

CAMBIOS HISTÓRICOS RECIENTES DE CAUCES Y LLANURAS ALUVIALES INDUCIDOS POR LA ACCIÓN DEL HOMBRE

Carmelo Conesa García, Pedro Pérez Cutillas, Rafael García Lorenzo y
Alberto Martínez Salvador
*Universidad de Murcia**

RESUMEN

Distinguir los impactos humanos en la morfología del cauce a partir del comportamiento natural de los sistemas fluviales resulta a veces problemático. A los factores geofísicos que controlan en mayor o menor grado la forma del cauce hay que añadir la superposición, a menudo compleja, de las alteraciones impuestas por la acción del hombre. El presente artículo constituye una revisión del estado actual de la cuestión, sobre todo en lo que afecta a los cambios históricos recientes de modelos de cauce y a las variaciones de trazado fluvial en llanuras aluviales, incluyendo las producidas dentro del ámbito mediterráneo español.

Palabras clave: Cambios históricos, trazado fluvial, modelo de cauce, llanura aluvial, acción del hombre.

Recent historical changes in channels and floodplains caused by human activity

ABSTRACT

Distinguishing human impacts on channel morphology from the natural behaviour of fluvial systems can be problematic. River basins typically encompass wide ranges of geophysical factors resulting in diverse controls on channel form. They also can incorporate long and complex histories of overlapping human disturbances. This paper shows a current review of the subject, especially in what it concerns the historical and recent adjustments in channel patterns and the *planform changes of sinuous rivers in alluvial plains*, including those of the Mediterranean Spanish area.

Keywords: historical changes, river planform, channel pattern, alluvial plain, human impacts.

INTRODUCCIÓN

El Profesor Capel Molina destacaba ya en 1996 la importancia de las tensiones externas sobre los equilibrios naturales frágiles, y muy particularmente la creciente presión del hombre sobre los elementos estabilizadores de la estructura de los ecosistemas (Capel Molina, 1996). Los sistemas fluviales no están exentos de tales influencias. En concreto, las relaciones entre los elementos geomorfológicos y antrópicos y los cambios del cauce pueden ser problemáticos debido a la multiplicidad de factores que contribuyen al cambio, la variación intrínseca del río

Fecha de recepción: 30 de abril de 2012.

Fecha de aceptación: 9 de julio de 2012.

* Departamento de Geografía. Universidad de Murcia. Campus de La Merced. 30001 Murcia (España). E-mail: cconesa@um.es

en su forma y procesos, las amplias escalas espaciales y temporales en las que actúan dichos sistemas, y el hecho de que la firma del cambio puede no ser la única para mecanismos causales específicos (Wallick *et al.*, 2007, Tockner *et al.*, 2009).

Los factores que originan los ajustes y cambios morfológicos del cauce pueden deducirse a partir de la respuesta del propio cauce. Dichos factores incluyen a su vez cambios naturales en los regímenes de caudales y sedimentos, y cambios antropogénicos tales como la estabilización de los márgenes y la regulación de la corriente. La respuesta geomórfica de los ríos a estos factores se manifiesta a través de cambios en la geometría y trazado del cauce. Discriminar estas relaciones de causa-efecto es el paso inicial para comprobar si los impactos dominantes en un período de tiempo dado son naturales o antropogénicos.

Los factores responsables de los cambios del cauce son numerosos y bien conocidos, e incluyen modificaciones en el régimen de caudal, erosionabilidad de los márgenes o aportes de sedimentos (Schumm y Lichty, 1965; Lane y Richards, 1997). A lo largo del Willamette, por ejemplo, las causas naturales de los cambios geomórficos incluyen regímenes de corriente y de sedimentos cambiantes en respuesta a cambios del clima, particularmente una glaciación de las cuencas de cabecera durante el Pleistoceno y una deglaciación durante el Holoceno (Wallick *et al.*, 2007). Además, sucesos singulares como amplias inundaciones regionales contribuyen a altos volúmenes de sedimentos y material leñoso que, junto con las crecidas de los ríos, actúan como instrumentos para remodelar la forma de los cauces.

Los ajustes de trazado se refieren a cambios bidimensionales de la morfología del río; los ejemplos incluyen los canales anastomosados que se convierten en un cauce único, o los canales meandriiformes que pasan a ser rectilíneos. Cada tipo de trazado fluvial representa estilos únicos de cambio, y para ello ha de medirse la tasa de cambio mediante diversos parámetros morfológicos (tasas de migración de tramos meandriiformes, frecuencia de avulsión de tramos anastomosados, etc.). Debido a la variación, tramo a tramo, de las propiedades del cauce o de la llanura de inundación, el estilo y la tasa de respuesta pueden variar drásticamente a lo largo de la longitud de un curso de agua.

A partir de la literatura geomorfológica pueden hacerse predicciones de primer orden sobre la dirección probable de cambio de parámetros claves como consecuencia de factores específicos. Tales predicciones constituyen hipótesis que vinculan factores geomorfológicos y antrópicos con respuestas esperables del sistema fluvial, y ofrecen una forma razonable de interpretar, en cada caso, el modelo histórico de cambio del cauce. Por ejemplo, la deforestación ribereña generalmente aumenta la erosionabilidad de los márgenes mediante la pérdida de fuerza de las raíces, lo que conduce al ensanchamiento creciente del cauce y a su migración (Zimmerman *et al.*, 1967; Rowntree y Dollar, 1999; Murray y Paola, 2003). Las grandes acumulaciones de troncos y ramas móviles redirigen generalmente las corrientes y obstruyen los cauces, provocando avulsiones y cauces de múltiples brazos (trenzados) (Tooth y Nanson, 2000; O'Connor *et al.*, 2003). Por lo tanto, en tales casos es aconsejable retirar los leños grandes para reducir las avulsiones y favorecer la formación de un único cauce más amplio (Abbe y Montgomery, 1996, 2002). Las estructuras de estabilización de márgenes y las presas de control de las inundaciones hacen disminuir la erosionabilidad de los márgenes y la erosividad de la corriente respectivamente, disminuyendo las tasas de migración y la frecuencia de las avulsiones (Larsen y Greco, 2002). Conforme el cauce se hace más estable, las barras de grava relictas y otras superficies del cauce anteriormente activas son normalmente colonizadas por la vegetación y la anchura del cauce disminuye (Nadler y Schumm, 1981).

Los factores más obvios que condicionan la interpretación del cauce son las escalas de tiempo y las localizaciones de los cambios en relación con la distribución temporal y la posición de los elementos o fenómenos que los causan. Por ejemplo, una acción o suceso que modifique directamente el cauce (p.ej. una protección del margen o un dragado) tiene mayor probabilidad de originar directamente un cambio del cauce que las actividades desarrolladas sobre la llanura de inundación adyacente. Además, las acciones humanas que alteran directamente el caudal o el transporte de sedimentos (como la construcción de presas y diques) pueden tener una mayor influencia que las actividades que afectan de forma indirecta a la escorrentía y la generación de sedimentos, tales como las roturaciones y cambios de usos del suelo producidos lejos del propio cauce. La escala de determinadas actuaciones puede resultar también crítica. Así, por ejemplo, grandes presas de control de inundaciones, largos revestimientos de márgenes o una extensa deforestación en zonas de ribera podrían tener un mayor efecto que las versiones de impactos similares a escalas más pequeñas. Otra restricción importante para interpretar modelos complejos de cambio del cauce viene impuesta por el control geológico sobre el mismo.

Las inundaciones desempeñan un papel único como mecanismos para iniciar y favorecer cambios acelerados del cauce que pueden tener o no otras causas principales, o para cambiar tendencias en el ajuste morfológico del cauce. En particular, conforme se sobrepasan determinados umbrales, las inundaciones pueden catalizar o galvanizar impactos que han estado latentes u ocultos hasta ese momento (Grant *et al.*, 1984). A menudo las inundaciones producen cambios de trazado, y en ocasiones hacen que el río adopte un estilo de evolución totalmente diferente. En tales casos, un cauce meandriforme altamente sinuoso puede experimentar una serie de avulsiones y cortas de meandro, provocando un trazado de baja sinuosidad y una mayor pendiente longitudinal. Dependiendo del suministro de sedimentos, de la erosionabilidad de los márgenes y del consiguiente régimen de caudales, tales cambios de trazado podrían iniciar otros procesos de cambio en el cauce, como la incisión o el encajamiento. Desde este punto de vista, las inundaciones pueden considerarse factores detonadores de toda una cascada de alteraciones (Nakamura *et al.*, 2000) en la que un impacto puede provocar una serie de ajustes subsecuentes.

CAMBIOS HISTÓRICOS RECIENTES DE MODELOS DE CAUCE

Pueden distinguirse dos tipos de cambio de modelo de cauce (Lewin, 1977): i) *cambios autogénicos*, inherentes al régimen fluvial, y ii) *cambios alogénicos*, que se producen en respuesta a alteraciones del sistema, incluyendo las inducidas por el hombre. A menudo resulta difícil diferenciar completamente estos dos tipos, pero en cualquier caso la variación del tamaño de dicho modelo es consecuencia directa del aumento de la frecuencia y magnitud de las inundaciones. Schumm (1985) destaca seis posibilidades de metamorfosis del modelo de cauce, dado que un cauce rectilíneo podría convertirse en sinuoso o trezado, un cauce meandriforme puede cambiar a poco sinuoso o trezado y uno de estas características pasar a recto o meandriforme.

La evidencia histórica ha servido en muchas ocasiones para reconstruir los cambios de modelo de cauce (Hooke y Kain, 1982), llegando a consultar, con bastante frecuencia, fuentes documentales muy numerosas y de naturaleza diversa; por ejemplo, Graf (1988) utilizó, a lo largo del río Gila, en Arizona, más de quince fuentes históricas para identificar tramos de estabilidad y de riesgo hidromorfológico. En Devon, Hooke (1977) realizó un estudio detallado del trazado del río, comparando los modelos que aparecían en mapas de planimetría de diezmos con los de algunas ediciones de mapas de gran escala del Servicio Oficial de Topografía. Este trabajo reveló cambios en el trazado entre 1840 y 1903, incluyendo un decrecimiento en la longitud media

de onda a lo largo del 75 por ciento de su recorrido, y, además, cambios también importantes en el 69 por ciento de las secciones estudiadas entre 1903 y 1958, periodo en el que se produjo un rápido aumento de la sinuosidad. El tamaño del modelo fue cambiante, de acuerdo con las variaciones del régimen fluvial y los efectos de su regulación, lo que hacía difícil separar el grado de interferencia humana respecto de otras variables. El río White, Indiana, ha sido analizado por Brice (1974), comparando tramos del río observados en fotografías aéreas de 1937 y 1966-68 con un mapa publicado en 1880. A partir de esta comparación Brice llegó a la conclusión de que el trazado se hace menos regular y sinuoso después de 1880, debido muy probablemente a una migración acelerada provocada por la deforestación de la llanura de inundación que se llevó a cabo en el siglo XIX. El análisis espectral de la evolución de este modelo también confirma la disminución del carácter regular de su trazado (Ferguson, 1977). En este sentido se han descrito ejemplos donde la forma del río cambia después de una actividad del hombre y, así, a lo largo del río Dunajec, en los Cárpatos del Sur de Polonia, se han comparado informes y mapas hechos en 1787, 1880 y 1955, que muestran cómo el cauce fue haciéndose durante este período más sinuoso y trezado, por causa de altas tasas de escorrentía asociadas a la deforestación y a la adopción del cultivo de la patata en el siglo XIX (Klimer y Trafas, 1972). Un cambio similar se ha identificado a lo largo del valle de Wisloka.

Los cambios morfológicos pueden resultar también del confinamiento del cauce por el hombre, por ejemplo la instalación de raíles, carreteras y otras obras de ingeniería junto al cauce puede retrasar la migración autogénica de meandros aguas abajo, modificar la forma de éstos e incluso provocar cierres y estrangulamientos de meandro (Lewin y Brindle, 1977).

Un cambio en la forma global del sistema puede depender a menudo de la ocurrencia de inundaciones que exceden el umbral crítico. Éste es el caso del cauce del río Bollin en Cheshire que pasó de un estado aparentemente estable, entre 1872 y 1935, a otro mucho más dinámico, provocado por las grandes inundaciones de los años treinta, relacionadas con un aumento de la escorrentía inmediatamente después de producirse importantes cambios en los usos agrícolas del suelo e iniciarse el desarrollo urbano del área, en las primeras décadas del siglo XX (Mosley, 1975). Un caso parecido ocurrió en el Yang Tse Kiang.

La metamorfosis del trazado es más espectacular cuando el cauce cambia de un tipo de modelo a otro. El río South Platte, USA, ha sido citado siempre como un ejemplo clásico de un curso “*braided*”, pero mientras que en 1897 el cauce tenía alrededor de 800 m de anchura, 90 km aguas arriba de su confluencia con el río North Platte, éste fue estrechándose hasta alcanzar 60 m en 1959 (Schumm, 1977), y la tendencia a partir de entonces siempre ha sido el reemplazamiento del antiguo cauce trezado por otro de un único brazo, más sinuoso. A lo largo de este río, del North Platte y de los ríos de Arkansas se han realizado toda una serie de obras de control de avenidas y derivaciones para riego, y, de hecho, el estrechamiento del río North Platte está asociado a una disminución del caudal medio anual de las crecidas, de 370 m³/s a 85 m³/s (Schumm, 1977).

Con bastante frecuencia los cambios de modelo de cauce son respuestas geomórficas a las alteraciones producidas en una cuenca. En los Alpes es posible constatar, a través de datos cartográficos, la existencia de cambios a largo plazo de muchos de sus cursos fluviales. Por ejemplo, al revisar los documentos históricos y la iconografía referida al río Drac, Bouchayer (1925) comprobó que este curso pasó de tener un único cauce antes del siglo XIV a ser un río de numerosos cauces trezados a finales de la misma centuria. Mills fue destruida por las inundaciones, como también lo fueron las murallas de la ciudad de Grenoble, la zona “*braided*” se hizo más ancha y creció gracias a la formación de nuevas barras aluviales y a las sucesivas

acumulaciones de troncos. A la deforestación se atribuyó la causa principal de estos rigurosos cambios, pero sin duda la crisis climática, conocida como la Pequeña Edad de Hielo, también debió representar un papel importante.

En el río Arve, tributario proglacial del Alto Ródano, aguas arriba de Ginebra, una investigación sincrónica del Mapped Sarde (1730) y la utilización de parámetros semicuantitativos (anchura del cauce activo, sinuosidad del *talweg* principal) demostraron la existencia de cambios del modelo “*braided*”, en relación con la disminución de la pendiente y las variaciones de régimen anteriores a los primeros impactos antropogénicos directos sobre el sistema fluvial (Peiry, 1988). Por otra parte, el análisis comparativo de mapas antiguos referidos al tramo medio de este río mostró un aumento de la actividad “*braided*” a comienzos del siglo XVIII, producto de importantes acarrees sólidos asociados al avance de la Pequeña Edad de Hielo en el siglo XVII (Grove, 1966). Un tipo diferente de cambio ocurrió a lo largo del río Loira (Straffin y Blum, 2002). Bommer (1972) describe la evolución espacial de las islas colonizadas por vegetación y la constricción de los cauces, constricción que atribuye al cambio hidrológico producido desde principios del siglo XX, representado muy probablemente por un decrecimiento de las inundaciones pico. Para la sección comprendida entre Ambroise y Tours se han compilado diversos mapas de 1830 y estudios posteriores, a escala 1/20000 y 1/25000. La anchura del cauce para caudales medios se redujo un 17 por ciento de 330 a 275 m (Bommer *et al.*, 1979).

Los principales cambios son los inducidos por el hombre. El curso inferior del río Ain, afluente del Ródano, ha sido poco cartografiado, pero diversos testimonios históricos muestran un río “*braided*” hasta 1930 y una metamorfosis subsecuente hacia el modelo meandriforme, probablemente debida a la combinación de varios factores: un enrarecimiento natural de fuertes inundaciones desde el final de los años cincuenta, una disminución de la carga de lecho y un descenso de los caudales pico después de la construcción de embalses de cabecera, la constricción del río, en tramos ya meandriformes, por muros que reducen la migración lateral, el crecimiento de la vegetación en los márgenes del río y la reforestación de la llanura de inundación tras el abandono del pastizal. La meandrización y la erosión acelerada del lecho (2 m durante la última centuria) han cambiado las condiciones ecológicas de la llanura de inundación, en la que aparece un complejo conjunto de unidades sedimentarias (Amorós *et al.*, 1986).

Los mapas del bajo Durance, único tributario importante del Ródano en Provenza, representan una muestra de los impactos derivados de la presa de Serre-Ponçon, levantada en 1960 con una capacidad de 1 km³. Aguas arriba del represamiento, el cauce trenzado fue más o menos constreñido por diques de tierra, pero su inestabilidad impidió la formación de bosques ribereños. Aguas abajo y después de la construcción de la presa, el lecho del río experimentó un decrecimiento drástico en su dinámica fluvial y un rápido desarrollo del bosque ribereño. A principios de los 90, la margen izquierda estaba ocupada por una carretera y el único cauce que existía debía ser limpiado artificialmente (Clébert y Rouyer, 1991).

De todos los ríos franceses, el Ródano es el mejor conocido, gracias a la obra de PARDÉ (1925), puesta al día en sucesivas ediciones, el extenso estudio de Bethemont (1972) y los trabajos del Servicio Especial del Ródano y del C.N.R.



Figura 1. El río Moesa cerca de Grono (Pascoletto), antes y después de las intervenciones llevadas a cabo en el período 1999-2010. Fuente: CIRF (2012).

El Río Moesa, en Soazza, ha sido objeto de varias acciones que tienen como fin principal devolverle su naturalidad (supresión del malecón y dique longitudinal, restauración de su dinámica lateral, etc.). Se trata de un río alpino con lecho de grava que había sido constreñido por la presencia de áreas urbanizadas y de carreteras próximas a su curso. Muy recientemente, desde 1999 hasta 2010, se han llevado a cabo diversos proyectos encaminados a la recuperación de su calidad hidromorfológica (figura 1) mediante diferentes tipos de medidas: ensanchamiento del cauce, rebajamiento de la altura de los márgenes, retirada o supresión de escolleras, regeneración de la vegetación natural en la llanura de inundación, creación de pozas para anfibios, restauración de la conectividad longitudinal para la fauna acuática, reconexión del río con la llanura de inundación y reconexión de los tributarios con la corriente principal.

Los casos de destrucción total de modelos de cauce son además más raros que las evoluciones complejas que hacen que ciertas islas desaparezcan y reaparezcan según ciclos sucesivos de erosión y sedimentación, debidas, a veces, a las reiteradas actuaciones del Estado y de las Comunidades Ribereñas. Por ejemplo, las 20 hectáreas de la isla de Bésignolles en Pierrelatte, desmontadas en el siglo XVIII y desmanteladas por la crecida de 1840, reaparecieron lentamente a partir de 1846. Procesos similares tuvieron lugar en el territorio d' Aramon, donde las modificaciones de la confluencia Ródano-Durance entre 1793 y 1813 provocaron la desaparición de la isla de Mouton, seguida hacia 1848 de la emersión de la isla Casseyrolles, que se extendió sobre el antiguo emplazamiento partiendo del margen derecho (Archivos del Service de la Navigation du Rhône, Subdivision D' Avignon).

Respecto a los cambios naturales del trazado, y según diversas fuentes documentales (archivos estatales, departamentos de universidades italianas), destaca el desplazamiento, unos 2 km hacia el norte, del cauce del río Po aguas abajo de la confluencia con el Tanaro, producido desde el siglo XVIII hasta la actualidad, y el cambio en la dirección del río Sesia efectuado con anterioridad al siglo XVI. Cambios también significativos se observan en torno a Valenza, donde una fase de gran acumulación desarrollada en el siglo XIX originó un modelo de cauce "braided" en la confluencia del río Ticino, obligando a éste a desplazarse 2 km aguas abajo, o en el sector de Orio Litta, donde el estrangulamiento natural de un meandro provocó el cambio

de emplazamiento del núcleo de Corte S. Andrea, que pasó de la parte derecha a la izquierda del actual río Po.

CAMBIOS DEL TRAZADO FLUVIAL EN LLANURAS ALUVIALES

Algunos autores indican cómo al menos para periodos relativamente cortos (décadas o siglos), los ríos transportan en las llanuras aluviales sólo una pequeña fracción del sedimento total depositado a lo largo del valle (Knighton, 1998). En tales casos, la mayor parte de la formación sedimentaria que conforma la llanura aluvial no se halla afectada por los procesos fluviales actuales (Brierly y Fryirs, 2006) y, por tanto, el registro geológico de la llanura permite descifrar la dinámica y los cambios fluviales a escala temporal de varios miles de años. En este sentido cada vez son más numerosos los trabajos que aluden a las llanuras aluviales como sistemas especialmente proclives al registro de los cambios rápidos de variables independientes, como el clima o la actividad humana (Taylor y Lewin, 1997; Kochel y Miller, 1997), incluso a corto plazo (miles de años) (Nanson y Croke, 1992; Brown, 1997; Ollero Ojeda, 2000; Bridge, 2003; Uribe Larrea *et al.*, 2003; Schneider *et al.* 2007; Schriek *et al.* 2007).

La carga de sedimentos transportada por un río y la erosión producida en el lecho y márgenes de su cauce determinan una situación de equilibrio en relación con las características del medio físico en que se desarrolla. La naturaleza de este equilibrio, definido indistintamente como “*equilibrio dinámico*”, “*cuasi-equilibrio*”, “*estado estable*”, “*gradual*” y “*de régimen*” (Dury, 1966; Blench, 1969; Hickin, 1974), puede establecerse considerando la efectividad geomorfológica de los sucesos hidrológicos a distintas escalas temporales. La respuesta morfológica de los cauces aluviales a las variaciones de caudales de agua y de sedimentos es muy diferente a largo, medio y corto plazo. La alteración, a largo plazo, de las condiciones medioambientales (clima, hidrología, topografía, suelos, cobertura vegetal,...) provoca en el sistema fluvial ajustes graduales y progresivos, que tienden a mantener una situación de equilibrio. A esta escala de tiempo, Schumm (1973) sugiere un equilibrio de régimen discontinuo –*equilibrio dinámico, metaestable*– influido por umbrales que controlan la dinámica general de la corriente.

Los ajustes del sistema a medio plazo se hallan frecuentemente forzados por actividades humanas que originan un desequilibrio temporal en el cauce. El cambio en el transporte de sedimentos es, en este caso, un umbral interpuesto, de carácter transitorio, más que una tendencia continua. Estas modificaciones inducidas por el hombre incluyen *efectos directos* causados por medidas de gestión, obras de acondicionamiento del río y regulación de sus caudales, y *cambios indirectos* asociados a alteraciones en los usos del suelo de la cuenca, cuya repercusión en la producción de sedimentos y escorrentía genera nuevas condiciones medioambientales a las que el sistema fluvial termina adaptándose (Park, 1981; Morisawa, 1985; Conesa García, 1995; Conesa García *et al.*, 2007).

A corto plazo, el cauce y la llanura aluvial pueden ser afectados por sucesos hidrológicos extremos, aislados en el tiempo. En ocasiones, sus efectos resultan catastróficos, siendo capaces de introducir cambios globales en el sistema fluvial. Los cursos más sensibles a este tipo de sucesos son los pertenecientes a medios semiáridos, caracterizados por un régimen irregular, a menudo torrencial, y una escasa o nula fitoestabilización de los márgenes fluviales (Wolman y Gerson, 1978; Hupp y Simon, 1991; Hooke y Mant, 2000; Conesa García, 2005). La efectividad geomorfológica de estas corrientes depende directamente de su magnitud y frecuencia (Conesa García y Martínez Alcocer, 1995).

La llanura aluvial es también un elemento básico funcional del sistema fluvial. De hecho, la calidad funcional del sistema fluvial se obtiene a partir de la suma de las valoraciones de tres parámetros: la naturalidad del régimen de caudal, la disponibilidad y movilidad de sedimentos y la funcionalidad de la llanura de inundación. Durante las avenidas funciona como recinto de disipación de energía de las aguas desbordadas y de almacenamiento de caudal, con un efecto laminador que repercute en la reducción del caudal punta con el aplanamiento del hidrograma aguas abajo. También constituye un recinto de decantación de los materiales finos que la corriente transporta en suspensión, decantación responsable del crecimiento vertical de los depósitos y de su fertilidad. Es, por tanto, una forma de relieve de acreción o acumulación.

Actualmente, son muchos e importantes los elementos antrópicos de la llanura de inundación, y en especial infraestructuras transversales a la misma, que alteran los flujos de crecida. Las motas o diques longitudinales son los principales elementos de defensa para evitar las inundaciones, pero constituyen elementos negativos para la calidad hidrogeomorfológica del río, por cuanto dificultan la funcionalidad natural del desbordamiento (restringen las funciones naturales de laminación, decantación y disipación de energía). Determinados usos del suelo, aunque no estén protegidos, también reducen la funcionalidad natural de la llanura de inundación. Se trata principalmente de edificaciones y procesos de urbanización, que implican no sólo obstáculos superficiales, sino también subterráneos (cimentaciones a veces muy profundas), además de una impermeabilización del suelo que incrementa localmente la escorrentía. Los terrenos de cultivos son también sobreelevados en ocasiones para reducir su inundabilidad. Dragados frecuentes y encauzamientos pueden llegar a provocar tal incisión del cauce dejando colgada la llanura de inundación, en cuyo caso ésta habrá perdido totalmente su funcionalidad.

Finalmente, la riqueza natural de las llanuras aluviales, junto con esa alta capacidad de cambio, es fundamental en la formación y conservación de yacimientos arqueopaleontológicos en los valles fluviales. Por esta razón el estudio de las llanuras aluviales está cada vez más extendido en el ámbito de la geoarqueología (Brown, 1997).

DINÁMICA Y EVOLUCIÓN DE LAS LLANURAS ALUVIALES EN EL ÁMBITO MEDITERRÁNEO ESPAÑOL

En el ámbito mediterráneo español las llanuras aluviales muestran una dinámica reciente bastante parecida, sobre todo debido a su intensa ocupación por el hombre y a la frecuente regulación hidrológica practicada aguas arriba. A pesar de ello, las particularidades ambientales de cada cuenca se hacen notar sensiblemente en el desarrollo de las llanuras de inundación aguas abajo. El cuadro 1, confeccionado a partir de un amplio repertorio bibliográfico, expresa los factores de cambio del cauce y las respuestas de éste más comúnmente observadas en las llanuras aluviales mediterráneas de la Península Ibérica.

Cuadro 1. Respuestas del cauce más comunes ante procesos naturales y antropogénicos que actúan como factores de ajuste morfológico en llanuras aluviales de la vertiente mediterránea española.

Factores de cambio del cauce		Respuestas del cauce más comunes				
		Wc	Lc	λ	T _m	T _{av}
Naturales	Grandes inundaciones	Aumenta	Decrece debido a las avulsiones	Aumenta	Aumenta	Aumenta
	Inundaciones moderadas (lecho activo inundación)	Aumenta	Aumenta con la migración	Aumenta	Aumenta	Aumenta
Antropogénicos	Pérdida de vegetación ribereña	Aumenta	Aumenta	Sin datos	Aumenta	Variable
	Retirada de obstáculos	Decrece	Aumenta o decrece	Variable	Decrece	Decrece
	Revestimiento del cauce	Decrece	Se estabiliza	Se estabiliza	Decrece	Decrece
	Construcción de Presas aguas arriba	Decrece	Se estabiliza	Decrece o Se estabiliza	Decrece	Decrece
	Modificaciones del cauce (cortas de meandros, espigones, diques, dragados, etc.)	Decrece	Se estabiliza	Decrece o se estabiliza	Decrece	Decrece

Wc = anchura del cauce; Lc = longitud del cauce; λ = longitud de onda; T_m = tasa de migración; T_{av} = tasa de avulsión. Fuente: recopilación bibliográfica (Ménanteau y Vanney, 1985; Carmona y Olmos, 1994; Conesa García, 1995; Pinilla *et al.*, 1995; Ollero, 1996, 2004; Uribealrrea *et al.*, 2003; Jaso *et al.*, 2007).

Los mejores ejemplos de meandros libres y de llanuras aluviales dinámicas pueden encontrarse en los tramos medio y bajo del río Ebro. En concreto, entre Logroño y La Zaida (corredor aragonés), a lo largo de 346,5 km de cauce, el Ebro constituye uno de los ejemplos de cauce dinámico más valiosos de Europa (Ollero, 1996, 2004). La anchura media de su extensa llanura de inundación es de 3,2 km, llegando a alcanzar una anchura máxima de 6 km. El índice de sinusidad se sitúa entre 1,5 y 1,6. Entre sus márgenes se aprecian importantes diferencias. Las convexas o lóbulos de meandro están conformadas por sedimentos predominantemente gruesos (*point-bars*) y fácilmente inundables, por lo que no han sido puestas en cultivo en su totalidad y conservan masas de vegetación de ribera o sotos. Las cóncavas, más elevadas sobre la corriente (2 a 3 m) y formadas por materiales finos depositados por decantación en los sucesos de crecida, carecen de formaciones vegetales, se encuentran cultivadas hasta la misma orilla y en su práctica totalidad protegidas contra la erosión. La llanura de inundación, conformada por depósitos de desbordamiento originados por decantación y acreción vertical de materiales finos, muestra numerosas huellas de antiguos cauces abandonados de planta semicircular, pruebas evidentes de una dinámica fluvial muy activa.

A lo largo de la historia se han registrado continuos cambios de trazado en el cauce, bien bruscos (cortas de meandro producidas durante las crecidas), bien progresivos (erosión de márgenes cóncavas, con la consiguiente migración de cada meandro), pero son mínimos en la actualidad por la retención de sedimentos en los embalses y por la proliferación de defensas que

sujetan las orillas. Los musulmanes construyeron los primeros diques y motas longitudinales para evitar la inundación de la huerta, pero fue el *boom* de la navegación en los siglos XVII y XVIII el que hizo que se talaran sotos para poder remolcar los barcos desde las orillas y que se cortaran algunos meandros para reducir el recorrido. También se hizo alguna corta para proteger a los canales Imperial y de Tauste de la erosión de los meandros. Las fotografías aéreas de 1930 son un documento excepcional que muestra un Ebro totalmente distinto al actual. Apenas contaba con sotos, y mostraba una dinámica muy torrencial, con extensas superficies de gravas sin colonizar. Entre 1950 y 1970 se producen cambios muy significativos en la cuenca con clara repercusión en el colector principal (Ollero *et al*, 2004). Se construyen grandes embalses que reducen el número de crecidas y retienen sedimentos y, además, se abandona la economía tradicional agro-ganadera de montaña, y con ello muchos pueblos y sus terrenos de cultivo; el bosque se recupera, con lo que la escorrentía se regula y la producción de sedimentos se reduce. En consecuencia, el curso del Ebro se estabiliza, las gravas no se renuevan con facilidad y la vegetación, menos limitada por las crecidas, las coloniza sin dificultad, instalándose los sotos en las mismas orillas del cauce. Éste ya no se divide en brazos entre las gravas, sino que se centraliza en un único curso que meandrizaba entre los sotos. Su dinámica es más lenta, pero sigue siendo evidente: erosión en márgenes cóncavos, sedimentación en las convexas y migración del vértice del meandro aguas abajo unos pocos metros cada año. Algunas crecidas importantes son capaces aún de generar las últimas cortas de meandro, como la de Juslibol en 1961.

Sin embargo, a esta “domesticación” del Ebro causada por factores de cuenca hay que añadir otro proceso mucho más drástico y menos justificable: se multiplican las obras de defensa al mismo tiempo que se invade el terreno de los sotos con cultivos y plantaciones de chopos. La activa dinámica implica inestabilidad, ya que cualquier modificación en alguno de los elementos del sistema hace alterar el resto en una nueva búsqueda de equilibrio natural. Aunque buena parte de su libertad ha sido prácticamente eliminada desde los años ochenta del siglo XX (Ollero, 1996), los procesos de erosión mantienen en algunos puntos cierta actividad. El río se resiste a perder su vitalidad y sigue movilizandolos materiales, de manera que algunas barras del cauce experimentan desplazamientos hacia aguas abajo observables de un año para otro.

En el caso de Valencia, la aparente uniformidad de la llanura esconde una gran variedad de microambientes. Esta variedad explica la zonificación de las áreas afectadas históricamente. Entre las de mayor impacto cabe destacar la zona de Campanar –Marxalenes –Camí de Morvedre, situada en la margen izquierda del río. En dicha zona son frecuentes las formas de erosión, direcciones de flujo contradictorias, depósitos de grava y arena, etc.; incluso hay ocasiones en que la ciudad de Valencia no es afectada y, sin embargo, sí se inunda Campanar o cualquiera de las zonas mencionadas (Carmona y Olmos, 1994). Tal circunstancia puede explicar la escasa expansión de los núcleos de población de la margen izquierda del río próximos al canal; pueblos como Campanar o Marxalenes no han experimentado gran desarrollo hasta las últimas décadas, momento en que se han integrado en el área de difusión de la ciudad de Valencia. Esta precaria situación parece motivada por las bajas cotas de esta parte del río, que debieron de ser aún más acusadas en épocas romana y musulmana, de manera que se manifestaran prominencias como la de l’Alcúdia (tossal de ocupación musulmana en el arranque de la actual calle de Sagunt), totalmente nivelada en la actualidad con las superficies circundantes. Precisamente esta prominencia, prolongación de los restos de una superficie aluvial que desciende desde Burjassot hacia la ciudad de Valencia, constituye una barrera topográfica que impide la dispersión hacia el norte de las aguas desbordadas, concentrándolas y dirigiéndolas hacia el sur, al casco urbano antiguo de la ciudad.

En la margen derecha las crónicas mencionan la penetración de grandes volúmenes de agua en el barrio de Curtidores y la plaza de Tetuán –Pla del Remei, justificada ampliamente en el último punto por las bajas cotas correspondientes al cauce de la Rambla dels Predicadors (Carmona y Olmos, 1994). El núcleo primitivo en donde se asentaría la ciudad romana, plaza de l'Almoina, basílica de la Mare de Déu, no siempre queda libre de las inundaciones.

Un importante aspecto que resaltar en dichos fenómenos es la importante carga de sedimentos que el río aporta a la llanura costera en cada episodio de desbordamiento, indicativo de una importante erosión en la cuenca del Turia. La deforestación que debió de acompañar la puesta en explotación de las tierras del interior y la pérdida de cubierta vegetal y de suelo en la cuenca son circunstancias que, sin duda, redujeron drásticamente la capacidad de infiltración de los suelos y, por lo tanto, favorecieron la génesis de fuertes picos de crecida difíciles de contener en las partes bajas del sistema fluvial. El aterramiento de los lechos en las partes terminales de la cuenca es una de las consecuencias de esta intensa actividad morfológica (Carmona y Olmos, 1994).

La zona de mayor dinamismo geomorfológico del río Guadalquivir corresponde a las Marismas y sectores inmediatos aguas arriba. En la Antigüedad hay referencias a unas bocas del Betis distintas de las de hoy. La fuente más clara a este respecto es la *Geographía* de Estrabón (III, II, 4-5), que habla de un ambiente palustre de esteros e islas. Pero no faltan informes que aluden a situaciones más arcaicas y que sugieren que, lo que en época romana se denominó lago Ligustino, antes fue golfo más que albufera: la ensenada tartésica (Avieno 265-306). En ella desembocaba el Betis mucho más arriba –al menos setenta kilómetros en línea recta– de donde lo hace ahora. Desde Matalascañas y Sanlúcar de Barrameda, el golfo se abría en forma triangular hasta alcanzar su vértice superior en Coria del Río (*Caura*). A partir de este punto y hasta la antigua *Ilipa* (Alcalá del Río) se extendía el estuario propiamente dicho, en el que el Guadalquivir comenzaba a dibujar sus principales meandros históricos a través de una llanura de inundación convertida hoy en vega aluvial (Ménanteau y Vanney, 1985). En los mapas antiguos se observa la importancia de la red de antiguos canales de marea llamados caños. El caño de la Albina, situado en la orilla izquierda del cauce actual, era un caño principal que drenaba una marisma con influencia mareal. Los arroyos que salían de los antiguos esteros de la margen izquierda debieron ser en otro tiempo canales de marea secundarios. La formación progresiva de meandros tiene lugar a partir del siglo XVIII. A principios de este siglo los meandros (vueltas o tornos) eran ya pronunciados. La exageración de su curvatura y la acreción de la margen convexa era la nota más característica en algunos mapas de la época. Tal exageración se efectúa sin migración río abajo, lo que constituye uno de los rasgos más comunes de los meandros de estuario. Tras las sucesivas cortas de meandro practicadas desde finales del siglo XVIII el Bajo Guadalquivir se ha convertido en un estuario artificial casi rectilíneo y la concentración del caudal de marea en un cauce único ha provocado una reconquista de la función de la marea (Ménanteau y Vanney, 1985).

Actualmente, las infraestructuras hidráulicas y viarias ejercen una importante influencia sobre el funcionamiento y ajustes morfológicos de las llanuras de inundación dentro del ámbito mediterráneo español. Aplicando algunos conceptos básicos de geometría, queda claro que la función laminadora de las avenidas que desarrolla la llanura de inundación es potencialmente más efectiva que la de los actuales embalses de la cuenca. Los caudales generados por las intensas lluvias de abril de 2007 en distintas zonas de la vertiente mediterránea tenían perfecta cabida en las llanuras o vegas fluviales (Jaso *et al.*, 2007). Estas llanuras son tan extensas en el caso de grandes ríos, Arga, Ega, Aragón y Ebro, que con una lámina de agua de sólo 5 cm de espesor se

almacenan cantidades equivalentes o superiores a las almacenadas por cualquiera de los embalses de la cuenca (Itoiz, Yesa, ...). Este efecto de regulación además sería incomparablemente mayor si se estableciera un verdadero espacio de libertad fluvial. Para conseguir este espacio habría que empezar por corregir la influencia de muchos de los obstáculos construidos por el hombre sobre el flujo natural del agua en la llanura de inundación (puentes, pasos en terraplén, etc.). También, al igual que se está haciendo en muchos países desde hace ya varias décadas, convendría eliminar o rebajar parte de las actuales y peligrosas motas de defensa, o en algunos casos situarlas más alejadas del cauce, evitando así concentraciones de agua en lugares situados aguas abajo de los tramos encauzados por los diques, que pueden resultar peligrosas tanto para el hombre como para el funcionamiento natural del sistema fluvial. Sin duda, los cursos de agua son los agentes que mejor gestionan sus propias crecidas (Jaso *et al.*, 2007).

El estudio hidráulico de la plana inundable del Júcar es especialmente complejo debido a su especial morfología, en la que las márgenes del río se encuentran elevadas sobre la misma. Esta configuración, calificada como “cauce colgado”, da lugar a que las aguas desbordadas fluyan con independencia de las aguas del cauce por depresiones y cauces extraordinarios, y con una componente transversal al mismo muy importante. Tal hecho, unido al gran número de obstáculos existentes en la plana, debido a la presencia de densas redes de acequias y de numerosas vías de comunicación, provoca que el comportamiento hidráulico de la zona tenga un fuerte carácter bidimensional.

El esquema general de flujo de la Plana está determinado esencialmente por la posición elevada del cauce sobre las márgenes (cuya capacidad es insuficiente para conducir incluso las avenidas de bajo periodo de retorno) y por la existencia de cuencas de inundación laterales que permiten el flujo de los caudales desbordados con total independencia del cauce. Estas zonas de inundación laterales son principalmente la cuenca de inundación del río Verde y el Barranco del Duch (y en mucha menor medida la cuenca de inundación del Barranco Barxeta y la zona de inundación hacia la Albufera). Además, en el caso del río Verde, su capacidad de almacenamiento es importante en comparación con el volumen de las avenidas, por lo que tiene también una función esencial de laminación y, por tanto, de reducción de los caudales que progresan aguas abajo. La importancia de esta función laminadora quedó patente durante la reciente avenida de 1997 en la que los caudales entrantes a la Plana, superiores a los 1.000 m³/s, quedaron reducidos a menos de 600 m³/s en su cruce con la autopista A-7.

También los terraplenes construidos en áreas de llanura con fines de circulación vehicular, defensa contra inundaciones o evacuación de excesos hídricos han sido permanente fuente de conflictos, particularmente aquéllos que inciden de modo transversal o ligeramente diagonal contra la dirección dominante de la escorrentía superficial. Una retención parcial ejerce, en caso de grandes crecidas, el recién construido Puente Abbas ibn Firnas sobre el río Guadalquivir a su paso por Córdoba. En muchos ambientes de llanura la construcción de obras de canalización dejando el material de la excavación a ambos lados del canal, sin prever los ingresos de aportes laterales, genera inundaciones artificiales en campos lindantes con la nueva estructura. Cuando la altura de los terraplenes, en particular en los lugares más deprimidos, alcanza valores de importancia para un sistema de llanura, se produce un efecto de almacenamiento significativo aguas arriba de la traza durante el paso de la crecida de diseño. La concentración del desagüe proveniente del área de escorrentía laminar ubicada aguas arriba, con pocos puntos de paso y con velocidades de salida relativamente altas para un área de llanura puede dar origen a un proceso de socavación, arrastre de material y acarcavamiento si los materiales son blandos.

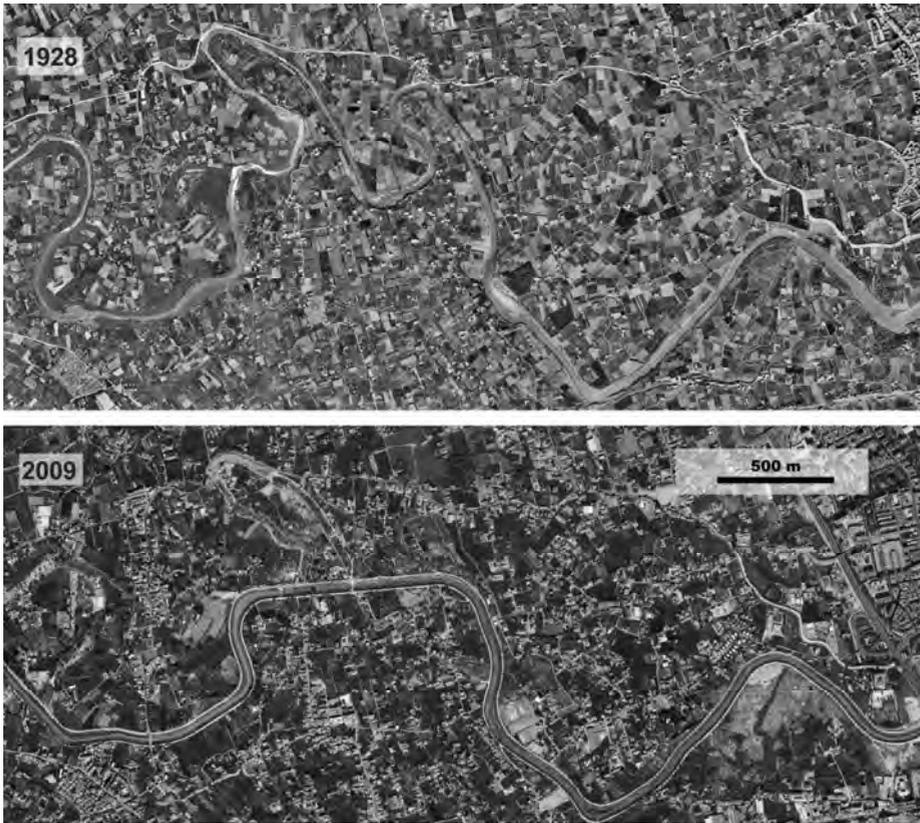


Figura 2. Cambio del trazado del Bajo Segura mediante cortas de meandros, Vega Media, entre el Rincón de Beniscornia y el Rincón de los Ortunos. Comparación de la fotografía aérea de Ruiz de Alda (1928) y la ortofoto digital de 2009, PNOA. Fuente: IDERM.

Otro claro ejemplo de la influencia del hombre en el trazado fluvial dentro de la llanura aluvial lo constituye el Bajo Segura. El cauce de este tramo de río se halla actualmente situado en el borde sur del valle, confinado por diques naturales y artificiales (motas), entre 0 y 4 m por encima de la cota de la llanura de inundación. La actividad humana ha modificado profundamente la morfología natural del valle. De hecho, una antigua zona pantanosa existente en la parte nororiental del valle (El Hondo) ha venido siendo desecada desde el siglo XVIII (Canales y Vera Rebollo, 1985). En definitiva, la variedad de los factores implica el desarrollo de distintos escenarios, que previsiblemente evolucionaron de manera diferente según las áreas. Con la modificación del régimen hidrológico y la densa red de obras de acondicionamiento, protección y derivación practicadas en el Segura, los ajustes morfológicos y sedimentarios no se hicieron esperar. De hecho, la meandrización, durante gran parte del siglo XX, estuvo controlada por los dispositivos de protección contra inundaciones (obras de regulación, canales de derivación, recrecimiento de los márgenes, etc.) (figura 2), que impedían una libre migración del cauce. Por otra parte, el área de su sección transversal había disminuido sustancialmente, como consecuencia

de la construcción, en las primeras décadas de siglo, de embalses de cabecera que supusieron un importante efecto laminador de las avenidas.

CONCLUSIONES

Diversos avances recientes en el estudio de la dinámica geomorfológica han permitido analizar las tendencias de cambio observadas en sistemas fluviales y desarrollar modelos predictivos mediante la consideración de factores ambientales específicos. Las predicciones así formuladas constituyen hipótesis que relacionan factores geomorfológicos y antropogénicos con respuestas esperables dentro de tales sistemas, y sirven de instrumento para interpretar modelos históricos de cambio del cauce.

Los factores más influyentes en la interpretación de los cambios morfológicos del cauce son la escala temporal y la localización de dichos cambios en relación con la distribución espacial y temporal de los elementos o fenómenos que los originan. La respuesta morfológica de los cauces aluviales a las variaciones de caudales de agua y de sedimentos es muy diferente a largo, medio y corto plazo. La alteración, a largo plazo, de las condiciones medioambientales provoca en el sistema fluvial ajustes graduales y progresivos, que tienden a mantener una situación de equilibrio. Los ajustes del sistema a medio plazo se hallan frecuentemente forzados por actividades humanas que originan un desequilibrio temporal en el cauce. A corto plazo, el cauce y la llanura aluvial pueden ser afectados por sucesos hidrológicos extremos, aislados en el tiempo, pero también por actuaciones agresivas del hombre. La intensa ocupación de determinados espacios fluviales, como las llanuras aluviales de la vertiente mediterránea española, ha supuesto a lo largo de la historia la instalación de numerosos e importantes elementos antrópicos, especialmente de infraestructuras transversales, que alteran los flujos de crecida. Las motas o diques longitudinales son los principales elementos de defensa para evitar las inundaciones, pero, al igual que los grandes embalses situados aguas arriba, pueden contribuir de forma decisiva a restar calidad hidrogeomorfológica a dichos espacios, por cuanto dificultan su funcionalidad natural de desbordamiento.

AGRADECIMIENTOS

El presente artículo ha sido realizado en el marco del proyecto DYCAM-SEG, “*Dinámica y cambios morfológicos recientes del Bajo Segura (Vega Media)*”, financiado por la Fundación SENECA, Agencia de Ciencia y Tecnología de la Región de Murcia, Referencia 15224/PI/10. Pero, sin duda, nuestro más profundo agradecimiento va dirigido al profesor José Jaime Capel Molina. Sus enseñanzas en la Universidad de Murcia merecen, sin duda, un alto reconocimiento. Los que tuvimos la suerte de disfrutar de su enseñanza conocemos el entusiasmo que transmitía haciéndonos partícipes de sus experiencias. Al profesor Capel Molina le debe también mucho la Geografía en España, por su fructífera producción científica, y en particular por su importante contribución al conocimiento de los Climas de España. Por todo ello, por saber combinar cientifismo y sensibilidad, por su buen hacer y porque nos ha dejado una huella imborrable, gracias.

REFERENCIAS

- ABBE, T.B. y MONTGOMERY, D.R. (1996): “Large woody debris jams, channel hydraulics and habitat formation in large rivers”, *Regulated Rivers: Research and Management* 12, 201–221.

- ABBE, T.B. y MONTGOMERY, D.R. (2003): "Patterns and processes of wood debris accumulation in the Queets River Basin", Washington, *Geomorphology* 51, 81–107.
- AMOROS, C., BRAVARD, J.P., PAUTOU, G., REYGROBELLET, J.L. y ROUX, A.L. (1986): "Synthèse, prévisions et gestion écologique ». In: A.L. Roux (Ed), *Recherches Interdisciplinaires sur les Ecosystèmes de la Basse-Plaine de l'Ain: Potentialités Evolutives et Gestion. Doc. Cartogr. Ecol.*, 29: 147-160.
- BETHEMONT, J. (1972): *Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique*. Ph. D. thesis, Université de Lyon, 642 p.
- BLENCH, T. (1969): *Mobile-bed Fluviology*, Edmonton, University of Alberta Press.
- BOMER, B., 1972. Les îles de la Loire: évolution ou stabilité. *Etudes Ligeriennes*: 69-80.
- BOMER, B., BUSNEL, L., DUAULT, C. y TROUSSELET, Y. (1979): "Milieux naturels et interventions humaines en Touraine". *53^e Congrès National des Sociétés Savantes*, Tours, pp. 177-188.
- BOUCHAYER, A. (1925): "Le Drac dans la plaine de Grenoble de 1280 à 1651", *Revue de Géographie Alpine*, 13, 115 –172, 287 – 358, 549 – 621.
- BRICE, J.C. (1974): Meander pattern of the White River in Indiana: An analysis. In M. Morisawa (Ed), *Fluvial Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, pp. 178-200.
- BRIDGE, J.S. (2003): *Rivers and Floodplains. Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell. Oxford, UK.
- BRIERLY, J.G. y FRYIRS, K.A. (2006): *Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Science. Oxford, UK.
- BROWN, A.G. (1997): *Alluvial Geoarchaeology: Floodplain Archaeology and Environmental Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- CANALES, G. y VERA, J.F. (1985): "Colonización del Cardenal Belluga en las tierras donadas por Guardamar del Segura: creación de un paisaje agrario y situación actual", *Investigaciones Geográficas*, 6, p. 143-160.
- CAPEL MOLINA, J.J. (1996): "Situaciones hidrológicas extremas (sequías e inundaciones)". IV Simposio sobre el Agua en Andalucía (SIAGA), Instituto Tecnológico y Geominero de España, T. III: 115-120.
- CARMONA GONZÁLEZ, P. y OLMOS LLORÉIS, J. (1994): "Río y ciudad: El caso de Valencia", *Revista del Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos*, Núm. 28, Ríos II.
- CIRF (2012): River Moesa in Soazza, removal of embankment and restoration of lateral dynamics, Field trip 'River Restoration in Switzerland', 21-23 May 2012, Restoring Europe's rivers, Italian Centre for River Restoration, 9 p.
- CLÉBERT, J.P. y ROUYER, J.P. (1991): *La Durance*, Ed. Privat, Toulouse, in the collection *Rivers and valleys of France*.
- CONESA GARCIA, C. (1995): "Torrential flow frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". In: Hickin, E.J. (Ed.), *River Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd. pp. 169-192.
- CONESA GARCIA, C. (2005): "Les 'ramblas' du Sud-est Espagnol: Systèmes hydromorphologiques en milieu méditerranéen sec", *Zeitschrift für Geomorphologie*, n° 49, 2. Gebrüder Borntraeger · Berlin · Stuttgart, pp. 205-224.

- CONESA GARCÍA, C. y MARTÍNEZ ALCOCER, P. (1995). “Magnitud y frecuencia de sucesos hidrogeomorfológicos del Bajo Segura anteriores a su encauzamiento”, *Papeles de Geografía*, 22: 67-86.
- CONESA GARCÍA, C., LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y GARCÍA LORENZO, R.: (2007): “Bed stability variations after check dam construction in torrential channels (South-East Spain)”, *Earth, Processes and Land Forms*, 32: 2165-2184.
- DURY, G.H. (1966): “The concept of grade”, en G.H. Dury (Ed), *Essays in Geomorphology*, London, Heinemann, pp. 21 1-234.
- FERGUSON, R. I. (1977): Meander migration: equilibrium and change. In K.J. Gregory (Ed.), *River channel changes*, John Wiley, Chichester, pp. 235-248.
- GRAF, W.L. (1988): “Definition of flood plains along arid-region rivers”. In: Baker, V.R., Kochel, R.C. & Patton, P.C. (Eds) *Flood geomorphology*. John Wiley & Sons, New York, 231-242.
- GRANT, G.E., CROZIER, M.J. y SWANSON, F.J. (1984): “An approach to evaluating off-site effects of timber harvest activities on channel morphology”. In: *Proceedings, Symposium on the Effects of Forest Land-use on Erosion and Slope Stability*, pp. 177–186. University of Hawaii, Honolulu.
- GROVE, J.M. (1966): “The Little Ice Age in the massif of Mont Blanc”. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 40, 129-43.
- HICKIN, E.J. (1974): The development of meanders in natural river-channels. *Am. J. Csi.*, 274, 414-442.
- HOOKE, J.M. (1977): “The Distribution of Changes in River Channel Patterns, The Example of Devon”. In Gregory K. J. (Ed) *River Channel Changes*, Chichester, John Wiley.
- HOOKE, J.M. y KAIN, R.J.P. (1982): “Historical Change in the Physical Environment”. In: Chin, A., *Urban transformation of river landscapes in a global context*, *Geomorphology* 79, 460-487.
- HOOKE, J.M. y MANT, J.M. (2000): “Geomorphological impacts of a flood event on ephemeral channels in SE Spain”, *Geomorphology* 34: 163-180.
- HUPP, C.R. y SIMON, A. (1991): “Bank accretion and the development of vegetated depositional surfaces along modified alluvial channels”, *Geomorphology*, 4(2): 111-124.
- JASO, C., IBARRA, J. y DEL AMO, E. (2007): “Los ríos gestionan sus propias crecidas”, *YesaNo.com*, 13-VI-2007, Fundación Nueva Cultura del Agua en Navarra.
- KLIMEK, K. y TRAFAS, K. (1972): “Young-Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sadecki Mts. (western Carpathians)”. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* VI, 85 – 91.
- KNIGHTON, A.D. (1998): *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*. Arnold, London, UK, 383 p.
- KOCHEL, R.C. y MILLER, J.R. ,(1997): Geomorphic responses to short-term climate change: an introduction”, *Geomorphology*, 19: 171–173.
- LANE, S.N. y RICHARDS, K.S. (1997): “Linking river channel form and process: time, space and causality revisited”, *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 249–260.
- LARSEN, E.W. y GRECO, S.E. (2002): “Modeling channel management impacts on river migration: a case study of Woodson Bridge State Recreation Area, Sacramento River, California, USA”, *Environmental Management* 2(30), 209–224, DOI 10.1007/s00267-002-2663-1.

- LEWIN, J. (1977): "Channel pattern changes". In: *River Channel Changes* (Ed. by K. J. Gregory), John Wiley. New York, pp. 167-184.
- LEWIN, J. y BRINDLE, B.J. (1977): "Confined meanders". In *River channel changes*. Edited by K.J. Gregory. John Wiley & Sons (Canada) Ltd., Toronto, pp. 221-233.
- MENANTEAU, L. y VANNEY, J.R. (1985): «El cauce del Bajo Guadalquivir: morfología, hidrología y evolución histórica», en *El Río: El Bajo Guadalquivir*, Ayuntamiento de Sevilla, Junta de Andalucía, pp. 116-136.
- MORISAWA, M.E. (1985): *Rivers*. Geomorphology Texts, 7 Longman Inc., New York. 222 p.
- MOSLEY, M.P. (1975): "Channel changes on the River Bollin, Cheshire, 1872-1973", *East Midlands Geographer*, 6: 185-199.
- MURRAY, A.B. y PAOLA, C. (2003): "Modeling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers", *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 131-143.
- NADLER, C.T. y SCHUMM, S.A. (1981): "Metamorphosis of the South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado", *Physical Geography* 2(2), 95-115.
- NANSON, G.C. y CROKE, J.C. (1992): "A genetic classification of floodplains", *Geomorphology*, 4: 459-486.
- O'CONNOR, J.E., JONES, M.A. y HALUSKA, T.L. (2003): "Floodplain and channel dynamics of the Quinault and Queets Rivers, Washington, USA", *Geomorphology* 51, 31-59.
- OLLERO, A. (1996): *El curso medio del Ebro: geomorfología fluvial, ecogeografía y riesgos*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza, 311 p.
- OLLERO OJEDA, A. (2000): "Primera aproximación a una clasificación de cursos fluviales aplicable a la ordenación", *Lurralde*, 23: 125-133.
- OLLERO, A., SÁNCHEZ, M. y DEL VALLE, J. (2004): "Problemática actual del Corredor ribereño del Ebro araganes en su curso de meandros libres", en Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M. (Eds): *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Universidad de Zaragoza e Institución Fernando El Católico, Zaragoza, pp. 253-263.
- PARDÉ, M. (1925): *Le régime du Rhône. Etude hydrologique*. Thesis Université de Grenoble, Grenoble, 440 p.
- PARK, C.C. (1981): "Man, river systems and environmental impacts", *Progress in Physical Geo-graphy*, 5, pp. 1-31.
- PEIRY, J.L. (1988): *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard: l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute - Savoie)*. Thèse de doctorat de géographie, Université Lyon III, France, 378 p.
- ROWNTREE, K.N. y DOLLAR, E.S.J. (1999): "Vegetation controls on channel stability in the Bell River, Eastern Cape, South Africa", *Earth Surface Processes and Landforms* 24(2), 127-134.
- SCHNEIDER, C., SCHNIRCH, M., ACUÑA, C., CASASSA, G. y KILIAN, R. (2007): "Glacier inventory of the Gran Campo Nevado Ice Cap in the Southern Andes and glacier changes observed during recent decades", *Global and Planetary Change*, 59: 87-100.
- SCHRIEK, T., PASSMORE, D.G., ROLAO, J. y STEVENSON, A.C. (2007): "Estuarine-fluvial floodplain formation in the Holocene Lower Tagus valley (Central Portugal) and implications for Quaternary fluvial system evolution", *Quaternary Science Reviews*, 26(22-24), 2937-2957.

- SCHUMM, S.A. (1973): "Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems". In: Morisawa, M. (Ed), *Fluvial Geomorphology*. University of New York, Binghamton: 301–310.
- SCHUMM, S.A. (1977): *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York, New York, USA, 338 p.
- SCHUMM, S.A. (1985): "Patterns of alluvial rivers", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13:5–27.
- SCHUMM, S.A. y LICHTY, R.W. (1965): "Time, space and causality in geomorphology", *American Journal of Science* 263, 110–119.
- STRAFFIN, E.C. y BLUM, M.D. (2002): "Holocene fluvial response to climate change and human activities, Burgundy, France", *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*, 81 (3-4): 417-430.
- TAYLOR, M.P. y LEWIN, J. (1997): "Non-synchronous response of adjacent floodplain systems to Holocene environmental change", *Geomorphology*, 18: 251-264.
- TOCKNER, K, ROBINSON, C.T. y UEHLINGER, U. (Eds) (2009): *Rivers of Europe*. Academic Press, Elsevier Ltd, London, 711 p.
- TOOTH, S. y NANSON, G.C. (2000): "The role of vegetation in the formation of anabranching channels in an ephemeral river, Northern plains, arid central Australia", *Hydrological Processes*, 14(16–17), 3099–3117.
- URIBELARREA, D., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y BENITO, G. (2003): "Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years", *Quaternary Science Reviews*, 22: 2209–2221.
- WALLICK, J.R., GRANT, G.E., LANCASTER, S.T., BOLTE, J.P. y DENLINGER, R.P. (2007): "Patterns and Controls on Historical Channel Change in the Willamette River, Oregon, USA", Chapter 23, in A. Gupta (Ed), *Large Rivers: Geomorphology and Management*, John Wiley & Sons, Ltd, pp. 491-516.
- WOLMAN, M.G. & GERSON, R. (1978): "Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology", *Earth Surface Processes and Landforms*, 3: 189-208.
- ZIMMERMAN, R.C., GOODLETT, J.C. y COMER, G.H. (1967): "The influence of vegetation on channel form of small streams". In: *Symposium on River Morphology, Publication 75*, pp. 255–275. International Association of Scientific Hydrology, Bern.