embalse de Riaño, que causó la inundación de su valle y la desaparición de 9 municipios en 1988, o el desastre de Ribadelago, en el que la rotura de una presa en la cabecera del río Tera causó la muerte de más de un centenar de personas en 1959.

No obstante, y a pesar de sus impactos negativos, numerosos embalses han sido construidos y se siguen construyendo en todo el mundo para atender a diferentes demandas. Entre sus funciones más importantes destacan el aprovisionamiento de agua para la irrigación de cultivos, la producción hidroeléctrica, el control y laminación de avenidas o el suministro urbano e industrial (López-Moreno *et al.* 2002). En la cuenca del Duero existen a día de hoy más de 90 embalses, con una capacidad cercana a los 7.500 hm<sup>3</sup>, y una demanda total de 3.870 hm<sup>3</sup>. De dicho volumen más del 93%, (3.600 hm<sup>3</sup>) se destina al regadío, aproximadamente el 6% (225 hm<sup>3</sup>) se destina a abastecimientos urbanos y domésticos, y el resto, unos 45 hm<sup>3</sup> a usos industriales y otros ([www.chduero.es](http://www.chduero.es)). Además, los embalses con una localización topográfica propicia para los saltos de agua son utilizados también para la producción de energía hidroeléctrica.

En el presente capítulo se estudia el impacto hidrológico de los embalses de la cuenca del Duero aguas abajo de su localización. De entre los numerosos indicadores que pueden

caracterizar la alteración fluvial (Richter *et al.* 1996), aquí nos centramos únicamente en la distribución mensual de los caudales y su evolución en el tiempo. Se pretende por lo tanto comprobar la capacidad de los embalses de la cuenca para alterar los regímenes fluviales, a partir de la gestión de las salidas y del volumen de reservas. Asimismo se evaluará si los patrones de gestión (y la capacidad de alteración del régimen) han variado con el tiempo como respuesta al descenso generalizado de los caudales de la cuenca.

El análisis de la regulación hidrológica en la cuenca del Duero nos exige el tratamiento de una nueva base de datos formada por las series de entradas, salidas y volumen embalsado ( $\text{hm}^3$ ) en los embalses de la cuenca. De los más de 90 embalses o presas de la cuenca, existen series hidrológicas disponibles (<http://hercules.cedex.es>) de un total de 29 embalses, aunque con una longitud en las series de datos muy variable (Tabla 8.1), dependiente del año de construcción de los mismos. De las 29 series disponibles se seleccionaron para el análisis aquellas que cubrieran el periodo de observación del trabajo, descartando por lo tanto aquellas con comienzo posterior al año 1961. A éstas hay que exceptuar las series correspondientes al embalse de la Almendra (2041), en el río Tormes. Este embalse solamente presenta datos de 1974 en adelante, sin embargo hemos considerado necesario su análisis al tratarse del mayor embalse de la cuenca, con más de  $2.500 \text{ hm}^3$  de capacidad. A diferencia del resto de series hidrológicas y climáticas utilizadas en el trabajo, las series de los embalses no han sido sometidas a ningún tratamiento de depuración de calidad, como la homogeneización y el relleno de datos ausentes. La principal razón es que al tratarse de infraestructuras gestionadas por el hombre, los datos no son comparables con los de otros embalses cercanos, y por lo tanto no se pueden utilizar series de referencia para proceder al relleno u homogeneización de datos. A ello hay que sumarle que en la mayoría de los casos no se puede discernir si las inhomogeneidades o *outliers* son producto de errores de transcripción o instrumentales, o simplemente son el resultado de la gestión propia del embalse (vaciado, laminación, limpieza...) (López Moreno & García-Ruíz 2003). Por ello, en caso de existir errores de este tipo no se pueden corregir o sustituir por otros datos.

Las series seleccionadas por su periodo común presentan en su mayoría un número bajo de datos ausentes por lo que se puede afirmar que son series de calidad suficientes para utilizar en análisis estadísticos. No obstante, dada la importancia que pueden tener las lagunas sobre los test estadísticos concretos a realizar (correlaciones, regresiones, tendencias, etc.) se aplicó otro filtro de selección, de tal forma que finalmente sólo se utilizaron las series cuyos registros ausentes representaban menos de un 1% de todos los datos, esto es, con menos de 5 lagunas en los datos mensuales de toda la serie (Tabla 8.1). De esta forma, las series de aportaciones de entrada y salida, y las de volumen embalsado de un total de 16 embalses fueron utilizadas para los análisis, y el resto se descartaron. En el mapa de la Figura 8.1 se muestra la localización de los embalses seleccionados y descartados.

Id	Nombre	Río	Uso	Capacidad (hm <sup>3</sup> )	Ratio de retención*	Serie de datos	Datos ausentes en 1961-2007 (%)
2001	Cuerda del Pozo	Duero	Abastecimiento, hidroeléctrico, riego	252,0	1,28	1946-07	0,00
2002	Villalcampo	Duero	Hidroeléctrico	66,5	0,01	1949-07	0,00
2003	Castro	Duero	Hidroeléctrico	27,3	0,00	1952-07	0,00
2004	Saucelle	Duero	Hidroeléctrico	181,5	0,02	1956-07	0,18
2005	Aldeadavila	Duero	Hidroeléctrico	114,3	0,01	1963-07	-
2010	Uzquiza	Arlanzón	Abastecimiento, riego	75,0	0,92	1988-07	-
2011	Arlanzón	Arlanzón	Abastecimiento, riego	20,1	0,26	1944-07	0,00
2012	Cervera-Ruesga	Rivera	Avenidas, riego	100,0	1,23	1944-07	0,00
2013	La Requejada	Pisuerga	Abastecimiento, riego	65,0	0,40	1958-07	0,00
2014	Camporredondo	Carrion	Hidroeléctrico	69,0	0,29	1944-07	0,00
2015	Compuerto	Carrión	Abastecimiento, avenidas, hidroeléctrico	95,0	0,34	1960-07	0,91
2016	Aguilar de Campoo	Pisuerga	Hidroeléctrico, riego	247,2	0,82	1962-07	-
2026	Barrios de Luna	Órbigo	Abastecimiento, hidroeléctrico, riego	308,0	0,71	1951-07	0,18
2027	Villameca	Tuerto	Hidroeléctrico, riego	19,9	0,57	1952-07	0,18
2028	Moncabril	Tera	Hidroeléctrico	25,0	0,27	1956-07	0,55
2029	Ricobayo	Esla	Hidroeléctrico	995,0	0,24	1944-07	0,36
2030	Porma	Porma	Hidroeléctrico, riego	317,4	1,04	1969-07	-
2031	Cernadilla	Tera	Hidroeléctrico	255,4	0,57	1974-07	-
2032	Riaño	Esla	Hidroeléctrico, riego	664,0	1,16	1988-07	-
2033	Valparaiso	Tera	Hidroeléctrico	168,0	0,33	1989-07	-
2034	Ntra Señora Agavanzal	Tera	Hidroeléctrico, riego	35,9	0,05	1996-07	-
2036	Linares del Arroyo	Riaza	Abastecimiento, hidroeléctrico, riego	54,5	0,76	1951-07	0,00
2037	Burgomillodo	Duratón	Hidroeléctrico	13,7	0,15	1944-07	2,79
2038	Santa Teresa	Tormes	Abastecimiento, hidroeléctrico, riego	496,0	0,62	1954-07	0,00
2039	Águeda	Águeda	Abastecimiento, riego	22,3	0,05	1944-07	1,66
2040	Las Vencias	Duratón	Hidroeléctrico, riego	4,5	0,05	1969-07	-
2041**	Almendra	Tormes	Hidroeléctrico	2648,6	2,12	1974-07	0,0**
2042	Castro de Las Cogotas	Adaja	Abastecimiento, hidroeléctrico, riego	58,7	0,53	1995-07	-
2043	Pontón Alto	Eresma	Abastecimiento, riego	7,4	0,08	1995-07	-

Tabla 8.1. Embalses de la cuenca del Duero con series hidrológicas disponibles, y sus principales características. \* El ratio de retención se ha calculado dividiendo la capacidad de embalsado por las aportaciones medias de entrada en el embalse. \*\* El porcentaje de lagunas para el embalse de la Almendra se calculó para su periodo de observaciones, 1974-2007. Se han resaltado en color gris las estaciones finalmente seleccionadas.

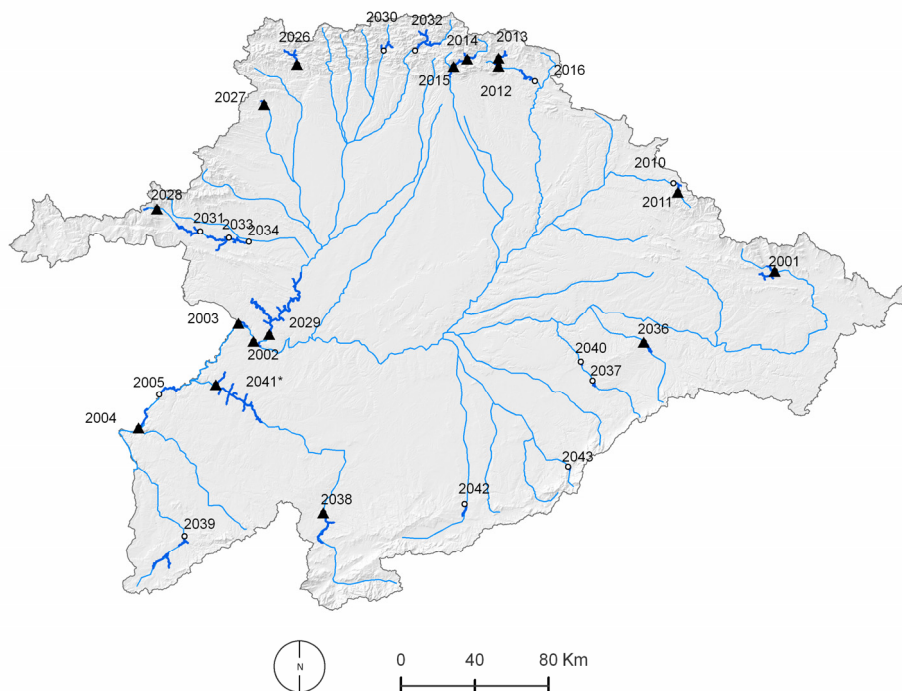


Figura 8.1. Localización de los embalses descartados (círculos) y utilizados (triángulos) para los análisis sobre la regulación hidrológica.\* El embalse de la Almendra (2041), en el río Tormes, ha sido incluido a pesar de no contar con una serie de datos que abarque el periodo de análisis del trabajo.

### 8.1. Características de los embalses de la cuenca y su capacidad de regulación

Los embalses seleccionados presentan una gran variedad en cuanto a su uso y en cuanto a parámetros de regulación como su capacidad de embalsado o el ratio de retención (Tabla 8.1). Hay un predominio en la cuenca de embalses construidos para la producción de electricidad; se trata en su mayoría de pequeñas presas localizadas en las cabeceras fluviales (de mayor número en la vertiente norte que en la sur) que aprovechan los saltos de los relieves montañosos para la producción de energía. No obstante, existen también una serie de embalses hidroeléctricos localizados en el tramo bajo de los ríos Esla, Duero y Tormes que aprovechan el encajamiento de los cursos fluviales en la penillanura. Dichos embalses, el de Ricobayo (río Esla), La Almendra (río Tormes), Villalcampo, Castro, Saucelle y Aldeadávila (río Duero) conforman un sistema hidroeléctrico conocido como Saltos del Duero. De entre los embalses seleccionados para el análisis encontramos otros dos sistemas, el formado por los embalses de Camporrendondo y Compuerto, en el río Carrión y el formado por los embalses La Requejeda, Cervera-Pisuerga, y Aguilar de Campoo (este último descartado de los análisis), que regulan el río Pisuerga en su cabecera.

En cuanto a su capacidad (Tabla 8.1, Figura 8.2) existe una notable diferencia entre unos embalses y otros. De los embalses seleccionados, los de menor volumen son los embalses de Arlanzón y Villameca (río Tuerto), que no llegan a los 20 hm<sup>3</sup> de capacidad. En el extremo opuesto encontramos los embalses de Ricobayo, en el río Esla, con casi 1.000 hm<sup>3</sup> y el embalse de la Almendra, el de mayor capacidad de la cuenca, que supera los 2.500 hm<sup>3</sup> de capacidad, ambos destinados a la producción hidroeléctrica. La capacidad de un embalse no nos informa necesariamente de su potencial para alterar el régimen o la variabilidad natural de los ríos, que es el principal objetivo de este capítulo. El parámetro más adecuado para evaluarlo es el ratio de retención (Tabla 8.1, Figura 8.2) que expresa la relación entre la capacidad de embalsado y el volumen de aportes anuales que entra en el embalse. De esta forma se observa que el embalse de la Almendra es también el que mayor capacidad de retención tiene, con un ratio de 2,12, esto es, que tiene una capacidad de embalsar más de un 200% del agua que le llega y por lo tanto un altísimo potencial de alteración del régimen fluvial. Por el contrario, otro embalse que en términos absolutos tiene una gran capacidad volumétrica como es el de Ricobayo (2009), cuando se compara con las entradas medias anuales presenta un ratio de retención relativamente bajo (2,4), es decir, con una capacidad de embalsar tan sólo un 24% del agua que recibe. Embalses como los de de Cervera-Ruesga (2012) y Cuerda del Pozo (2001) presentan una relación inversa pues aunque en términos absolutos no cuentan con una gran capacidad de embalsado, sí es alta en relación con los aportes de entrada, pudiendo embalsar cerca de un 120% del agua que les llega. El resto de embalses seleccionados presenta ratios de retención moderadamente altos (por encima del 0,6), como el de Santa Teresa (2038) y Linares del Arroyo (2036), y otros relativamente bajos (sin llegar al 0,3), como los del sistema de embalses del río Carrión (Camporredondo y Compuerto), o muy bajos (por debajo del 0,05) como los de Villalcampo, Castro y Saucelle.

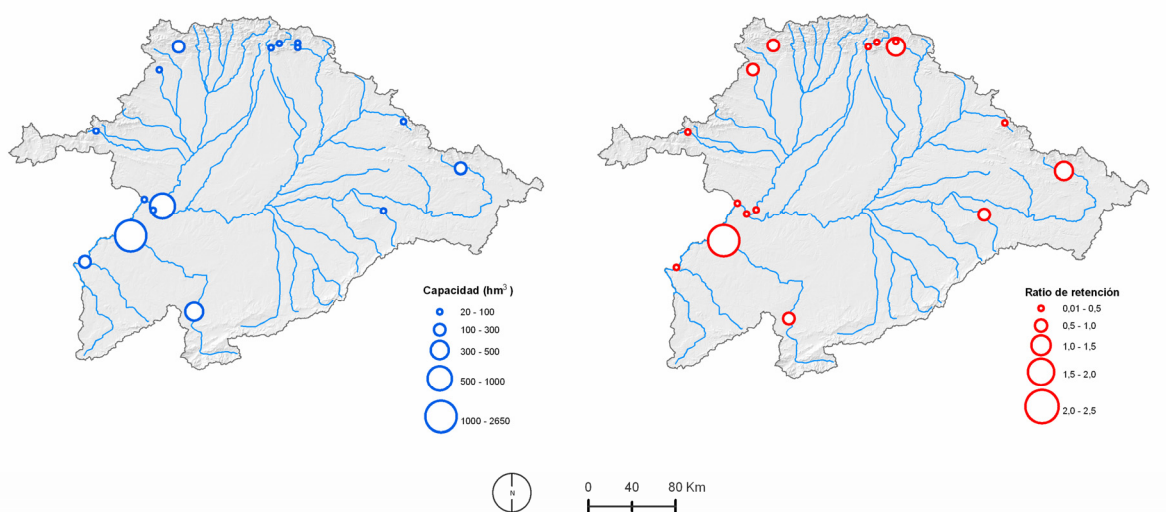


Figura 8.2. Capacidad y ratio de retención de los embalses seleccionados.

## 8.2. Efectos de los embalses sobre el régimen fluvial.

En las figuras 8.3 a 8.6 se muestran los hidrogramas correspondientes a las entradas y salidas medias mensuales de los embalses, así como un ajuste lineal que indica la correlación existente entre ambas. El coeficiente de determinación de Pearson ( $R^2$ ) observado entre las entradas y las salidas mensuales es un indicador de la capacidad de alteración de los regímenes fluviales por parte de los embalses. Valores cercanos a 1 indicarían que el régimen aguas abajo permanece más o menos inalterado; y valores cercanos a 0 indicarían una modificación muy alta del régimen fluvial (Batalla *et al.* 2004). De forma general se podría distinguir entre dos tipos de gestión en los embalses estudiados, en función de su capacidad para modificar el régimen fluvial:

- En primer lugar se encuentran aquellos embalses en los que no se produce alteración del régimen, ya que se extrae el mismo, o casi el mismo, volumen de agua del que ha entrado en el embalse. Dentro de este grupo se encontrarían los embalses en los que las entradas y las salidas mensuales presentan coeficientes de determinación de Pearson ( $R^2$ ) significativos a un nivel de confianza del 99%, es decir, los embalses de Villalcampo, Castro y Saucelle en el río Duero ( $R^2 > 0,99$ ), el embalse de Arlanzón ( $R^2 = 0,87$ ), el de Cervera-Ruesga en el río Ribera ( $R^2 = 0,90$ ), el sistema de Moncabril en el río Tera ( $R^2 = 0,91$ ), y el embalse de Ricobayo en el río Esla ( $R^2 = 0,96$ ). Hay que diferenciar, por lo tanto, entre tres de los embalses que conforman los Saltos del Duero (Villalcampo, Castro y Saucelle), en los que la correlación entre entradas y salidas es total ( $R^2 \approx 1$ ), y los demás, cuyos hidrogramas reflejan una leve modificación del



régimen natural basada en la retención de pequeños volúmenes de agua durante los picos de invierno y primavera, y su posterior liberación en los meses de verano.

- En segundo lugar encontramos una serie de embalses que modifican sustancialmente el régimen fluvial de los ríos, lo cual se ve reflejado en los bajos coeficientes de determinación, que indican la ausencia de correlación significativa entre las entradas y salidas mensuales. En todos ellos, independientemente del régimen de entradas, la gestión de las salidas se produce de forma similar: se retienen notables volúmenes de agua durante los periodos de aguas altas, alcanzando un volumen máximo de embalsado en los meses de primavera; posteriormente, en verano se produce el desagüe del agua retenida para hacer frente a la sequía estival, alcanzando el pico de salidas aguas abajo de la presa bien en julio o en agosto. Entre éstos, los que presentan una modificación más acentuada del régimen son: los embalses de Santa Teresa y La Almendra en el río Tormes ( $R^2 = 0,01$ ), cuyo régimen de salidas difiere notablemente del de los demás, pues mantienen las salidas más o menos constantes a lo largo del año; el de Barrios de Luna en el río Órbigo ( $R^2 = 0,02$ ), Villameca en el río Tuerto ( $R^2 = 0,06$ ), y el de Linares del Arroyo en el río Riaza ( $R^2 = 0,08$ ), cuyas salidas presentan los picos de verano más acentuados.

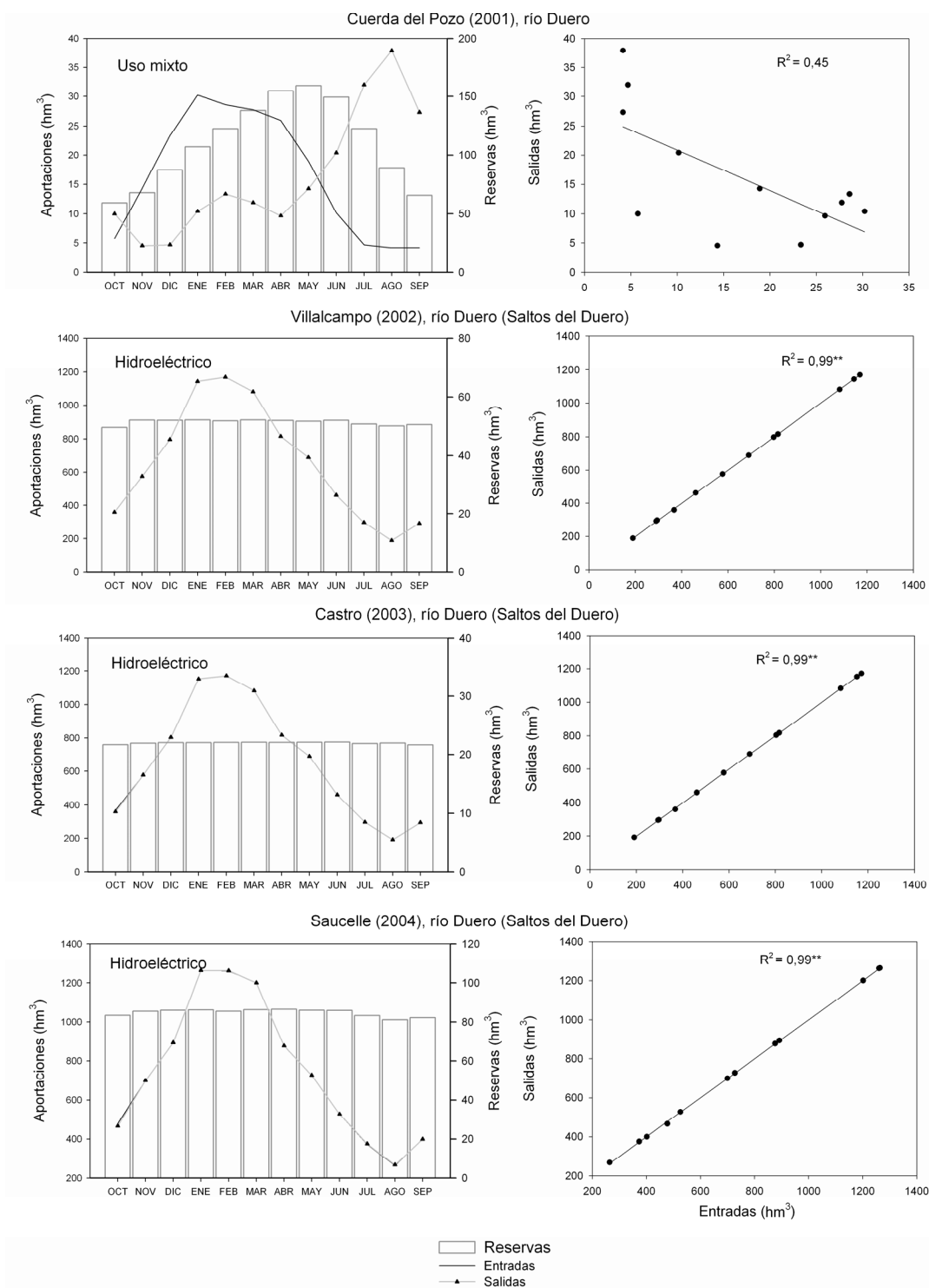


Figura 8.3. Regímenes de entradas, salidas y reservas promedio durante el periodo de estudio (izquierda) y relación entre las entradas y salidas mensuales medias de los embalses (derecha). \*\* Indica correlación significativa con un 99% de confianza ( $\alpha < 0,01$ ).

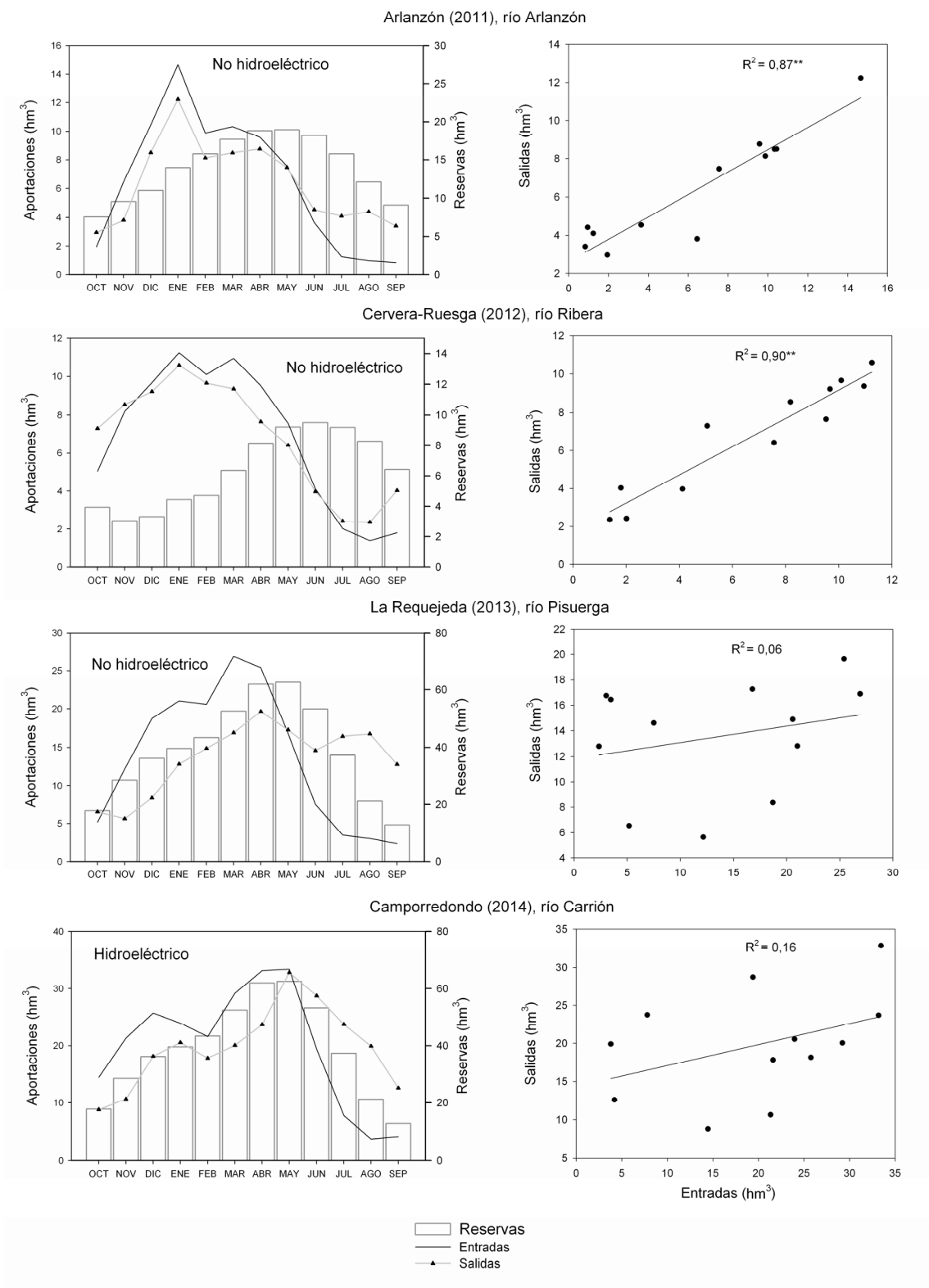


Figura 8.4. Leyenda igual a la de la Figura 8.3

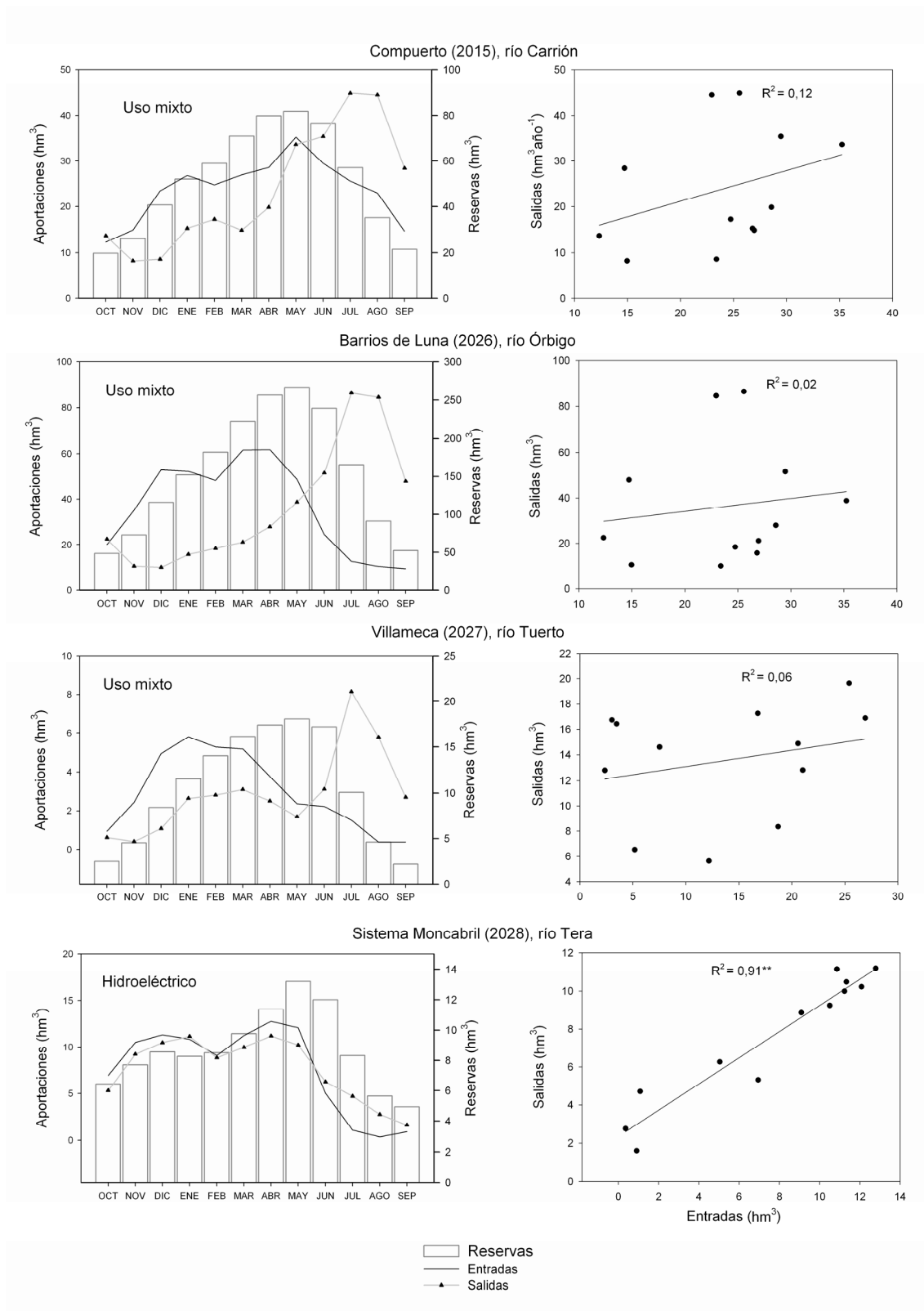


Figura 8.5. Leyenda igual a la de la Figura 8.3

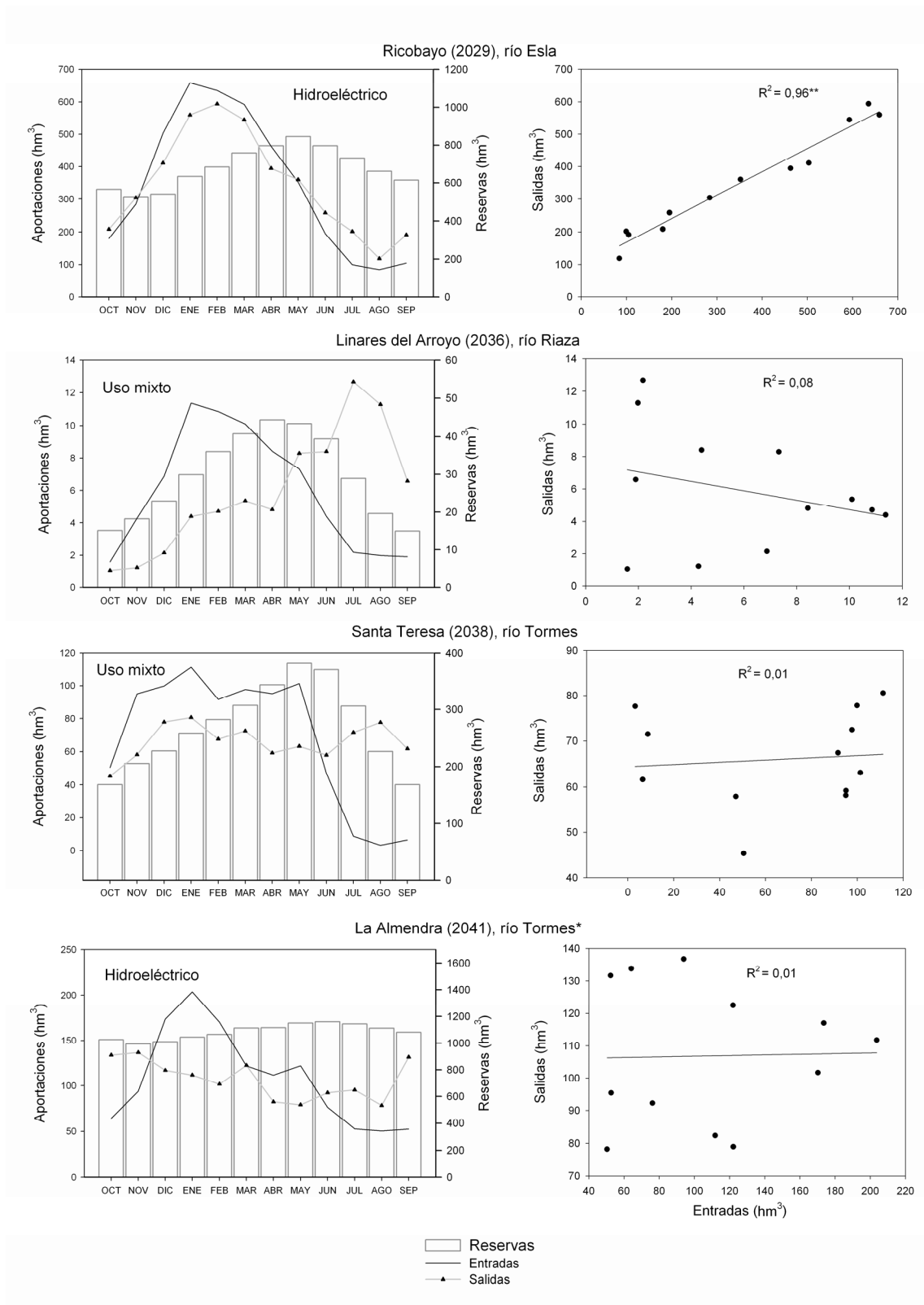


Figura 8.6. Leyenda igual a la de la Figura 8.3. \* Los datos medios para el embalse de La Almendra se refieren al periodo 1974-2005.

En un principio cabría atribuir la mayor capacidad de alteración del régimen fluvial a los embalses con un ratio de retención más alto, a juzgar por lo observado en otros embalses del territorio español, como los de los de la cuenca del Ebro (López Moreno & García-Ruiz 2003, Batalla *et al.* 2004). En la Figura 8.7, aunque se aprecia una leve tendencia hacia un mayor grado de regulación fluvial (menor correlación entradas-salidas), en los embalses con mayor ratio de retención, el ajuste lineal no ofrece una correlación significativa entre ambas variables ( $R^2 = 0,20$ ;  $\alpha = 0,08$ ). Tampoco parece haber una correspondencia entre el uso principal del embalse y el nivel de regulación del régimen. Ello lo demuestra nuevamente la regresión lineal de la Figura 8.7, en la que aparecen agrupados los embalses en función de si el uso es exclusivamente hidroeléctrico, si es no es hidroeléctrico (riego, abastecimiento, avenidas...) o si combinan ambos usos. En los tres grupos se observa una notable variabilidad en cuanto a su capacidad para alterar el régimen fluvial.

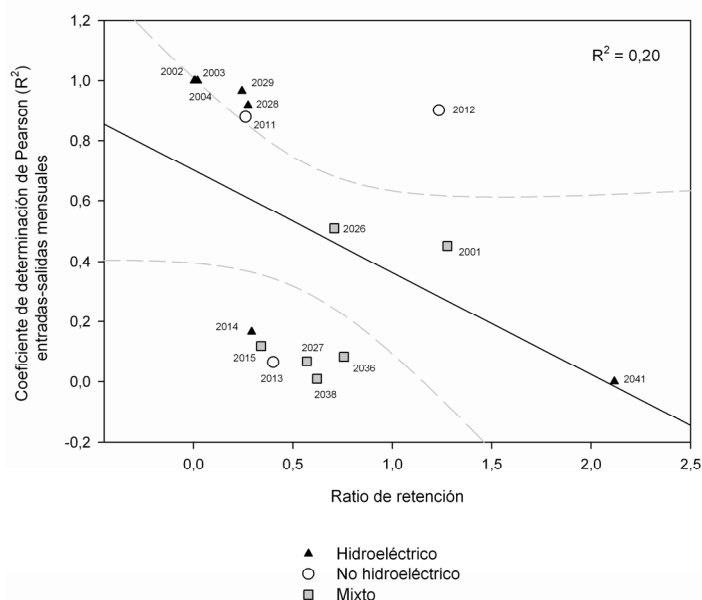


Figura 8.7. Correlación entre el nivel de alteración del régimen fluvial (coeficiente de determinación de Pearson entre las entradas y salidas mensuales) y el ratio de retención de los embalses. Las líneas grises discontinuas indican los intervalos de confianza al 95%.

Los embalses que causan una elevada alteración del régimen fluvial se van a comentar por separado, para comprobar si el tipo de uso del embalse conlleva un patrón de regulación específico o no.

- Los embalses de uso hidroeléctrico que modifican sustancialmente el régimen fluvial son el de Camporredondo en el río Carrión (2014;  $R^2 = 0,16$ ) y el de La Almendra en el río Tormes (2041;  $R^2 = 0,01$ ). El primero (Figura 8.4), que presenta un régimen de entrada nivo-pluvial con picos en mayo y diciembre y caudales relativamente cuantiosos en octubre

y noviembre, muestra una gestión que se basa en almacenar agua a un ritmo continuo desde octubre hasta mayo, y el posterior vaciado en los meses de verano. En el de La Almendra (Figura 8.6), cuyo régimen es de carácter pluvial, con un acentuado pico en enero, el llenado se produce a partir de diciembre hasta mayo, y de forma más acentuada durante los meses de invierno. El vaciado se produce a partir de junio, y se alarga hasta el mes de noviembre. El patrón de embalsado y vaciado es similar al anterior, pues en ambos consiste en almacenar agua en los meses de caudal alto para posteriormente liberarla. Sin embargo hay una diferencia en los ritmos de vaciado, que depende básicamente del volumen de las entradas en los meses de octubre y noviembre (relativamente alto en el embalse de Camporrendo, y bastante más bajo en el de La Almendra).

- El único embalse no hidroeléctrico que presenta una modificación notable del régimen es el de la Requejada, en el río Pisuegra (2013,  $R^2 = 0,06$ ), y su gestión es muy similar al de Camporrendo, esto es, con acumulación de caudales desde octubre a mayo y liberación en los meses de verano.

- En cuanto a los embalses de uso mixto, todos presentan una fuerte modificación del régimen, y el patrón de gestión se repite, ya que consiste en almacenar durante el periodo de aguas altas y liberar en verano, produciéndose los picos de salida, bien en julio, bien en el mes de agosto. Sin embargo también existen diferencias respecto a los ritmos de embalsado y vaciado, en función de cuando se producen los picos de caudal. Por ejemplo el embalse de Barrios de Luna (Figura 8.5) presenta un régimen de entradas bimodal con un pico principal en abril y uno secundario en diciembre; durante el periodo de aguas altas se almacena agua de forma abundante hasta alcanzar el máximo embalsado en mayo; a partir de entonces se deja de almacenar, y el pico de salidas se produce en el mes de julio y se prolonga hasta agosto. Por el contrario, en Linares del Arroyo (Figura 8.6) el pico de entradas se produce en enero y no hay aguas altas en primavera. Para satisfacer la demanda primaveral, durante el invierno se embalsan gran parte de los aportes y se adelanta el embalsado máximo un mes, en abril, cuando se comienza a liberar volúmenes elevados de agua. Aunque el patrón de gestión es similar, los ritmos y picos de vaciado y embalsado varían en función de los regímenes de entrada. Mención especial merece el embalse de Compuerto (Figura 8.5), ya que al situarse aguas abajo del de Camporrendo (Figura 8.4) recibe un régimen de entradas ya modificado, es decir, con caudales relativamente altos en verano y otoño y más bajos de lo normal en invierno y primavera. La gestión del mismo vuelve a alterar notablemente el régimen, reteniendo aún más las salidas en invierno-primavera y liberando grandes volúmenes en verano.

A modo de resumen se puede concluir que hay dos tipos de gestión básica en los embalses de la cuenca, una en la que apenas se modifican los regímenes, pues se libera la misma cantidad de agua, y al mismo ritmo, que la que entra; y otra en la que las aguas se retienen durante los periodos de caudal alto y son liberadas en los meses de verano para satisfacer las diferentes demandas, de riego, abastecimiento o electricidad. En estos embalses la modificación del

régimen fluvial aguas abajo de la presa resulta muy importante, llegando en ocasiones a producirse una inversión del régimen, esto es: aguas bajas en invierno-primavera y aguas altas en verano. Parece que no existe una relación clara entre la tipología o uso principal del embalse y el patrón de gestión; tampoco la capacidad de retención del embalse presenta una correlación significativa con la alteración del régimen fluvial. Las pequeñas diferencias que se dan en los tiempos de vaciado se deben fundamentalmente al momento en que se producen los picos de caudal.

Distintos estudios realizados hasta la fecha han comprobado igualmente la capacidad de los embalses para modificar los regímenes fluviales aguas abajo de la presa. En nuestro ámbito más cercano, el trabajo de López-Moreno (2006) demuestra que en primer lugar el ratio de retención, y secundariamente el uso principal del embalse, explican en gran medida las diferencias observadas en los patrones de gestión de los embalses del Pirineo Central, destinados principalmente al regadío y la producción hidroeléctrica. Los embalses pirenaicos presentan además, por lo general, modificaciones del régimen fluvial más suaves que los embalses de la cuenca del Duero, y raramente se observan inversiones del régimen fluvial como las demostradas en este trabajo. Por otro lado, Batalla *et al.* (2004) estudiaron los cambios hidrológicos producidos por los embalses de la cuenca del Ebro y observaron patrones de modificación de los regímenes fluviales similares a los demostrados en este trabajo. Así, mientras unos embalses apenas modificaron la distribución estacional de los caudales aguas abajo, otros, principalmente destinados al riego durante el verano, producían una inversión total del régimen. Continuando en el ámbito mediterráneo, Bonacci & Roje-Bonacci (2003) comprobaron una notable alteración del régimen del río Cetina en Croacia, posteriormente a la construcción de un complejo sistema de embalses destinados a la producción de electricidad. De forma resumida demostraron un aumento notable de los caudales bajos (verano), y una disminución de los caudales altos (invierno); es decir, una gestión similar a la observada en este trabajo, destinada principalmente a satisfacer la demanda hidroeléctrica de los meses de verano.

### **8.3. Evolución y cambios en la gestión de los embalses**

Como se ha visto en el apartado anterior, el coeficiente de determinación de Pearson puede ser un indicador del nivel de regulación y modificación de los regímenes fluviales de los embalses, al expresar la correlación existente entre los valores mensuales de entradas y salidas de agua en los mismos. Calculando la correlación entre entradas y salidas para cada uno de los años del periodo de estudio podemos comprobar, por lo tanto, si se han producido modificaciones en la magnitud con que se altera el régimen fluvial a largo del tiempo. En la Figura 8.8 se ha representado la evolución del coeficiente de determinación entre las entradas y salidas mensuales de los embalses durante el periodo de estudio.



Los embalses de Villalcampo, Castro, y Saucelle, no han experimentado regulación alguna durante el periodo de estudio, manteniendo las salidas prácticamente idénticas a las entradas a lo largo del tiempo. El resto de los embalses presenta una notable variabilidad interanual en la correlación entre entradas y salidas, lo cual da a entender que el tipo de gestión de los embalses puede variar notablemente entre unos años y otros. De entre los embalses que presentan una correlación alta entre los regímenes de entradas y salidas promedio – Arlanzón, Cervera-Ruesga, Moncabril y Ricobayo – vemos distintas pautas en la evolución de la correlación año a año. El embalse de Arlanzón muestra, independientemente de la elevada variabilidad, una clara tendencia creciente en la correlación entradas-salidas, lo cual indicaría un descenso en el nivel de alteración del régimen fluvial del río a lo largo de los años. El embalse Cervera-Ruesga presenta valores altos de correlación a lo largo de la serie, aunque con notables descensos que indican una modificación puntual del régimen de salidas. En este caso no se aprecia una tendencia clara en los valores de correlación a lo largo de la serie. El sistema de embalses de Moncabril presenta un valor de correlación elevado durante todo el periodo de registros y además una variabilidad relativamente baja comparada con la de los embalses citados anteriormente. El embalse de Ricobayo presenta el caso opuesto al del Arlanzón: durante los primeros años de la serie la modificación del régimen es baja, a juzgar por los altos valores de correlación entre entradas y salidas, y a partir de entonces se produce una tendencia descendente. Sin embargo, lo más llamativo del caso es la enorme variabilidad que se produce por la sucesión de valores altos y bajos de correlación a partir de los años 70, lo cual indica que se ha llevado a cabo, de forma puntual, una fuerte regulación de las salidas con la consiguiente alteración del régimen fluvial. Para determinar si esta variabilidad es aleatoria, o responde a causas determinadas, se han representado en la Figura 8.9.a las entradas y salidas en años con una alta correlación (1978 y 1989) y años con muy baja correlación (1980, 1992). Los gráficos muestran que la diferencia entre unos años y otros viene dada por el volumen de las entradas. Si se observa la escala vertical de los hidrogramas se aprecia que los años con muy buena correlación, son años caudalosos, con aportaciones que en determinados meses superan los 2.500 hm<sup>3</sup>; sin embargo, en los años con una fuerte modificación del régimen, las entradas son escasas, de un orden de magnitud menor (no llegando los picos de aportación a los 400 hm<sup>3</sup> anuales). En la Figura 8.9.b se representa la evolución de los valores de correlación y de las entradas anuales y un ajuste lineal realizado entre ambos: en el gráfico de la izquierda se observa cómo, exceptuando la primera década de la serie, existe un paralelismo notable entre la variabilidad en las entradas al embalse y el nivel de regulación; el ajuste lineal indica que el volumen de las entradas, (que determina si es un año más o menos caudaloso) explica en casi un 60% ( $R^2 = 0,57$ ) la variabilidad en la correlación entre entradas y salidas mensuales. En otras palabras se podría afirmar que, a excepción de los primeros años, el patrón de regulación del embalse ha sido dependiente principalmente de la caudalosidad del río; en los años caudalosos no se ha producido apenas

regulación del régimen natural, y en los años de caudal bajo la gestión del embalse ha modificado enormemente el régimen de salidas.

En cuanto a los embalses con una baja correlación entre los regímenes de entradas y salidas promedio para el periodo de estudio, no se aprecia una tendencia significativa hacia la mayor o menor regulación, manteniéndose los valores de correlación más o menos bajos a lo largo de la serie. No obstante en determinados embalses sí se aprecia una elevada variabilidad inter-anual, con años en los que el valor de correlación entre entradas y salidas es notablemente alto. Del mismo modo que se hizo para el embalse de Ricobayo, se representa en la Figura 8.10.a un ejemplo de años con alta y baja correlación entre entradas y salidas en el embalse de Santa Teresa. Al igual que en Ricobayo, existe una diferencia notable (de un orden de magnitud) en el volumen de entradas de los años con alta y los años con baja correlación. En este caso, sin embargo, la correlación existente entre las aportaciones de entrada y el nivel de regulación es, aunque estadísticamente significativa, menos evidente que en el caso de Ricobayo (Figura 8.10.b, derecha). La evolución conjunta de ambas variables (Figura 8.10.b, izquierda) indica una gestión del embalse totalmente dependiente del volumen de entradas en algunos años (por ejemplo del 1998 en adelante), e independiente en otros (1967-1973).

En la Tabla 8.2 se presenta un resumen de resultados para el conjunto de embalses estudiados. Se ha incluido en la misma el coeficiente de variación inter-anual de la correlación entradas-salidas, que indica numéricamente el nivel de variabilidad que se ha observado gráficamente en la Figura 8.8. Los embalses de Villalcampo, Castro, y Saucelle presentan un CV de 0,0, puesto que no ha habido ningún cambio en el nivel de regulación a lo largo del periodo. Exceptuando estos casos y el sistema de Moncabril (CV = 0,13), el resto de los embalses presenta una variabilidad inter-anual muy elevada en los niveles de regulación, con casos en que el coeficiente de variación supera el 1,0 (Linares del Arroyo y Villameca), esto es, que el error típico o valor de desviación estándar del coeficiente de determinación supera al valor promedio de la serie.

El ajuste lineal que relaciona el nivel de regulación (expresado según la correlación entradas-salidas mensuales) con el volumen de entradas anuales muestra correlaciones positivas significativas en los embalses de Arlanzón, Cervera-Ruesga, La Requejada, Camporredondo, Villameca, Ricobayo y Santa Teresa (Tabla 8.2). En estos embalses, por lo tanto la regulación y la modificación del régimen de salidas dependen en gran parte del caudal de entrada en el embalse. En los años caudalosos apenas se produce regulación, mientras que en los años con bajo volumen de aportaciones la regulación es evidente. En el resto de embalses no existe una relación neta entre aportes de entrada y regulación, por lo que la variabilidad inter-anual en el nivel de regulación debe responder a otros factores probablemente relacionados con la demanda de riego o electricidad.

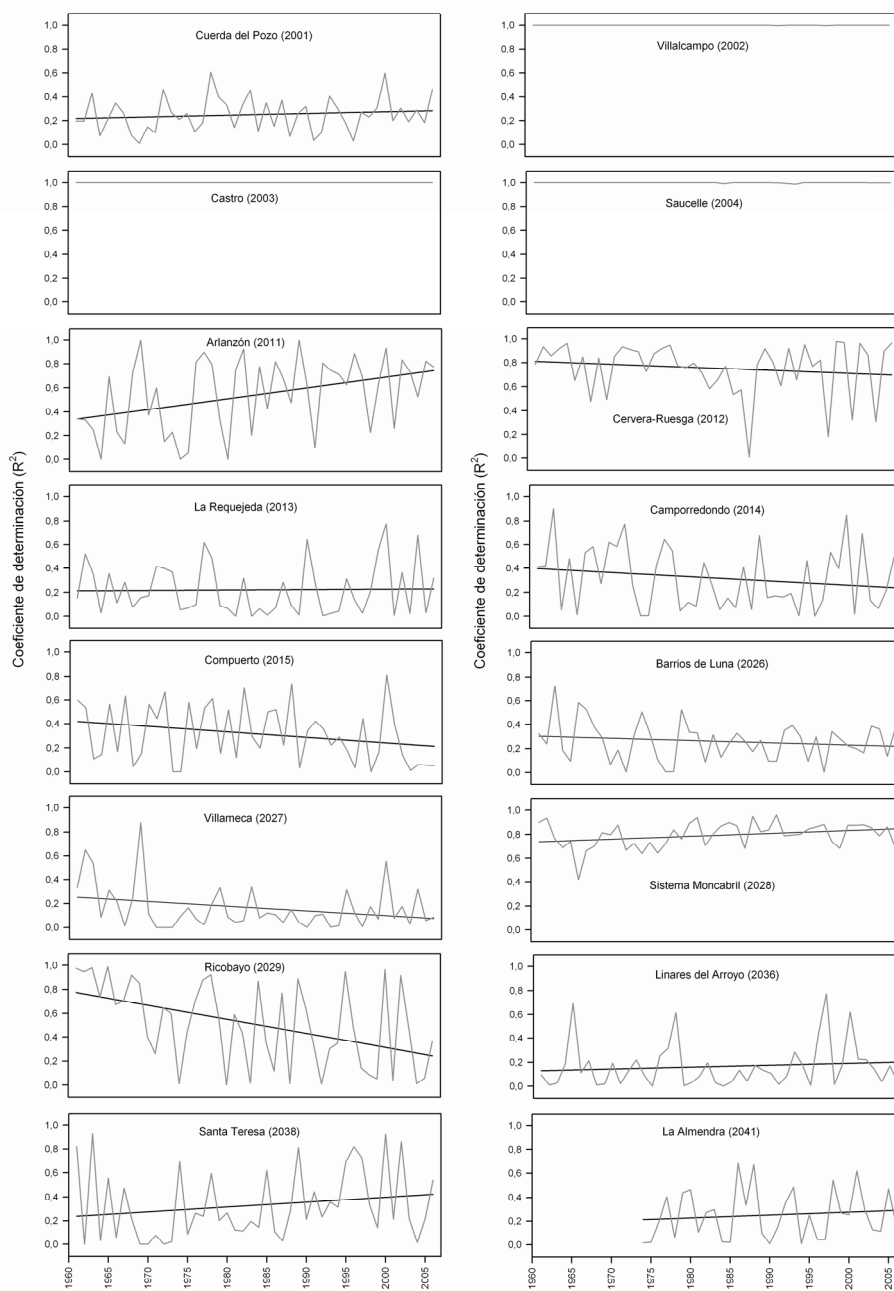


Figura 8.8. Evolución temporal del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) que expresa la correlación entre las aportaciones de entrada y salida del embalse.

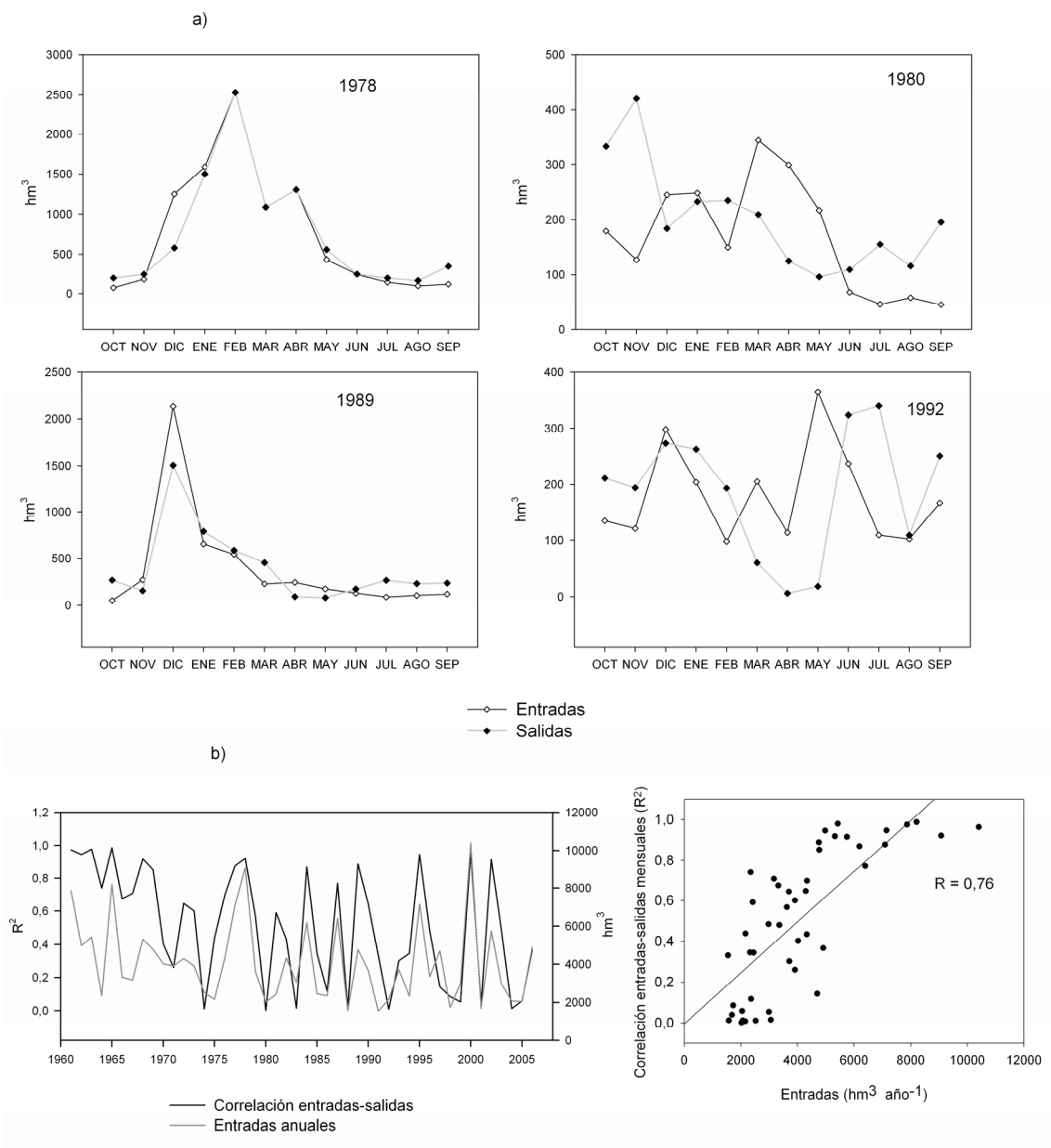


Figura 8.9. Relación entre entradas y salidas en el embalse de Ricobayo. a) ejemplos de años con buena y mala correlación entre entradas y salidas. b) Evolución y ajuste lineal entre la correlación entradas-salidas y el volumen de entradas anuales.

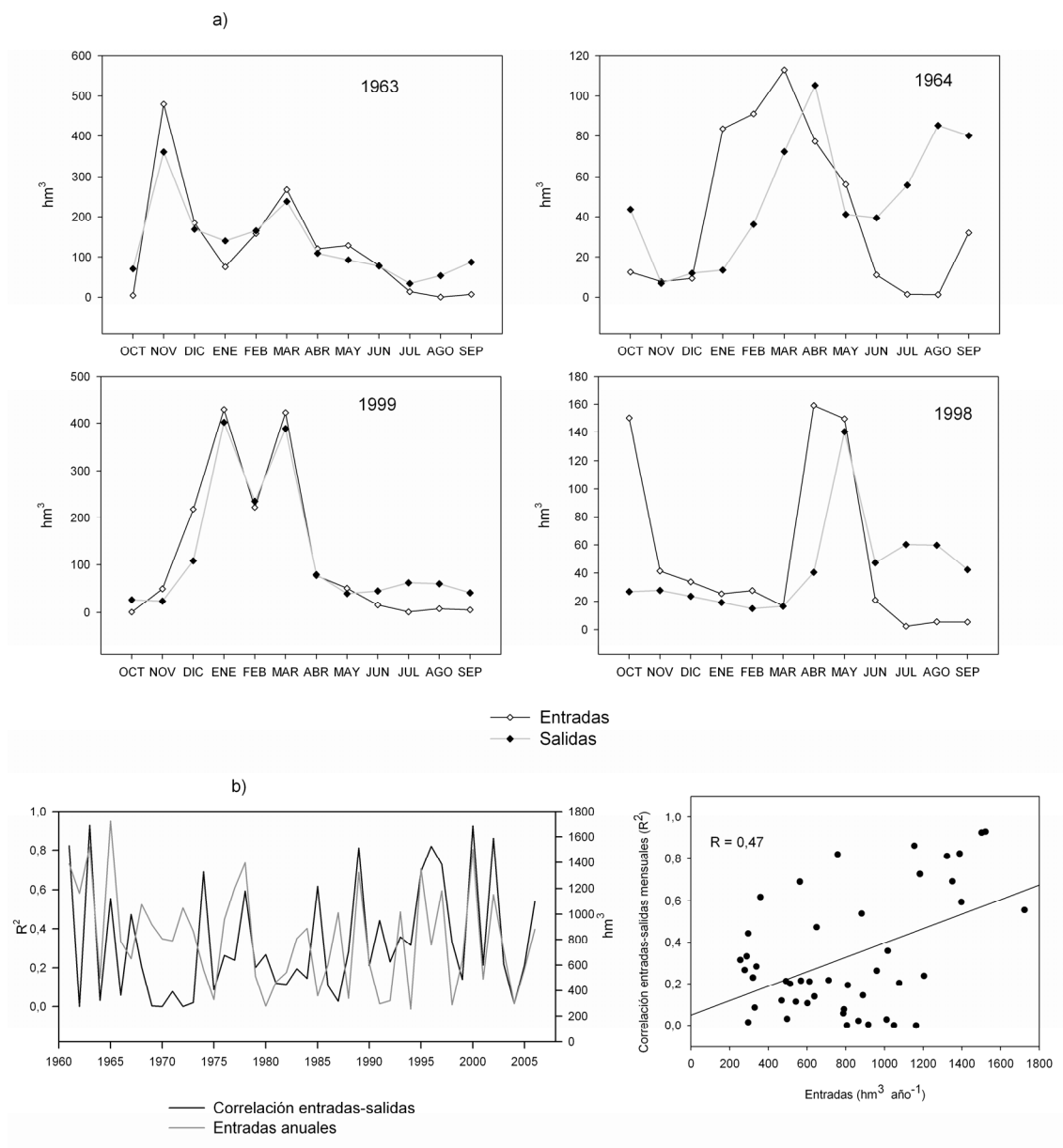


Figura 8.10. Relación entre entradas y salidas en el embalse de Santa Teresa. a) Ejemplos de años con buena y mala correlación entre entradas y salidas. b) Evolución y ajuste lineal entre la correlación entradas-salidas y el volumen de entradas anuales.

ID	Nombre	Correlación entradas-salidas mensuales		Ajuste lineal (tendencia)	
		R <sup>2</sup>	CV inter-anual	R	Sig. (α)
2001	Cuerda del Pozo	0,45	0,57	0,18	0,22
2002	Villalcampo	0,99	0,00	0,22	0,14
2003	Castro	0,99	0,00	0,28	0,05
2004	Saucelle	0,99	0,00	0,18	0,22
2011	Arlanzón	0,87	0,56	0,57*	0,00
2012	Cervera-Ruesga	0,90	0,29	0,52*	0,00
2013	La Requejada	0,06	0,96	0,62*	0,00
2014	Camporredondo	0,16	0,81	0,70*	0,00
2015	Compuerto	0,12	0,75	0,29	0,06
2026	Barrios de Luna	0,02	0,62	-0,26	0,08
2027	Villameca	0,06	1,14	0,67*	0,00
2028	Moncabril	0,91	0,13	-0,13	0,40
2029	Ricobayo	0,96	0,68	0,76*	0,00
2036	Linares del Arroyo	0,08	1,13	0,42*	0,01
2038	Santa Teresa	0,01	0,88	0,47*	0,00
2041	Almendra	0,01	0,82	-0,13	0,46

Tabla 8.2. Nivel de alteración del régimen fluvial según la correlación entradas-salidas mensuales (R<sup>2</sup>) y ajuste lineal que expresa su relación con el volumen de entradas anuales durante el periodo de estudio. \* Indica estadísticamente significativo ( $\alpha < 0,05$ ).

En la Tabla 8.3 se muestran los coeficientes de Mann-Kendall calculados para las entradas, salidas y embalsado mensual y anual de los embalses durante el periodo de estudio. Las tendencias registradas por estas variables nos dan una idea de si se ha producido una modificación en la gestión de los embalses y en qué sentido se ha podido producir. Al igual que las estaciones de aforo analizadas en el capítulo 5 del trabajo, en las estaciones de entrada de los embalses estudiados se observa, como normal general, una tendencia negativa en las aportaciones fluviales, que es más patente y significativa en los meses de invierno, primavera y verano. Ante unas entradas de agua en los embalses cada vez más bajas, se observa que ha habido distintos patrones de respuesta en el embalsado de los mismos.

Los embalses de La Cuerda del Pozo (2001), de los Saltos de Duero (2002, 2003 y 2004), del Arlanzón (2001), Camporredondo (2014), Compuerto (2015), Santa Teresa (2038) y La Almendra (2041), han aumentado el volumen de embalsado. Entre ellos hay que diferenciar a los embalses de Villalcampo, Castro, Saucelle y el de La Almendra, en los que las reservas se han incrementado para todos los meses, del resto, en los que el incremento tan sólo es significativo en los meses de otoño e invierno. Los embalses de Villalcampo, Castro, y Saucelle constituyen casos particulares, ya que como se ha visto anteriormente su gestión no ha modificado en absoluto el régimen fluvial, y como la Figura 8.11. y la Figura 8.14 demuestran,

su patrón de embalsado no ha respondido a la variabilidad de los caudales de entrada, si no que, dentro de una gestión de mantenimiento del embalsado, se han ido haciendo ajustes puntuales destinados a incrementar su volumen. En el caso del embalse de La Almendra ha sucedido lo mismo. Sin embargo, en los embalses de La Cuerda del Pozo, Arlanzón, Camporredondo, Compuerto y Santa Teresa los cambios en la gestión sí parecen responder a las condiciones impuestas por unos caudales de entrada más bajos. Por ejemplo, en el embalse de la Cuerda del Pozo (2001) se produce un claro descenso en las entradas en los meses de primavera y de verano. La estrategia ante ese descenso es incrementar el embalsado, a costa de sacar cada vez menos agua en los meses donde no se ha producido un descenso claro en las entradas, esto es, en otoño y comienzos de invierno, y también de reducir las salidas en los meses de verano a un ratio mayor al que disminuyen las entradas (Tabla 8.3). Este ajuste en la gestión se ve traducido en los regímenes fluviales de salida de embalse. En la Figura 8.11 se muestran los regímenes medios de entrada, embalsado y salidas durante la primera y la segunda mitad del periodo de estudio. En esta se observa cómo, efectivamente, las entradas han disminuido notablemente en la primavera, y para hacer frente a estas pérdidas se embalsa mayor cantidad de agua en los meses anteriores a base de disminuir aún más las salidas. El embalse de Arlanzón (2011, Figura 8.12) muestra otro ejemplo de modificación en la gestión del embalse ante un cambio en el régimen de entradas. Las aportaciones de entrada descienden en invierno de tal forma que se pierde el máximo invernal, y al igual que en el caso anterior, la estrategia supone aumentar el embalsado en los meses previos, comenzando en el verano, donde las salidas las disminuyen notablemente. El resultado final muestra un régimen de salidas que se ajusta más al de entradas en la segunda mitad del periodo, lo que indica que la estrategia ha consistido en disminuir la gestión y la modificación del régimen como ya habíamos observado en los análisis anteriores.

Por otro lado hay una serie de embalses cuya estrategia ha consistido en disminuir las reservas. Los ejemplos más claros son los de La Requejada (2013), el sistema de Moncabril (2028) y el embalse de Ricobayo (2029). A modo de ejemplo este último (Tabla 8.3, Figura 8.14), presentaba en la primera mitad del periodo un tipo de gestión consistente en mantener unas reservas altas en primavera y verano a costa de sacar menos agua de la que entraba en los meses de invierno, pero sin modificar en exceso el régimen fluvial. En la segunda mitad del periodo se observa que las entradas han disminuido notablemente en invierno y primavera. En estos meses ahora se saca más o menos la misma cantidad de agua que la que entra, excepto en febrero donde aumentan ligeramente las salidas, lo que deriva en el consiguiente descenso de las reservas en primavera. Por otro lado las reservas descienden también notablemente en verano a raíz de incrementar ligeramente las salidas durante los mismos meses. El resultado final es que en la actualidad el régimen de salidas es más parecido al de entradas, excepto en los meses de verano, y con ello las reservas han disminuido sensiblemente.

	2001	2002	2003	2004	2011	2012	2013	2014	2015	2026	2027	2028	2029	2036	2038	2041
Entradas																
OCT	0,06	-0,14	-0,12	-0,09	0,02	0,06	0,02	0,14	-0,17	-0,02	0,08	0,13	0,07	-0,40	0,12	0,14
NOV	0,03	-0,16	-0,16	-0,14	0,07	-0,02	0,05	0,07	-0,04	0,03	0,11	0,00	0,04	-0,32	-0,02	0,22
DIC	0,07	0,00	0,00	0,04	0,11	0,01	0,01	0,06	0,04	0,02	0,11	0,07	-0,05	-0,16	0,01	0,17
ENE	-0,06	-0,13	-0,12	-0,14	-0,05	-0,20	-0,11	-0,09	-0,07	-0,13	-0,06	-0,11	-0,17	-0,23	-0,12	0,00
FEB	-0,14	-0,20	-0,20	-0,18	-0,09	-0,26	-0,18	-0,10	-0,19	-0,20	-0,19	-0,07	-0,23	-0,25	-0,23	-0,09
MAR	-0,23	-0,29	-0,29	-0,27	-0,14	-0,26	-0,18	-0,15	-0,20	-0,10	-0,27	-0,15	-0,26	-0,35	-0,25	-0,03
ABR	-0,19	-0,30	-0,30	-0,28	0,09	-0,17	-0,20	-0,25	-0,11	-0,27	-0,15	-0,34	-0,26	-0,30	-0,26	-0,06
MAY	-0,15	-0,18	-0,17	-0,18	0,05	-0,17	-0,13	-0,33	-0,09	-0,30	0,05	-0,33	-0,18	-0,20	-0,32	0,10
JUN	-0,19	-0,13	-0,13	-0,10	-0,08	-0,23	-0,14	-0,39	-0,32	-0,35	0,05	-0,34	-0,14	-0,40	-0,39	0,07
JUL	-0,24	-0,07	-0,06	-0,09	-0,15	-0,32	-0,24	-0,47	-0,30	-0,28	-0,16	-0,33	0,16	-0,61	-0,27	0,01
AGO	-0,46	-0,15	-0,10	-0,03	-0,39	-0,31	-0,38	-0,22	-0,15	-0,28	0,04	-0,06	0,35	-0,62	0,20	0,02
SEP	-0,28	-0,10	-0,08	0,02	-0,35	-0,21	-0,33	-0,08	-0,19	-0,33	0,04	-0,01	0,39	-0,63	-0,02	0,00
AÑO	-0,18	-0,24	-0,23	-0,22	-0,02	-0,21	-0,28	-0,20	-0,16	-0,26	-0,13	-0,31	-0,21	-0,39	-0,18	0,08
Reservas																
OCT	0,31	0,20	0,68	0,46	0,40	0,05	0,09	0,17	0,19	0,22	0,23	0,05	-0,31	0,35	0,36	0,17
NOV	0,26	0,22	0,71	0,44	0,33	-0,08	0,04	0,17	0,22	0,20	0,15	0,12	-0,18	0,25	0,30	0,26
DIC	0,26	0,20	0,74	0,39	0,35	-0,05	0,07	0,22	0,30	0,18	0,12	0,10	-0,08	0,20	0,33	0,40
ENE	0,25	0,19	0,70	0,49	0,26	-0,09	0,02	0,19	0,30	0,18	-0,03	0,03	-0,03	0,11	0,21	0,41
FEB	0,16	0,23	0,65	0,45	0,14	0,15	-0,04	0,23	0,23	0,10	-0,14	0,06	-0,16	-0,03	0,17	0,37
MAR	0,11	0,16	0,70	0,39	0,03	0,14	-0,22	0,33	0,22	0,04	-0,25	-0,01	-0,21	-0,13	0,16	0,28
ABR	0,09	0,18	0,73	0,44	0,06	0,14	-0,30	0,26	0,13	-0,19	-0,30	-0,13	-0,26	-0,18	0,14	0,30
MAY	0,06	0,22	0,74	0,44	0,11	0,08	-0,39	-0,01	0,01	-0,21	-0,24	-0,27	-0,37	-0,16	-0,05	0,31
JUN	0,00	0,17	0,69	0,39	-0,13	0,10	-0,33	-0,18	-0,19	-0,24	-0,23	-0,29	-0,46	-0,16	-0,12	0,26
JUL	0,02	0,20	0,63	0,37	0,06	0,22	-0,18	-0,13	-0,28	-0,32	-0,10	-0,16	-0,52	0,01	-0,07	0,26
AGO	0,13	0,20	0,72	0,30	0,30	0,33	-0,02	-0,06	-0,29	-0,29	0,09	-0,14	-0,44	0,17	0,03	0,24
SEP	0,23	0,15	0,68	0,49	0,45	0,17	0,13	0,02	-0,13	-0,10	0,30	-0,15	-0,41	0,40	0,19	0,22
AÑO	0,18	0,20	0,74	0,39	0,35	0,09	-0,11	0,19	0,13	0,00	0,04	-0,13	-0,37	0,05	0,21	0,33
MAX	0,06	0,16	0,69	0,46	0,30	-0,07	-0,41	0,15	0,05	-0,32	-0,32	-0,25	-0,36	-0,20	-0,11	0,27
Salidas																
OCT	-0,29	-0,13	-0,12	-0,08	-0,44	0,05	0,12	-0,11	-0,36	-0,47	0,19	0,09	-0,04	-0,35	-0,42	-0,22
NOV	-0,21	-0,16	-0,16	-0,14	-0,14	-0,01	0,01	-0,03	-0,22	-0,02	0,45	-0,04	-0,13	-0,27	-0,09	-0,28
DIC	-0,16	0,00	0,00	0,04	0,05	0,01	0,04	0,07	-0,03	-0,07	0,45	0,08	0,04	-0,23	-0,07	-0,13
ENE	-0,10	-0,13	-0,12	-0,14	0,08	-0,19	-0,04	-0,06	0,02	0,05	0,27	-0,05	-0,14	-0,21	0,00	-0,08
FEB	-0,03	-0,20	-0,20	-0,18	0,11	-0,28	-0,06	-0,14	-0,04	0,23	0,17	-0,08	-0,12	-0,18	-0,08	0,07
MAR	-0,10	-0,29	-0,29	-0,27	0,06	-0,27	-0,12	-0,18	0,00	0,24	-0,06	-0,24	-0,25	-0,26	-0,18	0,00
ABR	-0,06	-0,30	-0,29	-0,28	0,09	-0,19	-0,20	-0,14	0,11	0,03	-0,15	-0,31	-0,31	-0,14	-0,13	0,19
MAY	0,09	-0,17	-0,17	-0,17	0,05	-0,11	-0,08	-0,18	-0,01	-0,31	0,01	-0,34	-0,14	-0,25	-0,08	0,15
JUN	0,09	-0,14	-0,12	-0,10	0,09	-0,20	-0,13	-0,37	-0,07	-0,23	0,09	-0,38	0,06	-0,20	-0,12	0,11
JUL	-0,16	-0,07	-0,06	-0,09	-0,25	-0,39	-0,31	-0,30	0,21	0,15	-0,24	-0,28	0,05	-0,62	-0,18	-0,02
AGO	-0,52	-0,13	-0,11	-0,03	-0,44	-0,38	-0,38	-0,27	-0,09	-0,20	-0,24	-0,06	0,04	-0,66	-0,28	0,27
SEP	-0,32	-0,10	-0,07	-0,01	-0,49	-0,06	-0,30	-0,21	-0,31	-0,40	-0,12	0,10	0,06	-0,58	-0,36	-0,04
AÑO	-0,26	-0,24	-0,23	-0,22	0,00	-0,21	-0,29	-0,20	-0,20	-0,27	-0,11	-0,28	-0,20	-0,46	-0,18	0,07

Tabla 8.3. Coeficientes de Mann-Kendall para las series mensuales y anuales de entradas, salidas y reservas de los embalses durante el periodo de estudio. En color naranja (azul) están marcadas las tendencias negativas (positivas) significativas ( $\alpha < 0,05$ ).



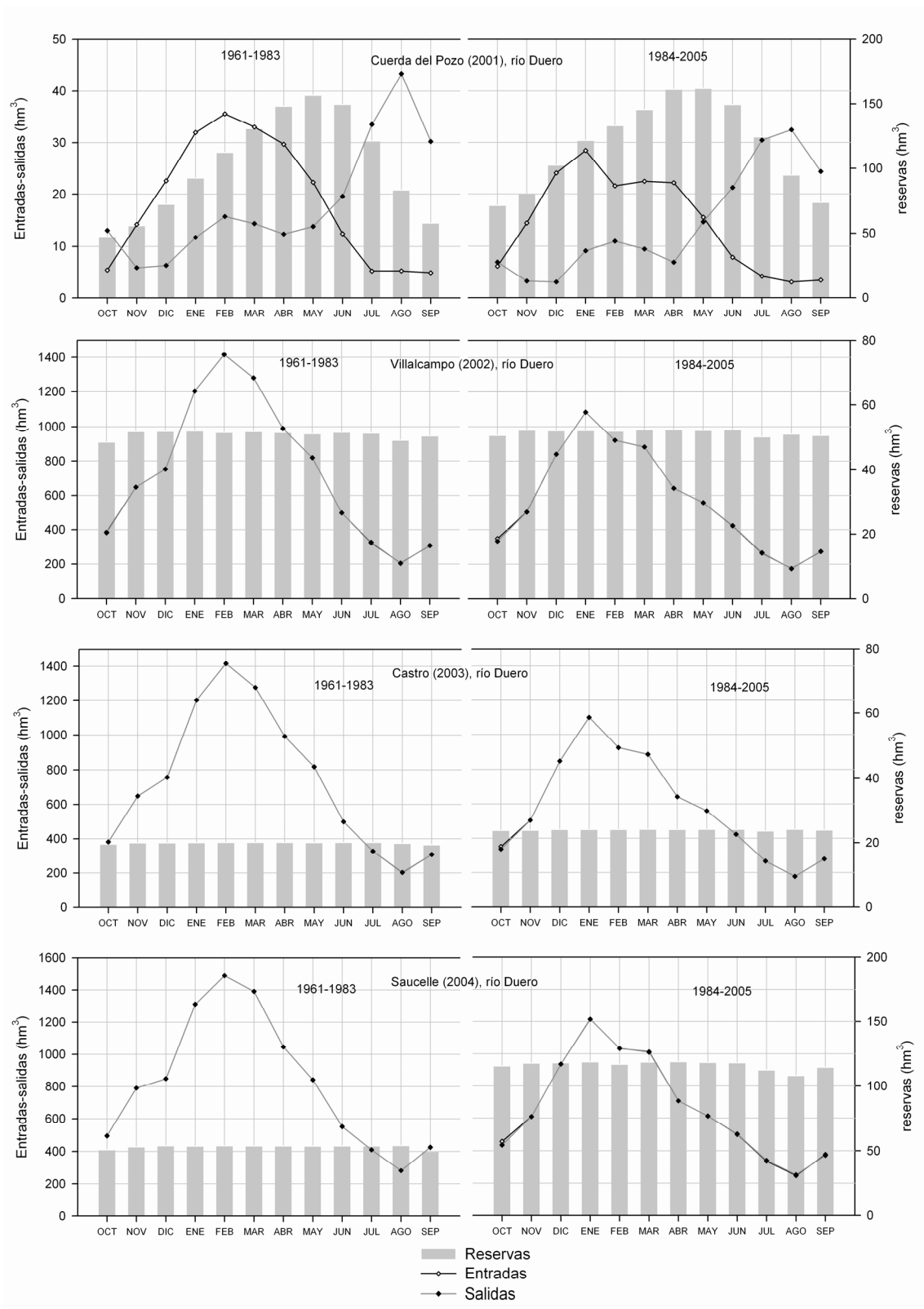


Figura 8.11. Regímenes medios de las entradas, salidas y reservas de los embalses para la primera mitad (1961-1983) y segunda mitad del periodo (1984-2005)

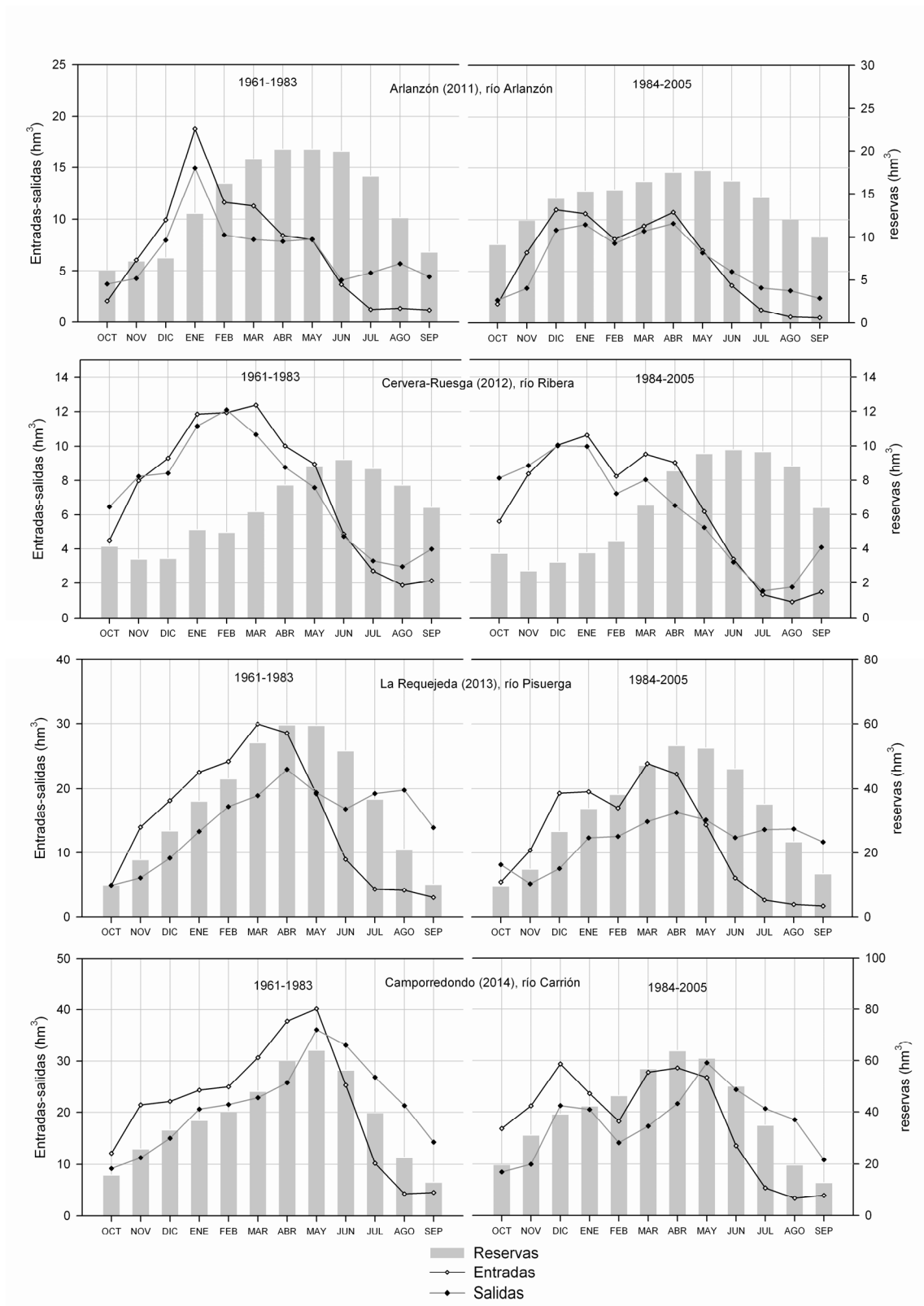


Figura 8.12. Leyenda igual a Figura 8.12

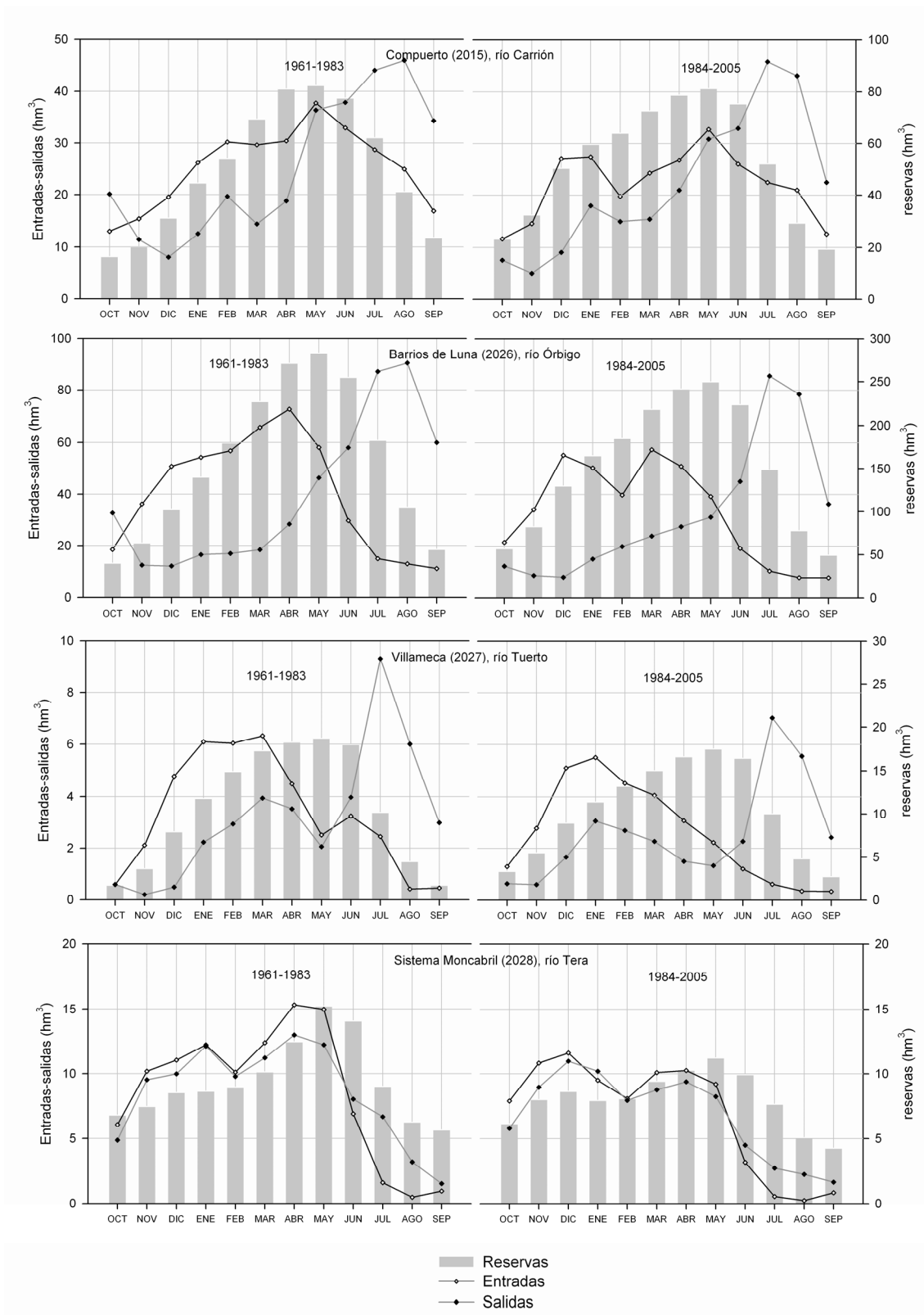


Figura 8.13. Leyenda igual a Figura 8.12

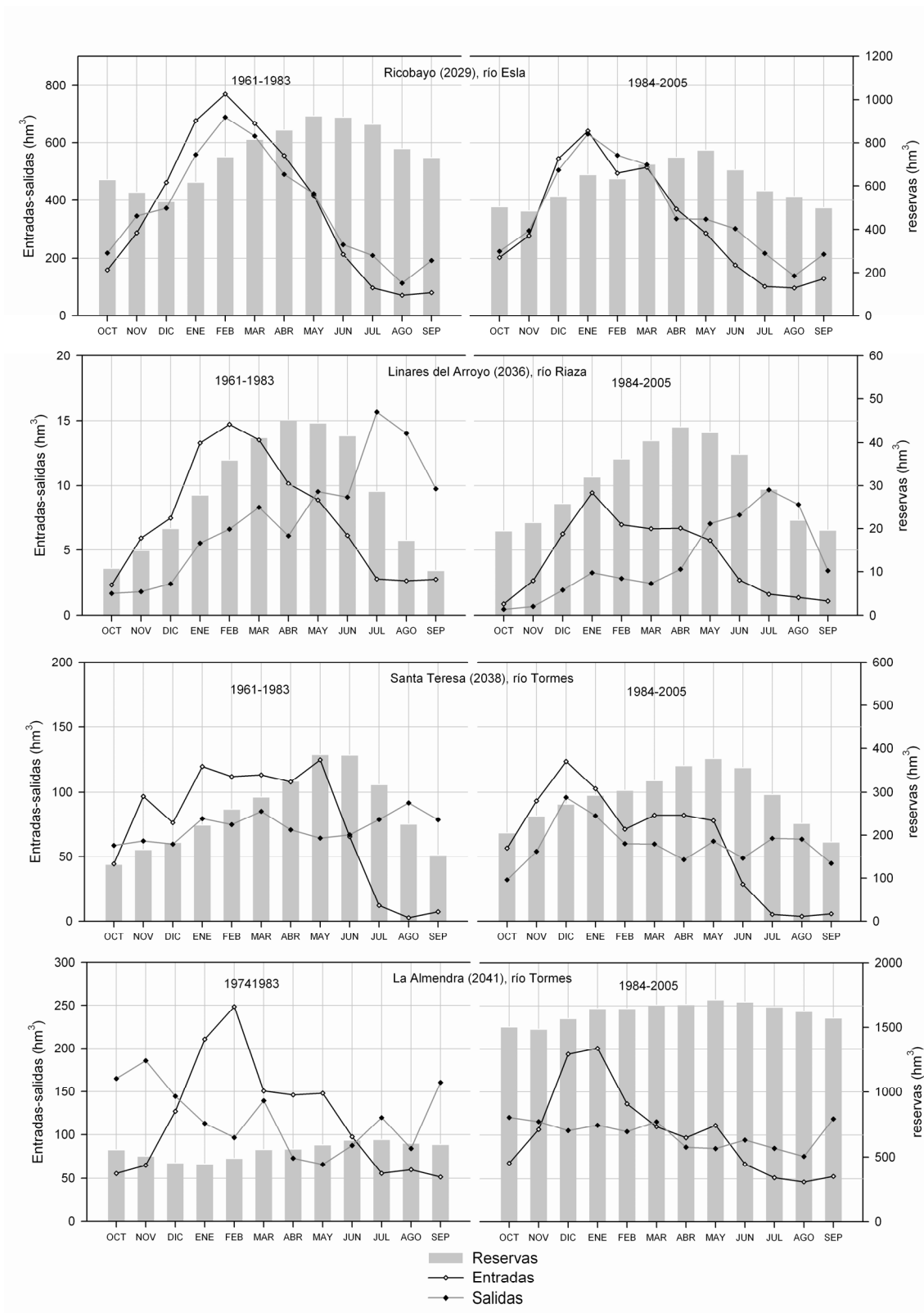


Figura 8.14. Leyenda igual a Figura 8.12

Por último se muestra en la Figura 8.15 y en la Figura 8.16 la evolución de las entradas, salidas y reservas anuales de los embalses. En primer lugar se aprecia que, pese a las diferencias observadas en cuanto a las variaciones mensuales de las entradas y las salidas, los valores anuales de las mismas han seguido una evolución paralela para la totalidad de los embalses, y en muchos casos no sólo paralela sino también solapada, esto es, con unas salidas idénticas a las entradas durante todos los años del periodo. Ello nos va a dar una idea sobre la importancia de dos parámetros que, por razones operativas, no se han tenido en cuenta en los análisis: en primer lugar sobre la existencia de derivaciones de agua a través de canales, ya que muchos de los embalses son destinados al riego y al abastecimiento urbano. Desafortunadamente, las bases de datos existentes en el CEDEX y en la Confederación Hidrográfica del Duero no contienen información continua de caudal en los canales que derivan agua de los embalses para riego o abastecimiento, por lo que no podemos conocer de primera mano si se han producido variaciones notables en las extracciones de agua durante el periodo de estudio. A juzgar por el paralelismo de las series de entradas y de salidas de los embalses no se han producido tendencias significativas en los caudales derivados de los mismos, sino más bien leves variaciones puntuales que no han modificado en exceso el balance entradas-salidas. El segundo de los parámetros que no se ha tenido en cuenta son las pérdidas por evaporación de la lámina de agua del embalse que, en zonas áridas o semiáridas con altas temperaturas, pueden llegar a representar grandes volúmenes de agua (Snoussi *et al.* 2002). No obstante, como demostró López-Moreno (2006) en embalses del Pirineo Central, las pérdidas por evaporación pueden llegar a compensarse por el agua de lluvia que precipita sobre la propia lámina de agua, por lo que el balance de pérdidas (o ganancias) en las salidas del embalse no llega en muchos casos al 1% del volumen total, y pueden por lo tanto desestimarse en trabajos realizados a escalas interanuales. En un hipotético caso de grandes pérdidas por evaporación, éstas tampoco habrían experimentado una tendencia acentuada en el tiempo puesto que no hay una separación evidente en la evolución de los caudales registrados en la entrada y salida de los embalses estudiados. Aunque la evolución de ambas variables es paralela en todos los embalses, en muchos de ellos se advierten pequeñas diferencias entre la magnitud de las salidas con respecto a las entradas, que son las responsables de que el embalsado haya aumentado con el tiempo. Por ejemplo, en el embalse de Cuerda del Pozo (Figura 8.14) las reservas muestran una tendencia ligeramente positiva. Si volvemos a la Tabla 8.3 se aprecia que, en efecto, la tendencia negativa en las salidas es de mayor magnitud que la de las entradas, favoreciendo por lo tanto el incremento en el embalsado. Por el contrario, es menor el número de embalses en los que a unas entradas cada vez más bajas se responde descendiendo asimismo el embalsado, como por ejemplo el embalse de Ricobayo (Figura 8.15).

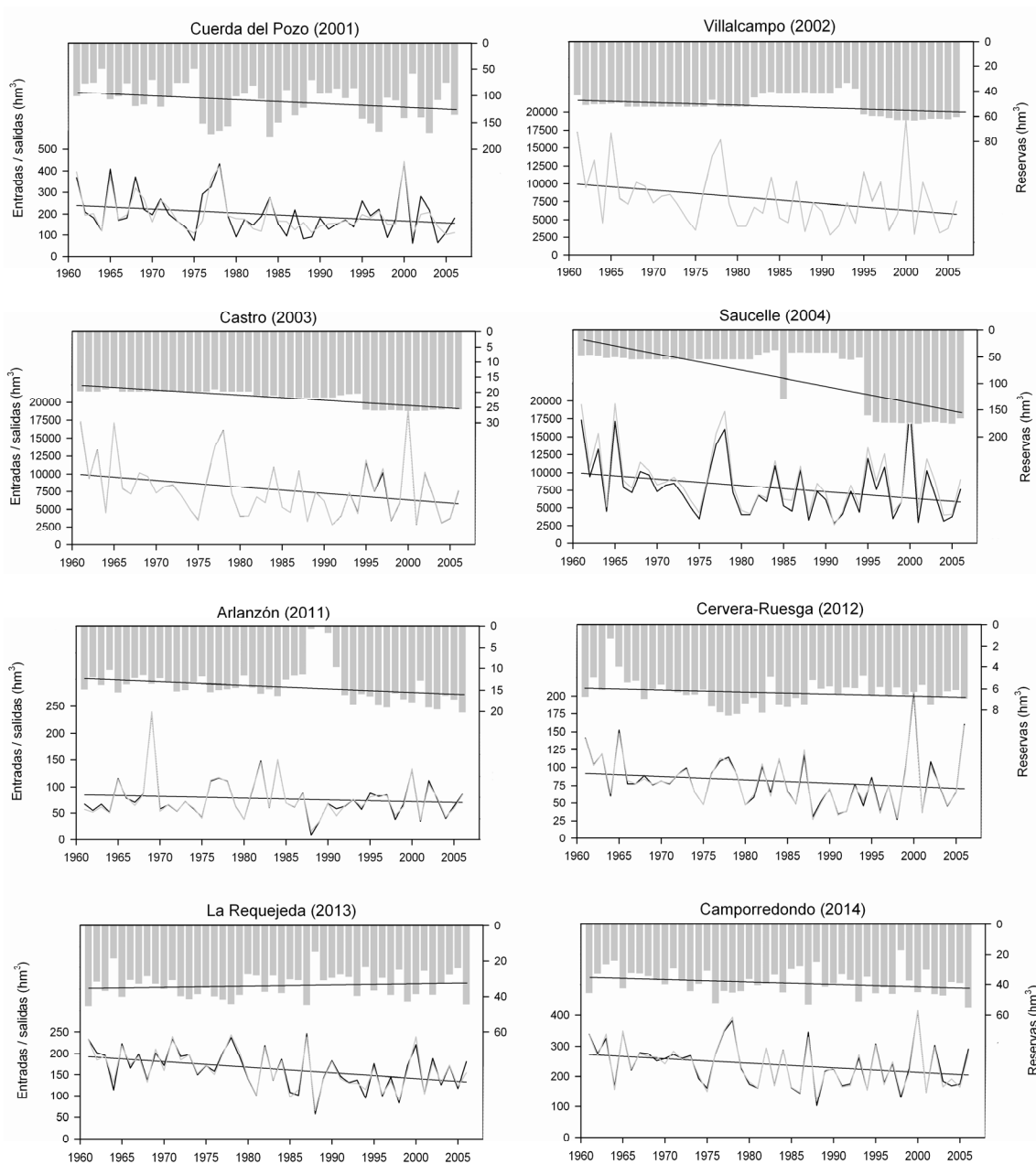


Figura 8.15. Evolución interanual de las entradas (curva negra), salidas (curva gris), y reservas (columnas) de los embalses durante el periodo de estudio. Nótese que el eje de correspondiente a las reservas (derecha) tiene los valores invertidos.

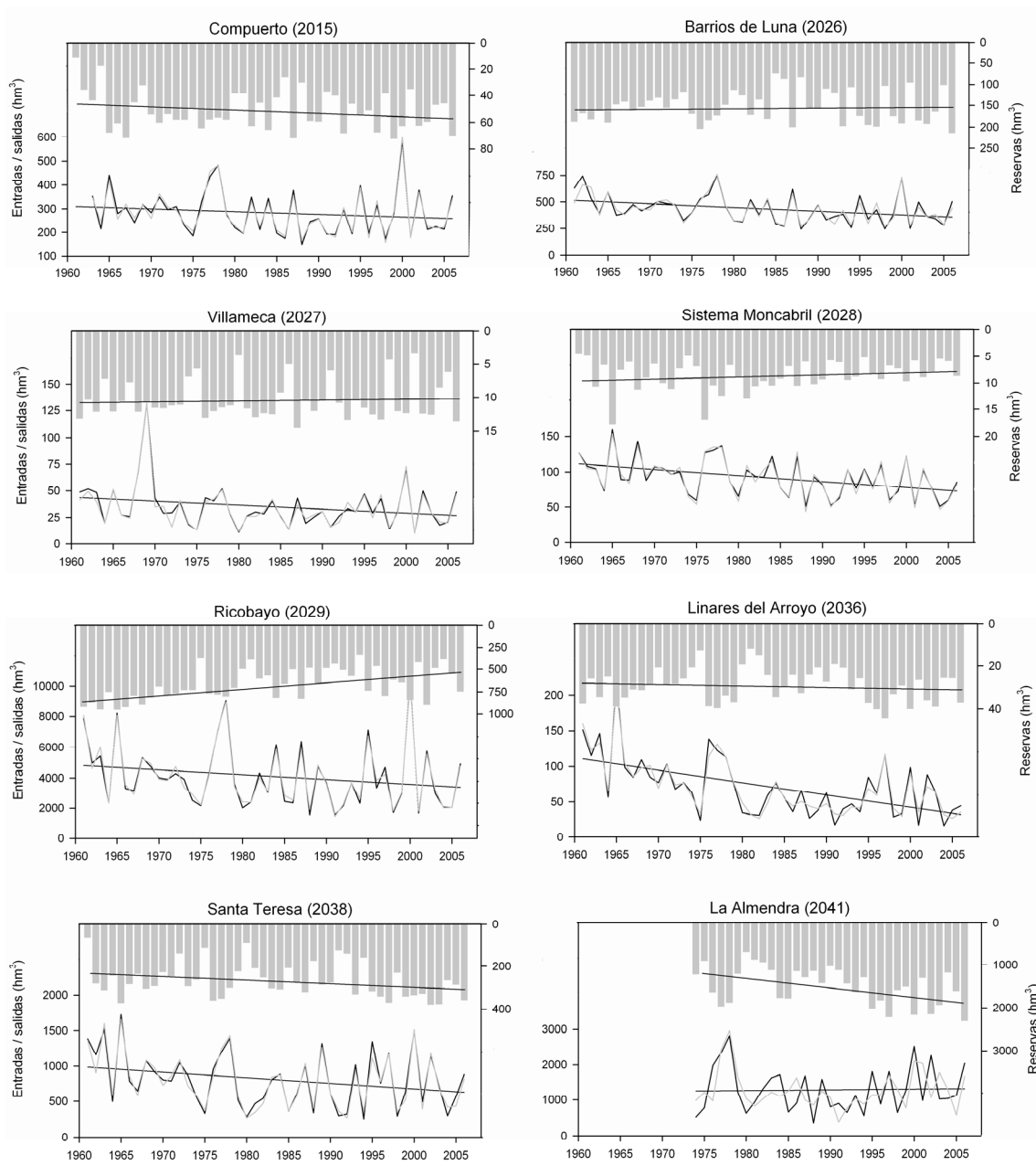


Figura 8.16. Leyenda igual a la de la Figura 8.15.

La variabilidad en la evolución de los patrones de gestión entre los embalses es evidente. Las aportaciones fluviales de la cuenca han descendido notablemente durante el periodo de estudio, debido a la evolución reciente del clima y de la cubierta vegetal. Ante una disponibilidad menor de recursos hídricos, se han observado diferentes estrategias en la gestión de los embalses de la cuenca. Mientras que en unos embalses la evolución en el grado de regulación del régimen está fuertemente ligada con la variabilidad de los caudales de entrada, en otros no se ha podido comprobar tal relación. Asimismo en unos embalses se está intensificando la modificación del régimen de los ríos para afrontar la demanda de agua ante

las condiciones de menor disponibilidad, como indica la tendencia negativa observada en el coeficiente que determina la relación entradas-salidas. Sin embargo otros embalses muestran una tendencia positiva en dicha relación, lo que indicaría una gestión cada vez menos agresiva con el funcionamiento natural de los ríos.

En general todos los embalses han tenido que reducir las salidas para hacer frente a unas aportaciones cada vez más bajas. Sin embargo, en unos se ha realizado más o menos al mismo ritmo al que se ha producido el descenso en los caudales, lo que ha conllevado un descenso en el volumen de agua embalsada; mientras que en otros, la gran mayoría, el desembalse se ha producido a un ritmo mayor, lo cual ha ayudado a mantener, cuando no a aumentar el volumen de las reservas. Un aumento en las reservas conlleva que los ríos aguas abajo del embalse ven, no solamente alterado su régimen fluvial, sino además disminuido su caudal por causas ajenas a la evolución climática o el aumento en la cubierta vegetal. A pesar de la variabilidad observada entre casos, en general se aprecia que los caudales a la salida del embalse han descendido a un ritmo levemente mayor al de los caudales registrados a la entrada. La gestión actual de los embalses estaría por lo tanto contribuyendo al descenso generalizado de los caudales de la cuenca del Duero.



## **9. VALORACIÓN DEL TRABAJO Y PRINCIPALES CONCLUSIONES**



### **9.1. Valoración del trabajo**

La motivación principal para realizar este estudio surgió de la existencia de diversos trabajos que habían puesto de manifiesto un descenso de los recursos hídricos durante la segunda mitad del siglo XX, en distintas cuencas del territorio peninsular (García-Ruiz *et al.* 2001, Gallart & Llorens 2002, Beguería *et al.* 2003). En ellos se hacía hincapié en que la evolución del clima durante dicho periodo no era capaz de explicar tal disminución en los caudales y se sugería, como uno de los principales factores, el incremento de la cubierta vegetal en las cabeceras fluviales. La presencia de unas condiciones geográficas, incluyendo la topografía, el clima, o los usos del suelo, tan contrastadas entre las cabeceras fluviales y los cursos bajos de la cuenca del Duero, ofrecían un marco ideal para estudiar si los mismos procesos observados, principalmente en los Pirineos y la cuenca del Ebro, estaban afectando a la evolución de los recursos hídricos del Duero y sus tributarios.

En este trabajo se ha pretendido estudiar la evolución de los recursos hídricos superficiales en la cuenca del Duero y los principales factores responsables de dicha evolución. Los resultados obtenidos en el mismo ofrecen conclusiones robustas en cuanto a la existencia de un cambio hidrológico durante las últimas cinco décadas. Los recursos hídricos de la cuenca han descendido en más de la mitad durante el periodo estudiado, a la vez que los regímenes fluviales han sufrido una notable alteración en cuanto a los picos de caudal. Por otro lado, y a pesar del paralelismo en la evolución, se ha demostrado una clara discrepancia entre las tendencias registradas por las precipitaciones y las registradas por los caudales. Aunque los resultados apuntan a que el incremento observado en la cubierta vegetal en las cabeceras fluviales es el principal factor responsable de dicha divergencia, la incertidumbre asociada a las complejas relaciones clima-suelo-hidrología, a las escalas espaciales y temporales a las que se han realizado los análisis, o a la ausencia de mayor información disponible, ofrece aún importantes aspectos sin resolver, por ejemplo: ¿Cuál es el papel real de la nieve y la evolución del manto nivoso en el descenso de los caudales de primavera?, ¿están verdaderamente afectando las crecientes temperaturas a su acumulación y posterior fusión?, ¿por qué no aparecen indicios evidentes del papel de las crecientes temperaturas en el descenso hidrológico?, ¿es la evapotranspiración, a pesar de su dependencia directa de la temperatura, una variable más adecuada para inferir a partir de ella la evolución de los caudales?, además de las temperaturas ¿cómo afecta el aumento de la cubierta vegetal al proceso de evapotranspiración, y con ello al balance hídrico real de la cuenca?, ¿es la evolución de los caudales en cabecera la principal responsable del descenso de los recursos hídricos detectados aguas abajo, o se debe éste a un incremento en el consumo de agua en la cuenca?.

En este apartado se hará una breve valoración crítica de los resultados obtenidos, así como de las limitaciones que se han ido encontrando a lo largo del desarrollo del trabajo, que están

relacionadas principalmente con los procedimientos metodológicos y la información utilizada, y que constituyen por sí mismas retos científicos que abordar en el futuro, con el último objetivo de profundizar en el entendimiento de los procesos que intervienen en la generación y consumo de escorrentía y por tanto de los recursos hídricos disponibles.

### **9.1.1. Valoración de la información disponible y de los procedimientos metodológicos**

El primer, y quizás el mayor problema que plantea la realización de un trabajo de investigación, es la disponibilidad de una información de calidad, y la selección de procedimientos metodológicos adecuados que permitan la obtención de unos resultados fiables. La información utilizada en este trabajo no ha sido elaborada de primera a mano a partir de experimentos de campo o laboratorio, sino que se ha accedido a ella desde diferentes bases de datos. Ello implica ciertas ventajas, pues permite disponer de largas series temporales para numerosas variables. Sin embargo, los inconvenientes derivados son también importantes pues, en la mayoría de las bases de datos, la información facilitada presenta diferentes formatos y escalas temporales y espaciales distintas. Además no se conocen los metadatos, o las circunstancias que han rodeado la gestión de los observatorios y la toma de datos durante su periodo de observación. La homogeneización y el control de calidad de las mismas suponen un trabajo añadido que es esencial para asegurar la fiabilidad de los análisis correspondientes. Las series hidrológicas y climáticas disponibles para la cuenca del Duero presentaban notables diferencias en la duración del periodo de registros, y además muchas series contenían los errores más comunes asociados a estas bases de datos: inhomogeneidades, datos ausentes y presencia de valores erróneos. La selección de un periodo de estudio común lo más amplio posible, unido al control de calidad, supuso desechar un número importante de series. A pesar de ello, consideramos que la densidad de estaciones meteorológicas y de aforo, finalmente utilizadas, es suficientemente representativa de la variabilidad espacial de las condiciones climáticas e hidrológicas de la cuenca del Duero. No obstante, en el desarrollo del trabajo se han encontrado algunas carencias relacionadas con la accesibilidad a las bases de datos, que han limitado en cierta medida la obtención de resultados más robustos o concluyentes. A continuación se citan unos ejemplos:

- El estudio de los procesos relacionados con la evolución hidrológica en las montañas, fuente principal de los recursos hídricos de la cuenca, requiere de una información climática de mayor calidad, en lo que se refiere a la localización y densidad de los observatorios meteorológicos. Las condiciones climáticas en las montañas varían bruscamente entre áreas cercanas debido a los gradientes altitudinales y las distintas exposiciones de laderas. Los observatorios meteorológicos disponibles para la cuenca del Duero están todos situados a altitudes inferiores a los 1.500 m, por lo que no son representativos de las condiciones del clima en las zonas de alta montaña. Aunque las interpolaciones espaciales basadas en diferentes variables como la altitud del terreno, ofrecen una solución razonable

a esta carencia, sería ideal la implantación de una red de observatorios en alta montaña para poder determinar con mayor exactitud las relaciones clima-hidrología y su estudio a largo plazo.

- En el apartado 5.3, dedicado al estudio de la evolución de los caudales altos y bajos y su comparación con índices de intensidad de precipitación, se hace alusión a la carencia de un número óptimo de series de precipitación diaria representativas de la variabilidad espacial de la variable. Por cuestiones relacionadas con la accesibilidad y adquisición de información climática, solamente se pudo disponer de un número limitado de series, de tal forma que seleccionamos aquellas estaciones situadas lo más cerca posible de las estaciones de aforo correspondientes. Somos conscientes de que las características temporales de la precipitación diaria registrada en una estación no tienen porqué ser representativas del comportamiento de la misma en toda una cuenca de drenaje, y por tanto no tienen porqué guardar relación con la evolución de los caudales diarios medidos en la estación de aforo; sin embargo la evolución de las series comparadas de caudal alto y precipitación intensa sí mostraban un alto grado de paralelismo, lo cual ratifica en cierto modo la representatividad de las series de precipitación seleccionadas. A pesar de ello hubiera sido más recomendable contar con una densidad mayor de series de precipitación diaria para, a partir de interpolaciones espaciales, conseguir series promediadas para las sub-cuencas, y así disponer de mayor certidumbre para realizar los análisis correspondientes.

- En el análisis de evolución de las aportaciones hubiera sido deseable contar con series de caudales en los canales de riego, para conocer si éstos han experimentado alguna tendencia en el tiempo, que podría ayudar a explicar las tendencias observadas en los caudales de los cursos bajos de los ríos. Sin embargo, en la base de datos hidrológicos recogidos por la Confederación Hidrográfica del Duero y facilitados por el CEDEX, tan sólo existe disponible una serie de caudales en canal de riego. Las series de datos de un mayor número de canales serían de gran ayuda para completar el conocimiento sobre la disponibilidad de recursos hídricos en la cuenca del Duero.

- El análisis de los cambios en la cubierta vegetal de la cuenca se realizó a partir de varias fuentes de información de elevado valor sincrónico, los mapas forestales de 1966 y 2003 y las fotografías aéreas de 1957 y 2002. La información extraída de las mismas permite conocer a diferentes escalas el estado de los usos del suelo y la cubierta vegetal en el momento en que se realizaron. Sin embargo, el uso de fuentes tan distantes en el tiempo no permite conocer los estadios intermedios o la evolución propiamente dicha de los usos del suelo y la cubierta vegetal. Nuestra interpretación sobre el crecimiento de la cubierta vegetal se basa en la asunción de que ha sido un proceso paulatino y gradual de expansión como resultado de unos cambios en los usos del suelo generalizados en las montañas de la Península y de otros territorios cercanos. Ello sin embargo no resuelve la carencia de información continua sobre la evolución de la cubierta vegetal, por lo que no se

puede utilizar como una variable predictora para modelizar la evolución de los caudales. A la escala temporal de los análisis de este trabajo es difícil encontrar fuentes que permitan un estudio evolutivo de la cubierta vegetal. Sin embargo, la existencia de imágenes satélite desde finales de los 70 hasta la actualidad (NOAA-AVHRR) ofrece un valioso recurso para conocer de forma continua el estado de la cubierta vegetal durante las tres últimas décadas. El gran valor de dichas imágenes es la posibilidad que ofrecen de estimar, por medio del ajuste de algoritmos, la evapotranspiración asociada a los distintos tipos de cobertura vegetal (Sobrino *et al.* 2007). Las ventajas asociadas al uso de la teledetección para estimar el papel de la cubierta vegetal sobre los recursos hídricos son por lo tanto evidentes, y constituyen una vía de investigación abierta para desarrollar a corto plazo.

En cuanto a la metodología adoptada, el planteamiento del trabajo no requería de la innovación de técnicas, sino la combinación adecuada de procedimientos estadísticos estándares que resuelven con relativa sencillez la consecución de los objetivos del estudio. Hay que precisar, no obstante, que la escala espacial y temporal del trabajo ha obligado en la mayoría de ocasiones a asumir principios referentes a las interacciones físicas entre variables hidrológicas, climáticas y fisiográficas, que han sido demostrados por otros autores en experimentos de campo. Los procedimientos metodológicos utilizados suponen por lo tanto una simplificación de la realidad y por ello, más allá de la obtención de unos resultados fiables a partir de los test estadísticos, la interpretación subjetiva de los mismos ha sido fundamental para extraer las conclusiones principales del trabajo. Algunos ejemplos demostrativos se explican a continuación:

- La principal asunción metodológica que se ha planteado en el trabajo es la relativa al papel de los cambios en la cubierta vegetal sobre la evolución de los caudales. De forma simplificada, está demostrado que un aumento en la cubierta vegetal en las cuencas de drenaje disminuye la generación de escorrentía y por lo tanto los caudales de los ríos (Bosch & Hewlett 1982). En cabeceras fluviales, donde el consumo de agua por parte del hombre es marginal y las características geológicas del sustrato no varían a la escala temporal humana, el factor no climático que con más seguridad puede afectar a la evolución de los caudales es la cubierta vegetal. La ausencia de información continua sobre el estado de la cubierta vegetal en la cuenca a lo largo del periodo de estudio ha obligado a recurrir a análisis indirectos, como el de los residuales de regresiones múltiples. El hecho de encontrar resultados relativamente homogéneos, y comparables con los de otros trabajos realizados en ámbitos similares, nos ha conducido a interpretar los resultados como una verificación de la hipótesis planteada.
- El uso de técnicas de análisis multivariante como el Análisis de Componentes Principales y el Análisis Cluster ha sido de gran utilidad, pues ha permitido encontrar patrones de comportamiento en distintos indicadores hidrológicos, como los regímenes fluviales o la evolución de los caudales, entre la amplia muestra de estaciones de aforo

repartidas por la cuenca. Sin embargo, los resultados de los mismos muestran la existencia de excepciones o casos cuyas características no se corresponden totalmente con las del grupo en el que fueron incluidos. Hay que tener en cuenta que se trata de técnicas exploratorias en las que el criterio del investigador es fundamental para establecer cuál es el número idóneo de grupos a considerar, o para interpretar las diferencias o similitudes encontradas entre los grupos. Por ello, aunque los patrones obtenidos presentan una considerable robustez, es necesario relativizar su significado para no obviar la existencia de situaciones de transición entre los grupos generales establecidos.

- Cabe decir algo similar respecto a los tests utilizados y la significación estadística de los resultados. La elección de umbrales de significación como el 0,01 o el 0,05 (99% y 95% de probabilidad para rechazar la hipótesis nula de los test estadísticos) está ampliamente difundida y aceptada en la literatura científica en general, y en los estudios sobre climatología e hidrología en particular, y de ella depende la obtención de unos resultados concluyentes y comparables con los de otros trabajos. En este estudio hemos basado nuestras conclusiones en los resultados que son estadísticamente significativos con un 95% de confianza. Sin embargo también han sido objeto de interpretación aquellos que aún sin alcanzar el umbral de significación establecido, sí permitían la explicación de procesos y relaciones entre las variables estudiadas. Por ejemplo, las tendencias observadas en las precipitaciones de los meses de invierno no eran significativas en buena parte del territorio de la cuenca; sin embargo el descenso en la precipitación de invierno parece la explicación más plausible sobre el descenso significativo de caudales durante los meses invernales. Igualmente, en los análisis realizados para inferir el papel de la cubierta vegetal en la evolución hidrológica se observan coeficientes de Mann-Kendall negativos en los residuales de los modelos para todos los casos estudiados, aunque apenas la mitad eran significativos al 95% de confianza. El hecho de encontrar un comportamiento tan homogéneo, que además es corroborado por los resultados de los modelos realizados a partir de las series regionales, nos lleva a extraer la conclusión general de que los caudales han descendido durante el periodo de estudio con independencia de la evolución de las variables climáticas. A todo ello hay que añadir el peso que tiene el periodo de estudio seleccionado en la significación estadística de las tendencias. En muchas ocasiones, el hecho de que una serie empiece o acabe unos años antes o después puede alterar notablemente el resultado del test de tendencias. Ello obliga a considerar con cautela los resultados, y en ocasiones dificulta la comparabilidad con otros estudios referidos al mismo ámbito geográfico.

### **9.1.2. Valoración de los resultados**

Las variables climáticas analizadas en el trabajo muestran una evolución dispar a lo largo del periodo de estudio, siendo este resultado consistente con las observaciones sobre las mismas variables en los ámbitos geográficos más próximos a la cuenca del Duero. Las temperaturas anuales han experimentado una tendencia positiva, gracias sobre todo al incremento térmico

de los meses de primavera y verano. Con mucha seguridad el incremento de las temperaturas en la cuenca puede incluirse dentro del denominado “calentamiento global”, pues sus características coinciden en gran medida con el calentamiento observado en otras partes del planeta y en estudios realizados a muy distintas escalas. El Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC 2001, 2007) atribuye este calentamiento al incremento en la atmósfera de la concentración de “gases invernadero” y las predicciones realizadas en base a modelos climáticos estipulan incrementos térmicos para el final del siglo XXI, que varían entre los 0,6° C y los 4,5° C para distintos escenarios de emisión de gases. Lejos de asumir como válidas estas predicciones de incremento térmico a nivel global, el estudio de la evolución de las temperaturas en regiones concretas seguirá siendo necesario para reducir los errores de estimación sobre el incremento térmico a diferentes escalas.

La principal característica extraída del estudio de la evolución de las precipitaciones en la cuenca es su elevada variabilidad inter-anual y la ausencia de tendencias significativas durante el periodo de estudio. Únicamente en el mes de febrero se registran tendencias negativas significativas y generalizadas, y en agosto se observa una evolución positiva contrastada. Aunque los test de tendencias son muy sensibles al número de registros que se analicen, esto es, a la duración del periodo de estudio, nuestros resultados no entran en contradicción con la mayoría de observaciones realizadas sobre la evolución reciente de las precipitaciones en la Península Ibérica (p. ej. González-Hidalgo *et al.* 2010). Los modelos climáticos indican para el siglo XXI un descenso de la precipitación en la región mediterránea, quedando las zonas con influencia Atlántica dentro de la Península Ibérica fuera de dicha predicción. A diferencia de las temperaturas, la señal antropogénica sobre la evolución de las precipitaciones puede tardar en detectarse, debido a la gran variabilidad temporal de las mismas (Bladé & Castro-Díez 2010). Estudiar el comportamiento pluviométrico durante las próximas décadas en zonas de transición climática entre las influencias mediterráneas y atlánticas, como la propia cuenca del Duero, será de especial relevancia para validar los modelos de evolución de las precipitaciones ante diferentes escenarios de cambio climático.

El resultado más destacable del trabajo, tanto por la magnitud del cambio, como por las consecuencias futuras del mismo, ha sido la constatación de que los recursos hídricos en la cuenca del Duero han sufrido un drástico retroceso durante la segunda mitad del siglo XX. El análisis de tendencias realizado indica que tanto las estaciones situadas en cabecera como aquellas localizadas en los cursos bajos presentan coeficientes negativos. El consumo de agua, y la intervención hidrológica por parte del hombre en las cabeceras fluviales es más bien marginal, por lo que las tendencias negativas registradas en las mismas deben estar relacionadas, casi en su totalidad, con procesos naturales. Sin embargo, de los resultados derivados de nuestros análisis desconocemos aún si el consumo de agua en los cursos medios y bajos de los ríos de la cuenca está sufriendo algún tipo de tendencia, que acentúe o mitigue el descenso hidrológico general de la misma. El análisis de series hidrológicas de los canales



de riego sería de gran utilidad para solucionar esta carencia, pero la ausencia de series en las bases de datos no lo ha hecho posible. La existencia de tendencias negativas en los caudales de los cursos bajos podría estar relacionada, asimismo, con la autocorrelación espacial que presentan las variables hidrológicas, y que es el resultado de la agregación de caudales en cursos de mayor orden (Douglas *et al.* 2000). En nuestros análisis no hemos considerado la eliminación de la correlación espacial en los caudales como paso previo al análisis de tendencias; sin embargo, este procedimiento podría ser útil para discriminar el origen de éstas en los caudales en cabecera y en los cursos bajos, y así inferir posibles tendencias en el consumo de agua para riego o abastecimiento de las poblaciones. Independientemente de las causas del descenso de caudales en los cursos bajos, la magnitud de la pérdida de recursos hídricos en cabecera es suficientemente significativa como para seguir profundizado en su estudio con análisis a diferentes escalas.

Junto al descenso de los caudales, el cambio observado en los regímenes fluviales es otro de los resultados más importantes obtenidos en el trabajo. De forma general se aprecia un descenso de los picos de caudal en los dos regímenes mayoritarios de la cuenca, el pico de invierno en los regímenes pluviales y el pico de primavera en los regímenes nivales; este último cambio ha sido asimismo observado en los regímenes de ríos de montaña de otros territorios de la península, como los Pirineos. El origen nival de los caudales altos de primavera sugiere que los procesos relacionados con la acumulación y fusión de nieve en las zonas más elevadas de la cuenca están cambiando debido, probablemente, al aumento de las temperaturas durante las últimas cuatro décadas. Ello, no obstante, lo sostenemos en base a las observaciones realizadas por otros autores en distintos territorios (López-Moreno & García-Ruiz 2004, Pons *et al.* 2009), ya que en este trabajo no se disponía de información sobre la nieve acumulada en las montañas de la cuenca y su significado hidrológico. La existencia de la base de datos del programa ERHIN (Estudio de los Recursos Hídricos procedentes de la INnivación), con información disponible desde el año 1989 para la vertiente cantábrica de la cuenca, abre interesantes vías de estudio sobre la variabilidad espacio-temporal del manto de nieve en las montañas de la cuenca y su relación con los parámetros climáticos (precipitación y temperaturas) e hidrológicos considerados en este trabajo.

El estudio del control climático sobre las aportaciones revela una correlación negativa de las mismas con el índice NAO de invierno; mientras que con otros índices de teleconexión las aportaciones no presentan relaciones significativas. Distintos trabajos han demostrado anteriormente la presencia de caudales más bajos de lo normal durante fases positivas de la NAO, y caudales más altos durante las fases negativas en los ríos del sur de Europa (p. ej., Cullen *et al.* 2002, Rimbu *et al.* 2002, Trigo *et al.* 2004, López-Moreno *et al.* 2007). La principal aportación de nuestro estudio, en este sentido, es la identificación en una misma cuenca hidrológica de diferencias espaciales en la magnitud y en los tiempos de respuesta de los caudales a las fases NAO. Es relevante también la constatación de un retardo temporal en la

respuesta de los caudales a las fases extremas de la NAO de invierno. Ambas observaciones informan sobre el potencial valor que pueden tener los índices climáticos para predecir las condiciones hidrológicas de una cuenca, en este caso la del Duero, durante los meses posteriores. El sistema hidrológico de la cuenca necesita de la recarga de acuíferos y la saturación del suelo para generar escorrentía, y por ello los caudales, al contrario que la precipitación, muestran cierto retardo en la respuesta a las variaciones del índice NAO. Las estrategias futuras de gestión hidrológica y de regulación deberían, por lo tanto, no sólo tener en cuenta las predicciones a largo plazo que proponen los modelos generados para diferentes escenarios de cambio climático (IPCC, 2007), sino también el valor predictivo a corto plazo que poseen los patrones de circulación atmosférica como la NAO, así como las tendencias esperadas en su evolución.

Los resultados del trabajo sugieren que el crecimiento de la cubierta vegetal es el principal factor responsable del descenso generalizado de los aportes fluviales. Esta hipótesis se ha confirmado ante la ausencia de tendencias significativas en la precipitación y la escasa significación estadística en la contribución de la temperatura para explicar la evolución de los caudales. Sin embargo, como se ha apuntado anteriormente, las limitaciones impuestas por la pequeña escala de análisis del trabajo y las aproximaciones metodológicas utilizadas, derivan en cierto grado de incertidumbre sobre el papel real de la cubierta vegetal en la disponibilidad de los recursos hídricos. En términos hidrológicos es complicado cuantificar en qué medida los distintos tipos de cambios en los usos del suelo descritos en este trabajo han podido afectar a las aportaciones fluviales a lo largo del tiempo. En primer lugar porque las variaciones en la cubierta vegetal son de distinta naturaleza y magnitud en las cabeceras estudiadas y aunque no lo fueran, es posible que a iguales modificaciones en la cubierta vegetal, unas cuencas responderían de distinta manera que otras por su distinto tamaño, topografía, tipos y espesor del suelo, sustrato, o condiciones climáticas. En segundo lugar, la escala espacial de este trabajo hace imposible cuantificar las pérdidas de agua que los distintos tipos de cubierta vegetal pueden suponer en una cuenca a través la interceptación, evapotranspiración, infiltración, etc. Por último, el papel hidrológico del aumento en la cubierta vegetal está íntimamente relacionado con el incremento de las temperaturas, dado que ambos factores intervienen en el proceso de evapotranspiración. La evapotranspiración es la variable fundamental considerada en hidrología para estimar las salidas de agua de las cuencas fluviales junto con la escorrentía superficial, y la estimación de su significado hidrológico en base a cálculos estadísticos es sumamente compleja. Los factores que controlan la evapotranspiración son numerosos, en primer lugar intervienen variables meteorológicas, como la temperatura, la humedad atmosférica, la radiación, la velocidad del viento, etc.; y en segundo lugar factores dependientes de la vegetación como la interceptación, la resistencia del dosel vegetal, el área foliar, etc. Uno de los grandes retos de los hidrólogos durante los últimos años ha consistido en modelizar la evapotranspiración real para distintos tipos de cubierta vegetal e introducir esta información en los modelos de balance hídrico tradicionales que sólo

consideraban las condiciones climáticas (Zhang *et al.* 2001a, Oudin *et al.* 2008). Estos modelos podrían ser la solución a la carencia metodológica que presentan nuestros análisis, pues permitirían calcular las pérdidas de agua de la cuenca por evapotranspiración introduciendo como variables predictoras la cobertura vegetal y las temperaturas. Consideramos su desarrollo como una vía de investigación abierta para futuros trabajos encaminados a comprender mejor las relaciones clima-suelo-hidrología a nivel de cuenca, enfocados en última instancia a promover una gestión más eficiente de los recursos hídricos en superficie.

El crecimiento de la cubierta vegetal en las cabeceras fluviales de la cuenca, y en otros territorios cercanos, resulta evidente. Nuestro trabajo se ha centrado únicamente en valorar el papel de este proceso sobre la disponibilidad de recursos hídricos con respecto a su cuantía o volumen. Sin embargo, una variedad de procesos no sólo hidrológicos, derivados del mismo, hacen que su valoración sea más compleja. Entre los posibles efectos negativos se encuentran todos los relacionados con el riesgo de incendios en aquellas laderas donde el crecimiento de la cubierta vegetal se ha producido de manera “incontrolada”. Sin embargo, la cubierta vegetal posee una enorme capacidad para proteger el suelo frente a la acción erosiva del agua de lluvia o escorrentía, siendo por lo tanto un factor fundamental en la conservación de suelos a escala global (Yang *et al.* 2003). Ello, no obstante, conlleva un descenso en la carga de sedimentos de los cursos fluviales, por lo que aguas abajo la capacidad erosiva de los ríos es mayor (Beguería *et al.* 2006). Por otro lado, como señala López-Moreno (2006), esto supone un efecto beneficioso para los embalses, ya que disminuye el ritmo de aterramiento de los mismos y por lo tanto su vida útil. Éstos no son sino ejemplos de la complejidad del sistema natural y de los procesos derivados de las interacciones hombre-medio, y no hacen sino confirmar la necesidad de evaluar desde una perspectiva global cualquier actividad con repercusión en el medio natural con anterioridad a implementar planes de gestión hidrológica o territorial.

En función de las observaciones realizadas en el capítulo dedicado a la gestión de los embalses, podemos argumentar que la política hidrológica de la cuenca está apostando por una gestión de los recursos en su oferta a través del mantenimiento, incluso incremento, de las reservas para hacer frente a una disponibilidad de agua cada vez menor. Una política hidrológica basada en el aprovisionamiento de recursos será a corto plazo insostenible, en caso de que continúe el descenso de caudales en la cuenca observado en este trabajo, acorde con las previsiones de evolución climática para las próximas décadas (Iglesias 2005). La gestión de los embalses estudiados, y la de otras presas no consideradas en el trabajo, no depende de un único organismo, sino que intervienen diversas instituciones, desde la propia Confederación Hidrográfica del Duero, distintas empresas energéticas, comunidades de regantes o diferentes niveles de la administración del Estado (Junta de Castilla y León, ayuntamientos, etc.). Por ello, y a pesar de los diferentes intereses que pueda tener cada gestor, el descenso de la disponibilidad de recursos hídricos hace más necesaria una política

de gestión de embalses conjunta, que implique a todos los actores y que no intervenga solamente en la regulación de la disponibilidad, sino también en la demanda.

## **9.2. Principales conclusiones**

Por último presentamos en este apartado las principales conclusiones extraídas de los análisis realizados en el trabajo. Se exponen a continuación de forma resumida siguiendo el orden de los capítulos relativos a los resultados: (i) variabilidad y tendencias climáticas; (ii) el cambio hidrológico; (iii) el control de la NAO sobre las aportaciones fluviales; (iv) el cambio en la cubierta vegetal y su papel hidrológico; y (v) los embalses y la regulación hidrológica.

### *Variabilidad y tendencias climáticas*

La distribución de las temperaturas en la cuenca del Duero está fuertemente condicionada por la altitud del terreno, por lo que predominan temperaturas medias anuales en la horquilla de los 10-12° C en la mayor parte del territorio, esto es, la cuenca sedimentaria. Los valores mínimos anuales (< 5° C) se registran en las cumbres de las montañas circundantes, y las temperaturas más altas (15° C) en los valles fluviales con menor altitud.

Las temperaturas medias anuales en la cuenca del Duero han experimentado una tendencia creciente durante el periodo 1961-2005. El ratio de incremento de las temperaturas ha sido de aproximadamente 0,3° C por década, lo que supone un aumento neto de casi 1,4° C. El incremento térmico ha sido más acentuado a partir de comienzos de los 70, dando lugar a un claro dominio de anomalías térmicas positivas durante las últimas tres décadas.

Los meses con un incremento térmico significativo son marzo, mayo, junio, agosto y diciembre. En el resto de los meses el incremento de las temperaturas no ha sido significativo en todo el territorio de la cuenca. En el mes en que se observa una tendencia al calentamiento más acusada, junio, las temperaturas han registrado un incremento de 2,3° C durante periodo de estudio.

Las precipitaciones se distribuyen en la cuenca siguiendo un gradiente altitudinal, y con un ligero componente NO-SE introducido por la cercanía al Atlántico. El régimen intra-anual de las mismas presenta un periodo húmedo entre el otoño y la primavera, y un periodo de fuerte escasez pluviométrica que abarca los meses de junio, julio, agosto y septiembre.

Las precipitaciones anuales registradas en los observatorios de la cuenca han experimentado una evolución más o menos estacionaria a largo plazo, siendo la elevada variabilidad inter-anual la característica más destacable de las mismas, con coeficientes de variación superiores al 22% en la mayor parte del territorio. Dentro de dicha variabilidad destacan ciclos ascendentes y descendentes de una duración más o menos decadal, pero no se aprecia una tendencia significativa evidente durante el periodo estudiado.

En los meses de febrero, marzo y junio las precipitaciones han experimentado tendencias negativas que en mayor o menor medida han afectado a gran parte del territorio de la cuenca. Tan sólo en el mes de agosto las precipitaciones han aumentado significativamente en gran parte del área de la cuenca, sin embargo, el escaso peso específico de las precipitaciones de verano respecto a los totales anuales le resta a esta tendencia significado hidrológico. Desde un punto de vista estacional, tan sólo en invierno se puede hablar de tendencias negativas en las precipitaciones de la cuenca, aunque no son estadísticamente significativas.

\* \* \*

#### *El cambio hidrológico*

El régimen fluvial en la salida de la cuenca presenta un periodo de aguas altas entre enero y abril, con pico en febrero, y caudales bajos en los meses de verano, siendo la primavera y el otoño periodos de transición. Este régimen, que se corresponde en gran medida con la distribución mensual de las precipitaciones, representa los caudales mensuales agregados de todo el territorio de la cuenca, y encierra distintas modalidades de régimen condicionadas principalmente por el factor nival (acumulación y fusión de nieve), y la regulación hidrológica.

Un análisis multivariante ha permitido detectar tres tipos de régimen fluvial caracterizados por:

- (1) un pico de carácter pluvial, esto es, con caudales máximos en invierno, correspondiente a la mayoría de las estaciones de aforo;
- (2) la existencia de dos picos, uno principal de origen nival en primavera, y uno secundario en el invierno. Este régimen nivo-pluvial ha sido detectado en las estaciones localizadas a mayores altitudes;
- (3) un máximo principal en verano y uno secundario en invierno. Este régimen ha sido observado en un número pequeño de estaciones, y se corresponde con un régimen alterado por la regulación fluvial.

Las aportaciones fluviales de la mayor parte de los ríos de la cuenca han sufrido un fuerte retroceso durante las últimas cinco décadas. Como resultado los recursos hídricos de la cuenca, medidos en la última estación con series de caudal del río Duero, han descendido en más de la mitad (127%), pasando de registrar aportes superiores a los 5.000 hm<sup>3</sup> al año a mediados del siglo XX, a no alcanzar los 2.500 hm<sup>3</sup> a principios del siglo XXI. Este descenso no ha sido, sin embargo, constante. Dentro de la elevada variabilidad en la evolución de los caudales, la tendencia regresiva ha sido acusada desde la década de los 60, hasta principios de los 90, y en los últimos 15 años estudiados se ha producido una leve recuperación. Desde un punto de vista estacional, los descensos más acusados y generalizados se producen en los meses de invierno y primavera, mientras que en el verano y el otoño las tendencias registradas muestran mayor heterogeneidad.

La pérdida de recursos hídricos lleva implícita también cambios notables en las frecuencias de días con caudales altos y caudales bajos. El número de días con caudales altos, así como el

caudal máximo anual, han descendido significativamente durante el periodo de estudio. Por otro lado el número de días con caudal bajo ha aumentado, provocando a su vez que éstos tengan cada vez un peso relativo mayor en los caudales totales. El descenso en los caudales altos es más evidente entre los meses de invierno y comienzos del verano (de enero a julio), mientras que en los meses centrales del verano y el otoño las tendencias no son tan marcadas. Estas tendencias observadas en distintos umbrales de la distribución de frecuencias de los caudales no se corresponden con la evolución de los mismos índices para la precipitación diaria (precipitación intensa y precipitación anual máxima), que apenas registran tendencias significativas.

Como resultado de las tendencias experimentadas por las aportaciones e intensidades de caudal, los regímenes fluviales promedio de la cuenca han sufrido notables cambios a lo largo del periodo estudiado. De forma general se observa que en los regímenes medios de la segunda mitad del periodo se ha producido un descenso y un adelanto en al menos un mes de los picos de caudal, con respecto a los regímenes medios de la primera mitad del periodo. Las tendencias ligeramente negativas que ha registrado la precipitación en los últimos meses de invierno podrían explicar el retroceso de los caudales en los mismos meses; sin embargo durante primavera la precipitación no ha variado sustancialmente a largo plazo, por lo que el retroceso de los caudales y el adelanto del pico primaveral sólo pueden explicarse por el aumento de la cubierta vegetal en las cabeceras fluviales y el incremento de las temperaturas, que afecta al proceso de acumulación y fusión nival.

\* \* \*

#### *El control de la NAO sobre las aportaciones fluviales*

La Oscilación del Atlántico Norte (NAO) ejerce un destacable control sobre la variabilidad de los recursos hídricos de la cuenca del Duero durante los meses de invierno. La evolución inter-anual de los caudales invernales en la gran mayoría de estaciones de aforo presenta una correlación negativa estadísticamente significativa con el índice NAO de invierno, siendo éste el único patrón de teleconexión que afecta de forma generalizada a los caudales invernales de la cuenca.

Durante las fases positivas de la NAO las anomalías de caudal son significativamente más bajas de lo normal; por el contrario, los caudales presentan valores anómalamente altos durante las fases NAO negativas. A diferencia de la respuesta de las precipitaciones a la NAO de invierno, que es inmediata en el tiempo, los caudales responden con al menos un mes de retardo tras el comienzo de la fase NAO, y la respuesta se mantiene sensiblemente a lo largo del año.

Las respuestas de los caudales a las fases NAO, sobre todo durante las negativas, presentan varios patrones diferenciados por la magnitud de las anomalías y los tiempos de respuesta. Las estaciones localizadas en las cabeceras fluviales presentan una respuesta más corta en el

tiempo que aquellas situadas en los cursos bajos de los ríos. Además, las estaciones localizadas en la mitad suroccidental de la cuenca presentan anomalías en general de mayor magnitud que aquellas situadas en el sector nororiental.

La existencia de diferentes patrones de respuesta de los caudales está relacionada con la distribución de la precipitación durante las fases NAO y con diversas características de las cuencas de drenaje como el área, la altitud media, o la permeabilidad del sustrato.

\* \* \*

#### *El cambio en la cubierta vegetal y su papel hidrológico*

La superficie con cubierta vegetal en la cuenca ha aumentado significativamente entre mediados del siglo pasado y comienzos del presente especialmente en la orla montañosa, donde se encuentran las cabeceras de los ríos que drenan la cuenca. Este incremento se basa en su mayor parte en la expansión en superficie y densidad de las masas forestales y en el crecimiento del matorral de montaña que ha ido ocupando antiguos pastizales. Una serie de cambios acaecidos en los usos del suelo a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, como el abandono de los campos de cultivos y de los pastos para el ganado, o las repoblaciones forestales en laderas improductivas, son los procesos responsables del incremento observado en la cubierta vegetal.

Un análisis comparativo entre las dos vertientes principales de la cuenca, las montañas de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Central, revela que el aumento de la cubierta vegetal ha afectado a mayores superficies y ha sido más intenso en las primeras, esto es, la franja norte, que en las segundas o la franja sur.

El aumento en la cubierta vegetal en las cabeceras de montaña parece ser el factor responsable del acusado descenso de las aportaciones fluviales dado que las precipitaciones anuales no han experimentado ningún descenso. Los residuales de los modelos, realizados para explicar la evolución de las aportaciones en función del clima, presentan en su conjunto una tendencia decreciente, lo cual indica que las aportaciones están evolucionando (descendiendo) independientemente de la evolución del clima. En las cabeceras fluviales donde no existen regulación ni extracciones de agua, el único factor capaz de explicar el descenso de los caudales es el incremento observado en la cubierta vegetal.

Esta hipótesis es confirmada a partir de la regionalización de los análisis estadísticos: el descenso de los aportes fluviales y la separación entre aportaciones y precipitaciones son más pronunciados en las cabeceras del norte, donde el incremento de la cubierta vegetal afectó a mayores áreas, que en las del sur de la cuenca, en las que la cubierta vegetal se incrementó a un ritmo menor. Los análisis sobre cuencas individualizadas muestran, sin embargo, cierta incertidumbre sobre el papel específico del incremento en la cubierta vegetal sobre la evolución de las aportaciones fluviales a la escala de sub-cuenca.

### *Los embalses y la regulación hidrológica de la cuenca*

La gestión hidrológica de los caudales a través de los embalses tiene un fuerte impacto en los regímenes fluviales aguas abajo de las presas. Varios de los embalses estudiados apenas modifican los regímenes fluviales, pues desembalsan la misma cantidad de agua y al mismo ritmo de la que entra. Sin embargo, un número considerable de embalses induce notables variaciones en los regímenes fluviales, llegando incluso a invertir el régimen natural del río. La gestión de éstos se basa en el embalsado de agua durante los meses de invierno y primavera, y su desembalsado en los meses de verano. Dicha estrategia permite afrontar una elevada demanda de agua en la época de mayor escasez.

El grado de modificación de los caudales ha sido determinado mediante la correlación entre las aportaciones mensuales de entrada en el embalse y las aportaciones de salida. El nivel de retención potencial de los embalses (ratio de retención) explica en algunos casos la mayor o menor regulación de los caudales por parte de los mismos, pero no se aprecia una correlación significativa para todos los casos entre ambos parámetros. Tampoco el uso del embalse parece explicar los distintos niveles de regulación de caudales observados; tanto los embalses puramente hidroeléctricos, como los destinados al riego y abastecimiento y los de uso mixto, presentan una notable variabilidad en cuanto a su capacidad para alterar el régimen fluvial de los ríos.

Asimismo, en unos embalses la tendencia negativa observada en el coeficiente que determina la relación entradas-salidas indica que se está intensificando la modificación del régimen de los ríos, para afrontar la demanda de agua ante las condiciones de menor disponibilidad. Sin embargo otros embalses muestran una tendencia positiva en dicha relación, lo que indicaría una gestión cada vez menos agresiva respecto al funcionamiento natural de los ríos.

La evolución de los patrones de gestión muestra asimismo cierta variabilidad entre casos. En algunos embalses se ha producido a lo largo del periodo de estudio una intensificación en la modificación de los regímenes para afrontar las condiciones de menor disponibilidad de agua; sin embargo en otros embalses se ha optado por moderar la gestión, disminuyéndose por lo tanto la modificación de los regímenes.

El descenso de las aportaciones en la cuenca ha obligado a menudo a reducir las salidas de los embalses. Sin embargo en gran parte de los embalses estudiados se ha llevado a cabo un incremento en el volumen de embalsado durante el periodo de estudio a base de disminuir aún más las salidas durante el periodo de aguas altas. Como resultado los caudales registrados a la salida de los embalses presentan coeficientes de descenso ligeramente más acentuados que los caudales aguas arriba, contribuyendo por lo tanto al descenso hidrológico de la cuenca.

\* \* \*

Los resultados de este trabajo nos permiten concluir que el descenso hidrológico demostrado no debería ser estudiado solamente desde el ámbito científico. El reconocimiento del mismo



por parte de los responsables o gestores públicos del recurso es esencial a corto plazo. Cualquier intervención relativa a la gestión de los recursos hídricos de la cuenca debe ser considerada desde una perspectiva global que considere las sinergias entre las montañas y el llano, lugares respectivos de origen y consumo de los mismos. Solamente una gestión integrada del territorio podría minimizar los impactos del descenso hidrológico sobre los ecosistemas, la población y las actividades económicas de la cuenca del Duero.



## 10. FUENTES DE INFORMACIÓN



---

## 10.1. Bibliografía

Adam, J. C., Hamlet, A. F. & Lettenmaier, D. P. 2009. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes* 23:962-972. Doi:10.1002/hyp.7201.

Alexandersson, H. 1986. A Homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology* 6:661-675.

Alexandersson, H. & Moberg, A. 1997. Homogenization of Swedish temperature data.1. Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology* 17:25-34.

Allen, M. R. & Ingram, W. J. 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature* 419:224-232.

Anctil, F. & Coulibaly, P. 2004. Wavelet analysis of the interannual variability in southern Quebec streamflow. *Journal of Climate* 17:163-173.

Andréassian, V. 2004. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology* 291:1-27.

Arnell, N. W. 1999. The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change-Human and Policy Dimensions* 9:5-23.

Ashagrie, A. G., de Laat, P. J. M., de Wit, M. J. M., Tu, M. & Uhlenbrook, S. 2006. Detecting the influence of land use changes on discharges and floods in the Meuse River Basin - the predictive power of a ninety-year rainfall-runoff relation?. *Hydrology and Earth System Sciences* 10:691-701.

Assani, A. A., Charron, S., Matteau, M., Mesfioui, M. & Quessy, J.-F. 2010. Temporal variability modes of floods for catchments in the St. Lawrence watershed (Quebec, Canada). *Journal of Hydrology* 385:292-299.

Baltas, E. A. 2007. Impact of climate change on the hydrological regime and water resources in the basin of Siatista. *International Journal of Water Resources Development* 23:501-518.

Batalla, R. J., Gómez, C. M. & Kondolf, G. M. 2004. Reservoir-induced hydrological changes in the Ebro River basin (NE Spain). *Journal of Hydrology* 290:117-136. Doi:10.1016/j.jhydrol.2003.12.002.

Beguiría, S., Angulo-Martínez, M., Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I. & El-Kenawy, A. 2010. Assessing trends in extreme precipitation events intensity and magnitude using non-stationary peaks-over-threshold analysis: a case study in northeast Spain from 1930 to 2006. *International Journal of Climatology*. Doi: 10.1002/joc.2218.

Beguería, S., López-Moreno, J. I., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N. & García-Ruiz, J. M. 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler Series a-Physical Geography* 88A:177-186.

Beguería, S., López-Moreno, J. I., Lorente, A., Seeger, M. & García-Ruiz, J. M. 2003. Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *Ambio* 32:283-286.

Beniston, M. 1994. *Mountain environments in changing climates*. Routledge Publishing Co, London, New York.

Bent, G. C. 2001. Effects of forest-management activities on runoff components and ground-water recharge to Quabbin Reservoir, central Massachusetts. *Forest Ecology and Management* 143:115-129.

Berkun, M. 2010. Hydroelectric potential and environmental effects of multdam hydropower projects in Turkey. *Energy for Sustainable Development* 14:320-329.

Berryman, D., Bobee, B., Cluis, D. & Haemmerli, J. 1988. Nonparametric tests for trend detection in water-quality time series. *Water Resources Bulletin* 24:545-556.

Birsan, M. V., Molnar, P., Burlando, P. & Pfaundler, M. 2005. Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology* 314:312-329.

Bladé, I. & Castro-Díez, Y. 2010. Tendencias atmosféricas en la Península Ibérica durante el periodo instrumental en el contexto de la variabilidad natural. En F. Pérez & R. Boscolo, (Eds). *Clima en España: pasado, presente y futuro*. 25-42 pp.

Blázquez Díaz, A. 1992. Delimitación de Unidades Territoriales. En J. Manuel Fernández, (Ed). *Análisis del Medio Físico de Castilla y León. Síntesis regional*. Junta de Castilla y León, Valladolid.

Bonacci, O. & Roje-Bonacci, T. 2003. The influence of hydroelectrical development on the flow regime of the karstic river Cetina. *Hydrological Processes* 17:1-15. Doi:10.1002/hyp.1190.

Bosch, J. M. & Hewlett, J. D. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapo-transpiration. *Journal of Hydrology* 55:3-23.

Brandt, S. A. 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40:375-401.

Brown, A. E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W. & Vertessy, R. A. 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology* 310:28-61. Doi:10.1016/j.jhydrol.2004.12.010.

Brunet, M., Jones, P. D., Sigro, J., Saladie, O., Aguilar, E., Moberg, A., Della-Marta, P. M., Lister, D., Walther, A. & Lopez, D. 2007. Temporal and spatial temperature variability and

change over Spain during 1850-2005. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 112. Doi:10.1029/2006jd008249.

Burn, D. H. & Elnur, M. A. H. 2002. Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology* 255:107-122.

Cabero, V. 1981. La despoblación de las áreas de montaña en España y la transformación del hábitat. El ejemplo de las montañas galaico-leonesas (Sanabria y la Cabrera). En M. d. Agricultura, (Ed). *Supervivencia de la montaña. Actas del coloquio hispano-francés sobre las áreas de montaña.*, Madrid.

Cabo, A. & Manero, F. 1990. Castilla y León. En J. Bosque Maurel & J. Vilá Valentí, (Eds). *Geografía de España*. Planeta, Barcelona.

Ceballos-Barbancho, A., Morán-Tejeda, E., Luengo-Ugidos, M. Á. & Llorente-Pinto, J. M. 2008. Water resources and environmental change in a Mediterranean environment: The south-west sector of the Duero river basin (Spain). *Journal of Hydrology* 351:126-138.

Ceballos, A., Cerdá, A. & Schnabel, S. 2002a. Runoff production and erosion processes on a dehesa in western Spain. *Geographical Review* 92:333-353.

Ceballos, A., Martínez-Fernández, J., Santos, F. & Alonso, P. 2002b. Soil-water behaviour of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero Basin (Spain). *Journal of Arid Environments* 51:501-519.

Ceballos, A., Morán-Tejeda, E. & Quirós, M. 2007. Evolución de las temperaturas y precipitaciones en las capitales de Castilla y León en el período 1961-2006. *Polígonos* 17:59-81.

Ceballos, A. & Schnabel, S. 1998. Hydrological behaviour of a small catchment in the dehesa landuse system (Extremadura, SW Spain). *Journal of Hydrology* 210:146-160.

Ceballos, L. 1966. *Mapa Forestal de España, Escala 1/400.000*. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Montes, Caza y Pesca Fluvial, Madrid.

Cosandey, C., Andreassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J. F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N. & Richard, D. 2005a. The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology* 301:235-249. Doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.040.

Cosandey, C. & Robinson, M. 2000. *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 360 pp.

Crockford, R. H. & Richardson, D. P. 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes* 14:2903-2920.

Cullen, H. M., Kaplan, A., Arkin, P. A. & Demenocal, P. B. 2002. Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow. *Climatic Change* 55:315-338.

Dai, A., Fung, I. Y. & DelGenio, A. D. 1997. Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *Journal of Climate* 10:2943-2962.

Daly, C., Neilson, R. P. & Phillips, D. L. 1994. A statistical topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology* 33:140-158.

De Castro, M., Martín-Vide, J. & Alonso, S. 2005. El clima de España: pasado, presente y escenarios de clima para el siglo XXI. pp 1-64 En J. M. C. Moreno Rodríguez, (Ed). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Castilla-La Mancha.

De Luis, M., González-Hidalgo, J. C., Longares, L. A. & Stepanek, P. 2009. Seasonal precipitation trends in the Mediterranean Iberian Peninsula in second half of 20th century. *International Journal of Climatology* 29:1312-1323. Doi:10.1002/joc.1778.

DeGaetano, A. T. 2001. Spatial grouping of United States climate stations using a hybrid clustering approach. *International Journal of Climatology* 21:791-807.

Del Río, S., Fraile, R., Herrero, L. & Penas, A. 2007. Analysis of recent trends in mean maximum and minimum temperatures in a region of the NW of Spain (Castilla y León). *Theoretical and Applied Climatology* 90:1-12.

Del Rio, S., Penas, A. & Fraile, R. 2005. Analysis of recent climatic variations in Castile and Leon (Spain). *Atmospheric Research* 73:69-85. Doi:10.1016/j.atmosres.2004.06.005.

Díaz-Muñoz, M. A. 1984. Criterios para el análisis de evolución de usos del suelo en zona de montaña: aplicación a un sector de Somosierra. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense* 4.

Dirnbock, T. & Grabherr, G. 2000. GIS assessment of vegetation and hydrological change in a high mountain catchment of the Northern Limestone Alps. *Mountain Research and Development* 20:172-179.

Douglas, E. M., Vogel, R. M. & Kroll, C. N. 2000. Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation. *Journal of Hydrology* 240:90-105.

Dunne, T. & Black, R. D. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research* 6:478-&.

Dunne, T. & Leopold, L. 1978. *Water in Environmental Planning*. Freeman, New York, 818 pp.

Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Y., Karl, T. R., Kunkel, K. E. & Ambenje, P. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bulletin of the American Meteorological Society* 81:417-425.



Easterling, D. R. & Peterson, T. C. 1995. The effect of artificial discontinuities on recent trends in minimum and maximum temperatures. *Atmospheric Research* 37:19-26.

Ellouze, M., Azri, C. & Abida, H. 2009. Spatial variability of monthly and annual rainfall data over Southern Tunisia. *Atmospheric Research* 93:832-839.

Esteban-Parra, M. J., Rodrigo, F. S. & Castro-Diez, Y. 1998. Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology* 18:1557-1574.

Fernández-García, F. 2002. *Introducción a la fotointerpretación*. Ariel, Barcelona.

Gallart, F. & Llorens, P. 2002. Water resources and environmental change in Spain. A key issue for sustainable catchment management. En J. M. García Ruiz, J. A. A. Jones & J. Arnaez, (Eds). *Environmental Change and Water Sustainability*. IPE-CSIC, Zaragoza.

Gallart, F. & Llorens, P. 2003. Catchment management under environmental change: Impact of land cover change on water resources. *Water International* 28:334-340.

Gallart, F. & Llorens, P. 2004. Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro catchment, Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth* 29:769-773. Doi:10.1016/j.pce.2004.05.004.

Gallego, M. C., García, J. A. & Vaquero, J. M. 2005. The NAO signal in daily rainfall series over the Iberian Peninsula. *Climate Research* 29:103-109.

García-Ruiz, J. M., Beguería Portugués, S., López Moreno, J. I., Lorente Grima, A. & Seeger, M. 2001. Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente. *Geoforma Ediciones*, Logroño.

García-Ruiz, J. M., Lasanta, T., Ruiz-Flano, P., Ortigosa, L., White, S., González, C. & Martí, C. 1996. Land-use changes and sustainable development in mountain areas: a case study in the Spanish Pyrenees. *Landscape Ecology* 11:267-277.

García Fernández, J. 1986. *El Clima en Castilla y León*. Ámbito, Valladolid.

Gil Olcina, A. 1999. Los usos del agua en España: una perspectiva histórica. En A. Gil Olcina & A. Morales Gil, (Eds). *Los Usos del Agua en España*. Caja de Ahorros del Mediterráneo e Instituto Universitario de Geografía (Universidad de Alicante), Alicante, pp 13-48.

Gillett, N. P., Graf, H. F. & Osborn, T. J. 2003. Climate change and the North Atlantic Oscillation. pp 193-209. En J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen & M. Visbeck, (Eds). *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph.

Giorgi, F. 2002. Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. *Climate Dynamics* 18:675-691. Doi:10.1007/s00382-001-0204-x.

González-Hidalgo, J. C., Brunetti, M. & De-Luis, M. 2010. A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945-November 2005). *International Journal of Climatology*. Doi:10.1002/joc.2115.

González-Hidalgo, J. C., De Luis, M., Raventós, J. & Sánchez, J. R. 2001. Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 21:843-860.

Gonzalez-Hidalgo, J. C., López-Bustins, J. A., Stepanek, P., Martín-Vide, J. & De Luisa, M. 2009. Monthly precipitation trends on the Mediterranean fringe of the Iberian Peninsula during the second-half of the twentieth century (1951-2000). *International Journal of Climatology* 29:1415-1429. Doi:10.1002/joc.1780.

Goudie, A. S. 2006. Global warming and fluvial geomorphology. *Geomorphology* 79:384-394. Doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.023.

Grande del Brío, R. 1982. *La ecología de Castilla y León. Ámbito*, Valladolid.

Groisman, P. Y., Knight, R. W. & Karl, T. R. 2001. Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: Trends in the twentieth century. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82:219-246.

Guo, H., Hu, Q. & Jiang, T. 2008. Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake basin, China. *Journal of Hydrology* 355:106-122. Doi:10.1016/j.jhydrol.2008.03.020.

Halkidi, M., Batistakis, Y. & Vazirgiannis, M. 2001. On clustering validation techniques. *Journal of Intelligent Information Systems* 17:107-145.

Haylock, M. R., Hofstra, N., Tank, A., Klok, E. J., Jones, P. D. & New, M. 2008. A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113. Doi:10.1029/2008jd010201.

Held, I. M. & Soden, B. J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate* 19:5686-5699.

Helsel, D. R. & Hirsch, R. M. 1992. *Statistical Methods in Water Resources*. Elsevier, Amsterdam.

Hernández-Santana, V., Martínez-Fernández, J., Morán, C. & Cano, A. 2008. Response of *Quercus pyrenaica* (melojo oak) to soil water deficit: a case study in Spain. *European Journal of Forest Research* 127:369-378.

Hirsch, R. M., Slack, J. R. & Smith, R. A. 1982. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resour. Res.* 18:107-121.

Hodgkins, G. A., Dudley, R. W. & Huntington, T. G. 2003. Changes in the timing of high river flows in New England over the 20th Century. *Journal of Hydrology* 278:244-252.

Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G. & Visbeck, M. 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. pp 1-35 En J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen & M. Visbeck, (Eds). *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph.

Hurrell, J. W. & van Loon, H. 1997. Decadal variations in climate associated with the north Atlantic oscillation. *Climatic Change* 36:301-326.

Hutchinson, M. F. 1995. Interpolating mean rainfall using thin-plate smoothing splines. *International Journal of Geographical Information Systems* 9:385-403.

Iglesias, A., Estrela, T., Gallart, F. 2005. Impactos sobre los recursos hídricos. En Moreno Rodríguez, J.M. (Coord.). *Evaluación preliminar de los impactos en España por efecto del cambio climático*. Ministerio de Medio Ambiente y Universidad de Castilla-La Mancha. 303-354.

IPCC. 2001. *Climate Change 2001: The scientific bases*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J.; Dai, X., Maskell, K. & Johnson, C.A. (eds) Cambridge University Press, United Kingdom. 881 pp.

IPCC. 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report*. [Core Writing Team, Pachauri RK and Reisinger A (eds.)]. IPCC: Geneva, Switzerland, 104 pp. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Jackson, I. J. & Weinand, H. 1995. Classification of tropical rainfall stations - a comparison of clustering-techniques. *International Journal of Climatology* 15:985-994.

Jiménez, S. 1997. *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León*, Escala 1/400.000. SIEMCALSA, Valladolid.

Jolliffe, I. T. 2002. *Principal Component Analysis*. 2 edition. Springer, New York.

Jones, P. D., Jonsson, T. & Wheeler, D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology* 17:1433-1450.

Junta de Castilla y León 2005. *Castilla y León crece con el bosque*. Conserjería de Medio Ambiente, Junta de Castilla y León.

Kahya, E. & Kalayci, S. 2004. Trend analysis of streamflow in Turkey. *Journal of Hydrology* 289:128-144.

Kalayci, S. & Kahya, E. 2006. Assessment of streamflow variability modes in Turkey: 1964-1994. *Journal of Hydrology* 324:163-177.

Karl, T. R. & Williams, C. N. 1987. An approach to adjusting climatological time-series for discontinuous inhomogeneities. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 26:1744-1763.

Keiser, D. T. & Griffiths, J. F. 1997. Problems associated with homogeneity testing in climate variation studies: A case study of temperature in the northern Great Plains, USA. *International Journal of Climatology* 17:497-510.

Kendall, M. G. 1975. *Kendall Rank Correlation Methods*. Griffin, London.

Kiely, G. 1999. Climate change in Ireland from precipitation and streamflow observations. *Advances in Water Resources* 23:141-151.

Kingston, D. G., Lawler, D. M. & McGregor, G. R. 2006. Linkages between atmospheric circulation, climate and streamflow in the northern North Atlantic: research prospects. *Progress in Physical Geography* 30:143-174. Doi:10.1191/0309133306pp471ra.

Krasovskaia, I. & Gottschalk, L. 2002. River flow regimes in a changing climate. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 47:597-609.

Kundzewicz, Z. W. 2004. Searching for change in hydrological data. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 49:3-6.

Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., Maurer, T., Pinskiwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C. & Szwed, M. 2005. Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 50:797-810.

Kundzewicz, Z. W. & Robson, A. J. 2004. Change detection in hydrological records-a review of the methodology / Revue méthodologique de la détection de changements dans les chroniques hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal* 49:7 - 19.

Kuzmina, S. I., Bengtsson, L., Johannessen, O. M., Drange, H., Bobylev, L. P. & Miles, M. W. 2005. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophysical Research Letters* 32. Doi:10.1029/2004gl021064.

Labajo, J. L. & Piorno, A. 2001. Regionalisation of precipitation in Castilla y León (Spain). Analysis of its temporal behaviour. *Detecting and Modelling Regional Climate Change*:163-173.

Lana-Renault, N., Latron, J., Regues, D., Serrano, P. & Nadal, E. 2008. Diferencias estacionales en la generación de escorrentía en una pequeña cuenca de campos abandonados en el Pirineo Central. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 34:23-37.

Lanzante, J. R. 1996. Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatology* 16:1197-1226.

Lasanta-Martínez, T., Vicente-Serrano, S. M. & Cuadrat-Prats, J. M. 2005. Mountain Mediterranean landscape evolution caused by the abandonment of traditional primary activities: a study of the Spanish Central Pyrenees. *Applied Geography* 25:47-65. Doi:10.1016/j.apgeog.2004.11.001.

Lasanta, T. 1990. Diversidad de usos e integración espacial en la gestión tradicional del territorio en las montañas de Europa occidental. pp 235-266 En J. M. Garcia-Ruiz, (Ed). *Geoecología de las áreas de montaña*. Geoforma Ediciones, Logroño.

Lehmann, E. L. 1975. *Nonparametrics Statistical Methods Based on Ranks*. Holden-Day, Inc., California.

Lespinas, F., Ludwig, W. & Heussner, S. 2010. Impact of recent climate change on the hydrology of coastal Mediterranean rivers in Southern France. *Climatic Change* 99:425-456.

Lettenmaier, D. P., Wood, E. F. & Wallis, J. R. 1994. Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948-88. *Journal of Climate* 7:586-607.

Lindstrom, G. & Bergstrom, S. 2004. Runoff trends in Sweden 1807-2002. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 49:69-83.

Loaiciga, H. A., Valdes, J. B., Vogel, R., Garvey, J. & Schwarz, H. 1996. Global warming and the hydrologic cycle. *Journal of Hydrology* 174:83-127.

López-Bustins, J.-A., Martín-Vide, J. & Sánchez-Lorenzo, A. 2008. Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change* 63:171-176.

López-Moreno, J. I. 2005. Recent variations of snowpack depth in the central Spanish Pyrenees. *Arctic Antarctic and Alpine Research* 37:253-260.

López-Moreno, J. I. 2006. Cambio ambiental y gestión de los embalses en el Pirineo Central español. Consejo de Portección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 208 pp.

López-Moreno, J. I., Beguería, S. & García-Ruiz, J. M. 2002. Influence of the Yesa reservoir on floods of the Aragon River, central Spanish Pyrenees. *Hydrology and Earth System Sciences* 6:753-762.

López-Moreno, J. I., Begueriaa, S. & García-Ruiz, J. M. 2006. Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: response to climatic factors or to land-use change? *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 51:1039-1050.

López-Moreno, J. I., Beguería, S. & García-Ruiz, J. M. 2004. The management of a large Mediterranean reservoir: Storage regimens of the Yesa Reservoir, Upper Aragon River Basin, central Spanish Pyrenees. *Environmental Management* 34:508-515.

López-Moreno, J. I., Begueria, S., Vicente-Serrano, S. M. & Garcia-Ruiz, J. M. 2007. Influence of the North Atlantic Oscillation on water resources in central Iberia: Precipitation,

streamflow anomalies, and reservoir management strategies. *Water Resources Research* 43. Doi:10.1029/2007wr005864.

López-Moreno, J. I., Beniston, M. & García-Ruiz, J. M. 2008. Environmental change and water management in the Pyrenees: Facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Global and Planetary Change* 61:300-312.

López-Moreno, J. I. & García-Ruiz, J. M. 2004. Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 49:787-802.

López-Moreno, J. I. & Vicente-Serrano, S. M. 2008. Positive and negative phases of the wintertime north Atlantic oscillation and drought occurrence over Europe: A multitemporal-scale approach. *Journal of Climate* 21:1220-1243. Doi:10.1175/2007jcli1739.1.

López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Angulo-Martínez, M., Beguería, S. & Kenawy, A. 2010. Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955-2006. *International Journal of Climatology* 30:1026-1041. Doi:10.1002/joc.1945.

López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Morán-Tejeda, E., Zabalza, J., Lorenzo-Lacruz, J. & García-Ruiz, J. M. en prensa. Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin. *Hydrology and Earth System Sciences*.

López Moreno, J. I. & García-Ruiz, J. M. 2003. Influencia de los embalses sobre el régimen fluvial en los Pirineos centrales. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 29:7-21.

Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S. M., López-Moreno, J. I., Beguería, S., García-Ruiz, J. M. & Cuadrat, J. M. 2010. The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain). *Journal of Hydrology* 386:13-26.

Luceño, M. & Vargas, P. 1991. *Guía botánica del Sistema Central español*. Ediciones Pirámide, Madrid.

Llorens, P. & Domingo, F. 2007. Rainfall partitioning by vegetation under Mediterranean conditions. A review of studies in Europe. *Journal of Hydrology* 335:37-54. Doi:10.1016/j.jhydrol.2006.10.032.

MA. 1968-1974. *Primer inventario forestal de España*. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Montes, Caza y Pesca Fluvial, Madrid, 50v.

Machín, J., Navas, A., Domenche, S. & López-Vicente, M. 2005. El río Arlanza en cabecera: evolución reciente y tendencias en condiciones de cambio global. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 31 77-95.

Maingi, J. K. & Marsh, S. E. 2002. Quantifying hydrologic impacts following dam construction along the Tana River, Kenya. *Journal of Arid Environments* 50:53-79.

- Mann, H. B. 1945. Non parametric test against trend. *Econometrica* 13:245-259.
- Mao, D. & Cherkauer, K. A. 2009. Impacts of land-use change on hydrologic responses in the Great Lakes region. *Journal of Hydrology* 374:71-82.
- MAPA. 1990-1997. Segundo inventario forestal nacional: 1986-1995. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación, Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza. Madrid.
- Martín-Vide, J., Fernández, D. 2001. El índice NAO y la precipitación mensual en la España peninsular. *Investigaciones Geográficas* 26:41-58.
- Martín-Vide, J. & López-Bustins, J. A. 2006. The western Mediterranean oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 26:1455-1475. Doi:10.1002/joc.1388.
- Martínez-Fernández, J., Ceballos, A., Casado, S., Moran, C. & Hernández-Santana, V. 2005a. Procesos hidrológicos en una cuenca forestal del Sistema Central: cuenca experimental de Rinconada. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 31:7-25.
- Martínez-Fernández, J., Ceballos, A., Casado, S., Moran, C. & Hernandez, V. 2005b. Runoff and soil moisture relationships in a small forested basin in the Sistema Central ranges (Spain). *Geomorphological Processes and Human Impacts in River Basins* 299:31-36.
- Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C. J., Lang, H., Parment, B., Schadler, B., Schulla, J. & Wilke, K. 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *Climatic Change* 49:105-128.
- Milly, P. C. D., Dunne, K. A. & Vecchia, A. V. 2005. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438:347-350.
- Milly, P. C. D. & Wetherald, R. T. 2002. Macroscale water fluxes - 3. Effects of land processes on variability of monthly river discharge. *Water Resources Research* 38. Doi:10.1029/2001wr000761.
- Mitchell, T. D. & Jones, P. D. 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* 25:693-712. Doi:10.1002/joc.1181.
- MMA. 2003. Mapa Forestal de España, Escala 1/50.000. CD-ROM. Provincias de Ávila, Burgos, León, Palencia, Salamanca, Segovia, Soria, Valladolid, Zamora, Orense, Madrid y Cáceres. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Moberg, A. & Bergstrom, H. 1997. Homogenization of Swedish temperature data .3. The long temperature records from Uppsala and Stockholm. *International Journal of Climatology* 17:667-699.

Morales, C. G., Ortega, M. T., Labajo, J. L. & Piorno, A. 2005. Recent trends and temporal behavior of thermal variables in the region of Castilla-León (Spain). *Atmosfera* 18:71-90.

Morales Gil, A. 1999. El consumo agrícola del agua. Sus modalidades y trascendencia socioeconómica actual. En A. Gil Olcina & A. Morales Gil, (Eds). *Los Usos del Agua en España*. Caja de Ahorros del Mediterráneo e Instituto Universitario de Geografía (Universidad de Alicante), Alicante, pp 13-48.

Morán, C. 2007. Traslación en un bosque de roble melojo (*Quercus pyrenaica* willd) en la sierra de Tamames (Salamanca). Trabajo de Grado Inédito. Universidad de Salamanca.

Morin, E. & Kern, A. B. 1993. *Tierra Patria*. Kairós, Barcelona.

Muñoz-Díaz, D. & Rodrigo, F. S. 2004. Impacts of the North Atlantic Oscillation on the probability of dry and wet winters in Spain. *Climate Research* 27:33-43.

Muraz, J., Durrieu, S., Labbé, S., Andréassian, V., Tangara, M. 1999. Comment valoriser les photos aériennes dans les SIG? *Ingénieries-EAT* 20:39-58.

New, M., Todd, M., Hulme, M. & Jones, P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *International Journal of Climatology* 21:1899-1912.

Nilsson, C., Reidy, C. A., Dynesius, M. & Revenga, C. 2005. Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems. *Science* 308:405-408. Doi:10.1126/science.1107887.

Ninyerola, M., Pons, X. & Roure, J. M. 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology* 20:1823-1841.

Narrant, C. & Douguedroit, A. 2006. Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theoretical and Applied Climatology* 83:89-106. Doi:10.1007/s00704-005-0163-y.

Osborn, T. J. 2004. Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* 22:605-623. Doi:10.1007/s00382-004-0405-1.

Osborn, T. J., Briffa, K. R., Tett, S. F. B., Jones, P. D. & Trigo, R. M. 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics* 15:685-702.

Osborn, T. J., Hulme, M., Jones, P. D. & Basnett, T. A. 2000. Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *International Journal of Climatology* 20:347-364.

Oudin, L., Andreassian, V., Lerat, J. & Michel, C. 2008. Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of Hydrology* 357:303-316. Doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.021.



---

Paeth, H., Hense, A., Glowienka-Hense, R., Voss, R. & Cubasch, U. 1999. The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse-gas induced regional climate change. *Climate Dynamics* 15:953-960.

Paredes, D., Trigo, R. M., Garcia-Herrera, R. & Trigo, I. F. 2006. Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: Weather typing and storm-tracking approaches. *Journal of Hydrometeorology* 7:101-113.

Peterson, T. C. & Easterling, D. R. 1994. Creation of homogeneous composite climatological reference series. *International Journal of Climatology* 14:671-679.

Peterson, T. C., Easterling, D. R., Karl, T. R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Forland, E. J., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P. & Parker, D. 1998. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. *International Journal of Climatology* 18:1493-1517.

Petts, G. E. 1984. *Impounded rivers*. John Wiley & sons Eds, Chichester, 326 pp.

Phillips, D. L., Dolph, J. & Marks, D. 1992. A comparison of geostatistical procedures for spatial-analysis of precipitation in mountainous terrain. *Agricultural and Forest Meteorology* 58:119-141.

Phillips, I. D., McGregor, G. R., Wilson, C. J., Bower, D. & Hannah, D. M. 2003. Regional climate and atmospheric circulation controls on the discharge of two British rivers, 1974-97. *Theoretical and Applied Climatology* 76:141-164. Doi:10.1007/s00704-003-0021-8.

Phillips, J. D. 2003. Toledo Bend reservoir and geomorphic response in the lower Sabine River. *River Research and Applications* 19:137-159.

Pons, M. R., San-Martín, D., Herrera, S. & Gutiérrez, J. M. 2009. Snow trends in Northern Spain: analysis and simulation with statistical downscaling methods. *International Journal of Climatology* 30:1795-1806.

Poyatos, R., Latron, J. & Llorens, P. 2003. Land use and land cover change after agricultural abandonment - The case of a Mediterranean Mountain Area (Catalan Pre-Pyrenees). *Mountain Research and Development* 23:362-368.

Pozo-Vázquez, D., Gámiz-Fortis, S. R., Tovar-Pescador, J., Esteban-Parra, M. J. & Castro-Díez, Y. 2005. El Niño Southern oscillation events and associated European winter precipitation anomalies. *International Journal of Climatology* 25:17-31. Doi:10.1002/joc.1097.

Queralt, S., Hernández, E., Barriopedro, D., Gallego, D., Ribera, P. & Casanova, C. 2009. North Atlantic Oscillation influence and weather types associated with winter total and extreme precipitation events in Spain. *Atmospheric Research* 94:675-683.

Radziejewski, C. & Kundzewicz, Z. W. 1999. Hydrospect. A software for detecting changes in hydrological data. Version 1.0., User's Manual. World Meteorological Organization, Geneva.

Ramachandra Rao, A. & Srinivas, V. V. 2006. Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. *Journal of Hydrology* 318:37-56.

Ramankutty, N. & Foley, J. A. 1999. Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992. *Global Biogeochemical Cycles* 13:997-1027.

Ramos, M. C. 2001. Divisive and hierarchical clustering techniques to analyse variability of rainfall distribution patterns in a Mediterranean region. *Atmospheric Research* 57:123-138.

Richter, B. D., Baumgartner, J. V., Powell, J. & Braun, D. P. 1996. A method for assessing hydrologic alteration within ecosystems. *Conservation Biology* 10:1163-1174.

Rimbu, N., Boroneant, C., Buta, C. & Dima, M. 2002. Decadal variability of the Danube river flow in the lower basin and its relation with the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology* 22:1169-1179. Doi:10.1002/joc.788.

Rind, D., Perlwitz, J. & Loneragan, P. 2005. AO/NAO response to climate change: 1. Respective influences of stratospheric and tropospheric climate changes. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 110. Doi:10.1029/2004jd005103.

Rodó, X., Baert, E. & Comin, F. A. 1997. Variations in seasonal rainfall in southern Europe during the present century: Relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño Southern Oscillation. *Climate Dynamics* 13:275-284.

Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A. H., Nieto, S. & Garmendia, J. 1998. Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* 18:299-316.

Rodríguez-Puebla, C., Encinas, A. H. & Sáenz, J. 2001. Winter precipitation over the Iberian peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences* 5:233-244.

Rodríguez-Puebla, C. & Nieto, S. 2009. Trends of precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic Oscillation under climate change conditions. *International Journal of Climatology*. Doi:10.1002/joc.2035.

Rodwell, M. J., Rowell, D. P. & Folland, C. K. 1999. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature* 398:320-323.

Ruescas, A. B. 2001. Análisis de la dinámica espacio-temporal de los usos del suelo mediante sistemas de información geográfica: la cabecera de la cuenca del Canyoles. *Cuadernos de Geografía* 69-70:215-230.

Ruiz de la Torre, J. R. 1996. Mapa Forestal de España. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Dirección General de Conservación de la Naturaleza. Madrid.

Scaife, A. A., Knight, J. R., Vallis, G. K. & Folland, C. K. 2005. A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophysical Research Letters* 32. Doi:10.1029/2005gl023226.

Serrano-Muela, M. P., Lana-Renault, N., Nadal-Romero, E., Regüés, D., Latrón, J., Martí-Bono, C. & García-Ruiz, J. M. 2008. Forests and Their Hydrological Effects in Mediterranean Mountains The Case of the Central Spanish Pyrenees. *Mountain Research and Development* 28:279-285.

Serrano, A., Mateos, V. L. & García, J. A. 1999. Trend analysis of monthly precipitation over the Iberian Peninsula for the period 1921-1995. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere* 24:85-90.

Shelton, M. 2009. *Hydroclimatology. Perspectives and applications*. Cambridge University Press, Cambridge, 425 pp.

Shorthouse, C. A. & Arnell, N. W. 1997. Spatial and temporal variability in European river flows and the North Atlantic oscillation. *Friend'97-Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management*:77-85.

Singh, C. V. 2006. Pattern characteristics of Indian monsoon rainfall using principal component analysis (PCA). *Atmospheric Research* 79:317-326.

Sneyers, R. 1990. On the statistical analysis of series of observations. Technical Note - World Meteorological Organization, Geneva.

Sneyers, R. 1992. Use and misuse of statistical methods for detection of climate change. Climate Change Detection Project, Report on the Informal Planning Meeting on Statistical Procedures for Climate Change Detection. WCDMP.

Snoussi, M., Haïda, S. & Imassi, S. 2002. Effects of the construction of dams on the water and sediment fluxes of the Moulouya and the Sebou Rivers, Morocco. *Regional Environmental Change* 3:5-12.

Sobrino, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, C. & Olioso, A. 2007. Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA-AVHRR images for the Iberian Peninsula. *Remote Sensing of Environment* 110:139-148. Doi:10.1016/j.rse.2007.02.017.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z. & Marquis, M. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge Univ. Press New York.

Štěpánek, P. 2004. AnClim – Software for Time Series Analysis (for Windows), Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.

---

Stone, J. J., Nichols, M. H., Goodrich, D. C. & Buono, J. 2008. Long-term runoff database, Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona, United States. *Water Resources Research* 44. Doi:10.1029/2006wr005733.

Storch, v. 1995. Misuses of statistical analysis in climate research En N. A. Von Storch H, (Ed). *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*. Springer-Verlag, Berlin.

Strahler, A. N. 1957. Quantitative analysis of watershed morphology. *Transactions of the American Geophysical Union* 38:913-920.

Svensson, C., Kundzewicz, Z. W. & Maurer, T. 2005. Trend detection in river flow series: 2. Flood and low-flow index series. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 50:811-824.

Tabachnick, B. & Fidell, L. 1996. *Using multivariate statistics*. 3 edition. Harper Collins, New York.

Thompson, D. W. J., Wallace, J. M. & Hegerl, G. C. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate* 13:1018-1036.

Trenberth, K. E. 1999. Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change. *Climatic Change* 42:327-339.

Trenberth, K. E., Dai, A., Rasmussen, R. M. & Parsons, D. B. 2003. The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Doi:10.1175/bams-84-9-1205.

Trigo, R. M. & Palutikof, J. P. 2001. Precipitation scenarios over Iberia: A comparison between direct GCM output and different downscaling techniques. *Journal of Climate* 14:4422-4446.

Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S. & Esteban-Parra, M. J. 2004. North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian peninsula. *International Journal of Climatology* 24:925-944. Doi:10.1002/joc.1048.

Ubalde, J. M., Rius, J. & Poch, R.M. 1999. Monitorización de los cambios de uso del suelo en la cabecera de la cuenca de la Ribera Salada mediante fotografía aérea y S.I.G. (El Solonès, Lleida, España). *Pirineos*:101-122.

Vera Rebollo, J. F. & Torres Alfosea, F. J. 1999. Peculiaridades y tendencias en el gasto turístico del agua. En A. Gil Olcina & A. Morales Gil, (Eds). *Los Usos del Agua en España*. Caja de Ahorros del Mediterráneo e Instituto Universitario de Geografía (Universidad de Alicante), Alicante, pp 13-48.

Verstraeten, G. & Poesen, J. 2000. Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress in Physical Geography* 24:219-251.

Vicente-Serrano, S., Beguería, S. & Lasanta, T. 2000. El proceso de revegetación en un área de montaña como consecuencia de los cambios de gestión: Aplicación de un SIG al Valle Borau (Pirineo Central Español). pp 448-469. *Tecnologías Geográficas para el Desarrollo Sostenible*. Departamento de Geografía, Universidad de Alcalá.

Vicente-Serrano, S. M. 2005. El Niño and La Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian Peninsula. *Water Resources Research* 41. Doi:10.1029/2004wr003908.

Vicente-Serrano, S. M. 2006. Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910-2000). *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 51:83-97.

Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., López-Moreno, J. I., García-Vera, M. A. & Stepanek, P. 2009. A complete daily precipitation database for northeast Spain: reconstruction, quality control, and homogeneity. *International Journal of Climatology*. Doi:10.1002/joc.1850.

Vicente-Serrano, S. M., Lasanta, T. & Romo, A. 2004. Analysis of spatial and temporal evolution of vegetation cover in the Spanish central Pyrenees: Role of human management. *Environmental Management* 34:802-818. Doi:10.1007/s00267-003-0022-5.

Vicente-Serrano, S. M. & López-Moreno, J. I. 2008. Differences in the non-stationary influence of the North Atlantic Oscillation on European precipitation under different scenarios of greenhouse gas concentrations. *Geophysical Research Letters* 35. Doi:10.1029/2008gl034832.

Visbeck, M. H., Hurrell, J. W., Polvani, L. & Cullen, H. M. 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present, and future. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 98:12876-12877.

Viviroli, D. & Weingartner, R. 2004. The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 8:1016-1029.

Westmacott, J. R. & Burn, D. H. 1997. Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson River Basin. *Journal of Hydrology* 202:263-279.

Widmann, M. & Schär, C. 1997. A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *International Journal of Climatology* 17:1333-1356.

Wilks, D. S. 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 2 edition. Academic Press.

Worsley, K. J. 1979. Likelihood ratio test for a shift in location of normal population. *Journal of the American Statistical Association* 74:365-367.

Yang, D., Kanae, S., Oki, T., Koike, T. & Musiak, K. 2003. Global potential soil erosion with reference to land use and climate changes. *Hydrological Processes* 17:2913-2928.

Yue, S., Pilon, P. & Cavadias, G. 2002a. Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series. *Journal of Hydrology* 259:254-271.

Yue, S., Pilon, P., Phinney, B. & Cavadias, G. 2002b. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological Processes* 16:1807-1829.

Zhang, L., Dawes, W. R. & Walker, G. R. 2001a. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research* 37:701-708.

Zhang, X. B., Harvey, K. D., Hogg, W. D. & Yuzyk, T. R. 2001b. Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research* 37:987-998.

Zhang, X. B., Zwiers, F. W., Hegerl, G. C., Lambert, F. H., Gillett, N. P., Solomon, S., Stott, P. A. & Nozawa, T. 2007. Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends. *Nature* 448:461-U464. Doi:10.1038/nature06025.

## **10.2. Recursos web**

Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX: <http://hercules.cedex.es>

Climate Prediction Center, CPC: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml>

Climate Research Unit, CRU: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.html>

Confederación Hidrográfica del Duero: <http://www.chduero.es>

Global Change Research Information Office, GRIO: <http://www.gcrio.org>

Organización Meteorológica Mundial, WMO: <http://www.wmo.int>

Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas, SIGPAC: <http://www.sigpac.jcyl.es>



