

**José David
del Moral Erencia**



**Evolución de las
inundaciones en la
Cuenca Hidrográfica
del Guadalquivir (Jaén)
desde el siglo XX:**

**Dinámica fluvial de
cauces regulados
frente a tributarios
torrenciales**

**IX Premio de Investigación
del Consejo Económico y Social
de la provincia de Jaén**

**EVOLUCIÓN DE LAS
INUNDACIONES EN LA
CUENCA HIDROGRÁFICA DEL
GUADALQUIVIR (JAÉN) DESDE EL
SIGLO XX: DINÁMICA FLUVIAL DE
CAUCES REGULADOS FRENTE A
TRIBUTARIOS TORRENCIALES**

José David del Moral Erencia

**EVOLUCIÓN DE LAS
INUNDACIONES EN LA
CUENCA HIDROGRÁFICA DEL
GUADALQUIVIR (JAÉN) DESDE EL
SIGLO XX: DINÁMICA FLUVIAL DE
CAUCES REGULADOS FRENTE A
TRIBUTARIOS TORRENCIALES**

Dirección:

Patricio Bohórquez Rodríguez de Medina



Consejo Económico y Social
de la provincia de Jaén

Edita: DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE JAÉN
Consejo Económico y Social de la provincia de Jaén

© Del autor
© De la presente edición: Diputación Provincial de Jaén

I.S.B.N.: 978-84-09-39557-6
Depósito Legal: J. 165 - 2022

Impreso en España | Unión Europea

Resumen

En la presente tesis doctoral se propone un nuevo método para la reconstrucción de eventos de inundaciones que integra técnicas clásicas y modernas. Mediante su aplicación se pretende inferir la evolución y dinámica de las inundaciones de lluvia larga, corta y relámpago en la Cuenca Alta del río Guadalquivir en un amplio espectro. Como laboratorio a gran escala se han seleccionado cuatro tramos en los que se manifiesta un alto riesgo de inundación previo para cada uno de los tipos de inundaciones consideradas: Sector Mengíbar-Marmolejo del río Guadalquivir y las cuencas de drenaje íntegras de los arroyos tributarios de Salado de Porcuna, Salado de Arjona e Ibros. Los sectores de estudio contemplan una amplia variedad de áreas de drenaje entre 14.000 y 25 km². Los eventos de inundación seleccionados en los que se evalúa el comportamiento del método son de carácter reciente y de alta magnitud, superando incluso un período de recurrencia de 500 años.

La metodología desarrollada toma como base la técnica clásica de la paleo-hidrología de inundaciones y potentes técnicas modernas como la teledetección, la topografía LiDAR y la dinámica de fluidos computacional. Como complemento se integran redes instrumentales de aforo y de precipitación para la caracterización integral de un evento dado. Se obtienen como productos un gran abanico de parámetros hidráulicos e hidrológicos como son las áreas susceptibles de inundación, la descarga pico, la precipitación máxima probable, mínima posible y su distribución geográfica, la duración mínima del evento de inundación y los puntos negros potenciales existentes a lo largo de la infraestructura de transporte.

Los resultados muestran un gran potencial sobre las inundaciones de lluvia larga, tanto en tramos caracterizados por una amplia terraza fluvial como en los que existe un valle confinado. La precisión en la predicción de las áreas inundadas es superior al 80%. La evolución desde inicios del siglo XX indica un descenso en la recurrencia de crecidas de lluvia larga debido a la progresiva regulación hidrológica de la cuenca de drenaje y la reducción de períodos húmedos de larga duración. En el cauce principal del Guadalquivir, la regulación hídrica ha provocado un proceso de

colonización del cauce fluvial por parte de la vegetación riparia que reduce el caudal mínimo necesario para la inundación, incrementando el riesgo de inundación globalmente en el sector. El proceso se ve agravado en las zonas próximas a la existencia de infraestructuras de retención hidráulica, como es el caso de Andújar.

En inundaciones de lluvia corta, se logró una reconstrucción precisa de las áreas inundadas y la descarga pico a escala de cuenca a través de la resolución de los procesos de lluvia-escorrentía asumiendo una distribución uniforme de precipitación. La aplicación recursiva del método propuesto permite refinar los resultados obtenidos con una mayor precisión (errores de 15%) en la detección de las áreas inundadas, permitiendo la caracterización de la precipitación y su distribución a muy alta resolución, siete veces superior a las redes pluviométricas. La detección rápida de puntos negros potenciales logra la catalogación de numerosos enclaves sujetos a alto riesgo que no estaban calificados como tal por los organismos de gestión, verificando el 72% de ellos con una alta fiabilidad. La evolución temporal de las inundaciones de lluvia corta muestra un incremento de magnitud y recurrencia de los eventos extremos durante las dos últimas décadas, en línea con lo indicado en las proyecciones de cambio climático.

Los eventos relámpago se reconstruyen con una alta precisión en términos de la detección de las áreas de inundación (error < 25%), duración mínima del evento, precipitación mínima y su distribución geográfica. La obtención de estos parámetros supera la limitación dada por la escasez de estaciones de aforo en cuencas vertientes de pequeña área y la baja densidad de las redes pluviométricas. Al igual que los eventos de lluvia corta, la evolución temporal de los eventos relámpago muestra una tendencia ascendente en magnitud y recurrencia durante las últimas décadas.

El método desarrollado y los resultados derivados pueden emplearse para lograr una mayor eficiencia en el cumplimiento de la legislación vigente enfocada a la detección, estudio y mitigación de las áreas de alto riesgo de inundación, conllevando una reducción del mismo y de los daños económicos asociados. Adicionalmente, la inferencia de diferentes parámetros hidrológicos concretos como la precipitación puede servir de referencia para el diseño del drenaje en las infraestructuras de transporte. Su aplicación se muestra especialmente útil para los eventos de corta duración en los que se está observando un incremento reciente en magnitud y recurrencia debido a los procesos de cambio climático.

Capítulo 1

Introducción

En el Capítulo 1 se detalla la problemática actual que causan las inundaciones de lluvia larga, corta y relámpago en España y en la cuenca hidrográfica del Guadalquivir (Sección 1.1). *Grosso modo*, las pérdidas económicas han superado los 100 millones de euros durante los últimos eventos de lluvia larga entre los años 2009-2013, generando movimientos sociales que reclaman su solución. Adicionalmente, los procesos de cambio climático concentran los acumulados de precipitación en un menor tiempo, conllevando un incremento observado de los eventos de lluvia corta y relámpago en áreas de drenaje inferiores a 1.000 km². En base a lo comentado, se plantean tres objetivos generales y cuatro específicos (Sección 1.2) con el cual se busca un aumento del conocimiento de la dinámica de las inundaciones mayoritarias de la cuenca del Guadalquivir y una disminución del riesgo actual. Finalmente, en la Sección 1.3 se detallan las novedades científicas que aporta el desarrollo de este trabajo y su impacto a nivel nacional e internacional para la gestión del riesgo de inundación sobre cuencas agrícolas de alta pendiente.

1.1. Motivación

Las inundaciones fluviales son el riesgo geológico que mayor impacto socioeconómico tiene en España y el Mundo (Ferrer et al., 2004). Las pérdidas económicas cuantificadas por el Consorcio de Compensación de Seguros en España durante el período 1971-2008 ascendieron a 3,9 billones de euros, con una media anual de 102 millones de euros (Barredo et al., 2012). En el período actual, dicha problemática está lejos de solucionarse, proyectándose un montante entre 200 y 1.200 millones de euros de pérdidas en el territorio andaluz en el período 2004-2033. (Ferrer et al., 2004). La ocurrencia de los eventos de inundación de 2009, 2010 y 2013 en la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir pusieron de manifiesto la alta vulnerabilidad existente en la actualidad, provocando daños cuantificados en 77, 54 y 18 millones de euros, respectivamente. Las inversiones asociadas durante la primera fase del Plan

Hidrológico de la demarcación hidrográfica del Guadalquivir (2009-2015), superiores a 1.000 millones de euros, no pudieron evitar ni paliar los cuantiosos daños asociados a las inundaciones de 2009-2013.

La alta incidencia y las reiteradas pérdidas económicas por las inundaciones de lluvia larga (Merz & Blöschl, 2003) han conllevado al germen de una problemática social en las localidades de Marmolejo, Andújar y Villanueva de la Reina (Jaén), canalizada mediante la fundación de diversas plataformas sociales que reclaman la adopción de medidas urgentes para la disminución o eliminación total del riesgo de inundación. Se pueden citar a modo de ejemplo la Plataforma de afectados por las inundaciones de Andújar o la Plataforma En Defensa del Río Guadalquivir. Dicho tramo en concreto se reconoció en 2015 como Área de Riesgo Potencial Significativo de Inundación (ARPSI) en el 1º ciclo de planificación de la gestión del riesgo de inundación de las Demarcaciones Hidrográficas del Guadalquivir (línea amarilla sobre la Figura 1b), ampliándose *a posteriori* en términos de área en el 2º ciclo de planificación (línea roja en la Figura 1b) de 2019. La problemática descrita ha conllevado a su selección como sector de estudio en esta tesis doctoral con la intención de conocer profundamente la evolución y dinámica de las inundaciones de lluvia larga a lo largo del tramo íntegro sujeto a riesgo, comprendido entre Mengíbar y Marmolejo.

El cuarto informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático establece que el área mediterránea española es uno de los territorios más afectados por los procesos de cambio climático, conllevando una reducción de las precipitaciones totales anuales pero con una mayor concentración de la misma en eventos extremos (Pachauri et al., 2007). Este factor tiene una repercusión directa sobre las cuencas de drenaje tributarias no reguladas. La mayor aportación hídrica en un menor tiempo conlleva un incremento de la magnitud de los procesos de escorrentía, magnificados en este tipo de cuencas de drenaje por el corto tiempo de concentración que presentan. Dicho proceso repercutirá en un notable aumento del caudal y de la peligrosidad de los eventos de inundación de corta duración (inundaciones de lluvia corta y relámpago).

La evaluación del comportamiento de la profundidad de la precipitación diaria máxima en diferentes subcuencas tributarias del río Guadalquivir permite analizar patrones en la magnitud de los eventos de precipitación con una duración de, aproximadamente, 24 horas (Figura 2). Se puede observar que la ocurrencia de eventos extremos de precipitación de alta magnitud durante las últimas décadas es muy palpable en las subcuencas del Arroyo Salado de Porcuna y de Arjona respecto a otras situadas próximas geográficamente. Los cinco valores máximos de precipitación diaria máxima (barras azules en la Figura 2) tuvieron lugar en los últimos 25 años, mostrando una tendencia similar a la que se relata en las proyecciones climáticas. Este hecho ha provocado la generación de eventos de inundación de lluvia corta de gran magnitud con unos caudales pico que se encuentran por encima de los establecidos para periodos de recurrencia de 200-500 años (ver la Sección 2.2.2). Pa-

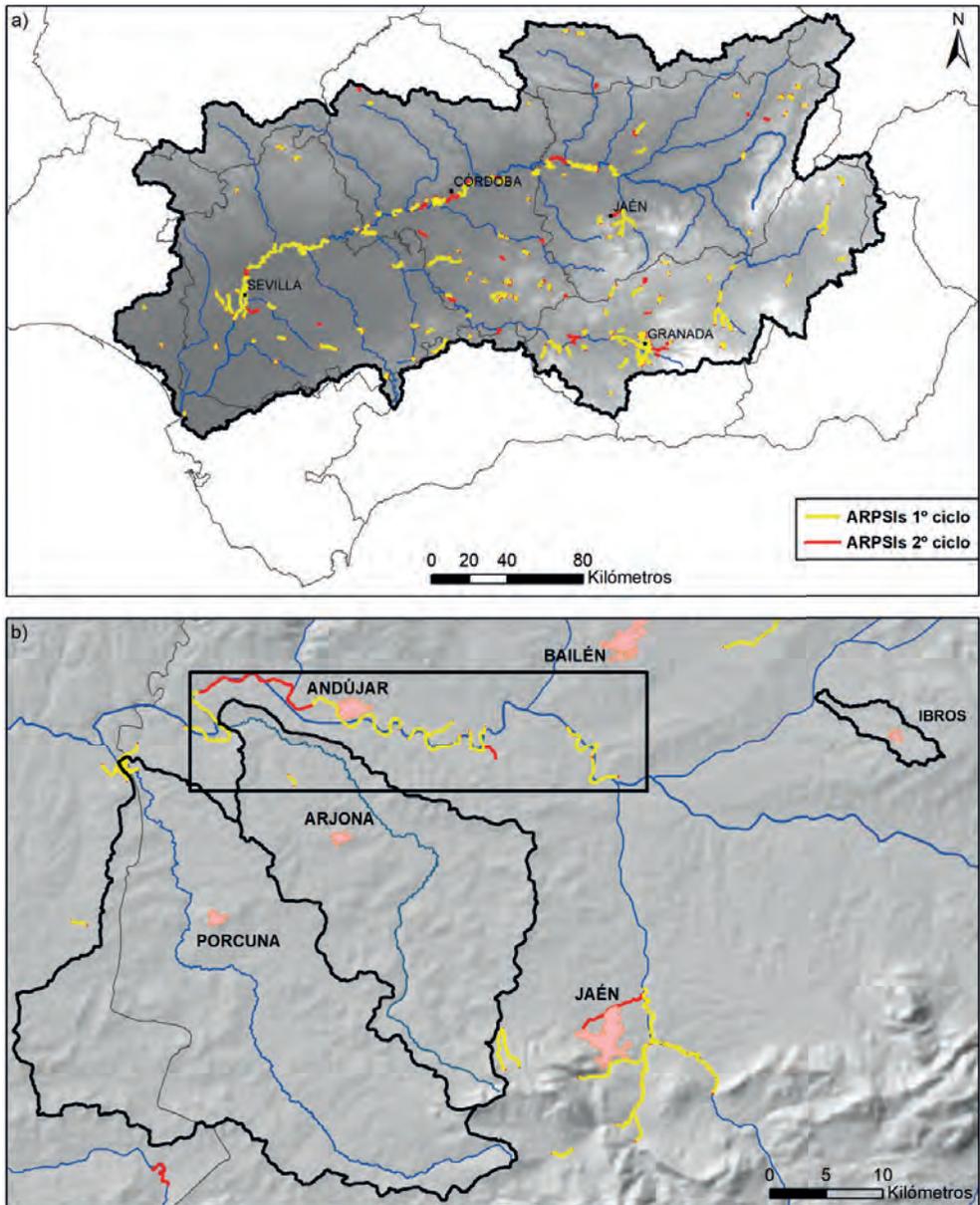


Figura 1. (a) Áreas de Riesgo Potencial Significativo de Inundación (ARPSIs) detectadas por la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir en el 1^{er} (color amarillo) y 2^o ciclo (color rojo) de planificación de las Demarcaciones Hidrográficas del Guadalquivir. (b) Detalle de las ARPSIs detectadas sobre la zona de estudio considerada.

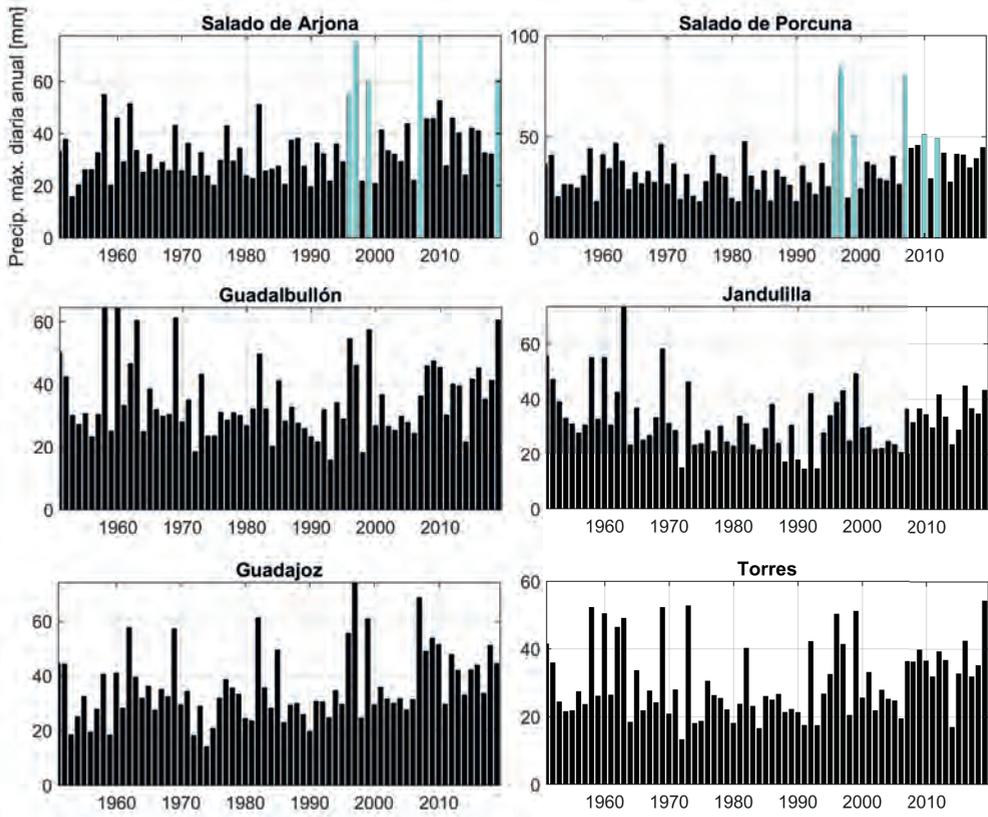


Figura 2. Precipitación máxima diaria anual (mm) de varias subcuencas tributarias del río Guadalquivir a partir de la base de precipitación *AEMETv2* (1951-2019). Nótese la recurrencia de eventos de precipitación de gran magnitud en las cuencas Salado de Arjona y Porcuna en los últimos 20 años (énfasis en color azul) en comparación a otras subcuencas próximas.

ralealmente, los daños asociados en explotaciones agrícolas y construcciones próximas al cauce se han incrementado notoriamente. Dicha casuística ha propiciado la selección de estas cuencas piloto para la caracterización de las inundaciones de lluvia corta dentro de la cuenca del Guadalquivir.

Para el análisis de las inundaciones relámpago se ha escogido la cuenca tributaria del Arroyo de Ibros en base a dos causas: en primer lugar, la existencia de un alto riesgo de inundación en gran parte del área de drenaje de la cuenca que no solo afecta a zonas agrícolas sino también directamente a zonas urbanas (Ibros). Las inundaciones fugaces y la posterior sedimentación han afectado gravemente al entramado urbano de Ibros y a su infraestructura viaria. Se cuantificaron pérdidas económicas superiores al millón de euros y una víctima mortal asociada durante los últimos episodios de 2009 y

2011. Adicionalmente, se han agravado los procesos erosivos existentes a lo largo de la cuenca de drenaje que se ven favorecidos por el uso del suelo prácticamente íntegro de olivar convencional y las condiciones orográficas de muy alta pendiente. En segundo lugar, es necesario un mayor conocimiento acerca de la evolución, dinámica y comportamiento de esta tipología de inundaciones en la cuenca de drenaje. La ausencia de estudios previos se pone de manifiesto al no existir ningún sector de la cuenca del Arroyo de Ibros calificado como ARPSI ni en el 1º ni en el 2º ciclo de planificación de las Demarcaciones Hidrográficas del Guadalquivir a pesar de la problemática comentada.

1.2. Objetivos

Se plantean tres objetivos generales, que se indican a continuación:

- a) Desarrollo de un nuevo método integral y versátil de reconstrucción de eventos de inundación modernos que englobe una combinación de las técnicas de mayor potencial existentes, tanto estándar (ej. paleohidrología de inundaciones clásica) como novedosas (ej. teledetección).
- b) Determinación y cuantificación de la modificación del riesgo de inundación en áreas reguladas de la Cuenca Alta del río Guadalquivir debido a la construcción progresiva de infraestructuras civiles de retención hidráulica desde comienzos del siglo XX.
- c) Búsqueda de una eficacia mayor en la aplicación de la legislación vigente responsable de la detección y gestión del riesgo de inundación en el territorio español y en la Unión Europea, conllevando el beneficio asociado indirecto de la reducción del mismo.

A su vez, el objetivo general a) se ha dividido en 4 diferentes objetivos específicos:

- I. Detección y verificación de las áreas susceptibles de inundación durante eventos de inundación modernos de alta magnitud de tipología lluvia larga, lluvia corta y relámpago en cuencas de drenaje tributarias y no tributarias de la Cuenca Alta del río Guadalquivir.
- II. Inferencia y verificación de los caudales máximos, duración mínima, precipitación máxima probable y distribución geográfica en eventos de inundación extremos sobre cuencas de drenaje aforada y no aforadas de la Cuenca Alta del río Guadalquivir.
- III. Caracterización temporal de la magnitud y evolución de los eventos pluviométricos a diversa escala espacio-temporal durante los últimos 50 años en la Cuenca Alta del río Guadalquivir.
- IV. Detección y verificación de puntos negros de alto riesgo de inundación existentes en la infraestructura viaria.

1.3. Impacto nacional e internacional

Los resultados obtenidos en esta tesis doctoral aportan importantes novedades científico-técnicas dentro de diferentes ámbitos como son la Hidrología, Geomorfología Fluvial, Riesgos Geológicos, Ingeniería Civil y Cambio Climático. En el ámbito de la Hidrología y Geomorfología Fluvial, se ha desarrollado una metodología innovadora de reconstrucción paleohidráulica que permite la detección y estimación de las áreas inundables, caudal máximo, precipitación máxima probable y duración de eventos de inundación que afectan a un amplio rango de áreas de drenaje con un alto detalle y precisión. La obtención directa de las áreas susceptibles de inundación podrá emplearse como una herramienta base en la localización de zonas vulnerables frente a las inundaciones que exige la legislación vigente, conllevando un incremento de la eficacia respecto a los métodos actuales y la reducción asociada del coste económico de este riesgo natural. La inferencia íntegra del comportamiento de la precipitación (intensidad, distribución espacial, entre otros) tiene cabida para mejorar y actualizar las bases pluviométricas de referencia existentes para el diseño de las infraestructuras de drenaje en las obras de ingeniería civil actuales, definidos actualmente en España por la Orden FOM/298/2016. En el campo del Cambio Climático, se logra una mayor comprensión integral de las inundaciones de lluvia corta y relámpago, que se estiman que tendrán una mayor recurrencia durante el transcurso de los años en multitud de zonas del planeta debido al proceso de concentración temporal de las precipitaciones, especialmente en enclaves sujetos a un clima mediterráneo como los considerados en la tesis doctoral. Por último, se detallan las consecuencias del proceso de regulación hídrica sobre la morfología del cauce fluvial del río Guadalquivir, su influencia en la dinámica de los procesos de inundación y la cuantificación de la modificación del riesgo de inundación ayudará a la adopción del método de gestión más adecuado de esta cuenca regulada por parte de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, teniendo como finalidad la mitigación del alto riesgo de inundación existente que ha generado una problemática social. Adicionalmente, se impulsa la adopción de un enfoque dinámico en lugar de estático para la definición de los parámetros empleados como punto de partida en los estudios de inundabilidad requeridos en las diferentes legislaciones, incrementando la verosimilitud de los mismos. La metodología presentada para la cuenca del río Guadalquivir podrá ser extrapolada a otras cuencas de drenaje hidrológicas reguladas a lo largo de España, Europa y otros enclaves, logrando una gestión más eficiente a nivel estatal, comunitario y global de los recursos hídricos.

En un plano nacional, el mayor conocimiento acerca de la dinámica del proceso de inundación de lluvia larga, lluvia corta, relámpago y la influencia de la regulación hidrológica en el tramo alto del río Guadalquivir podrá tener un notable impacto a nivel económico traducido en la adición, mejora y actualización de las Áreas de Riesgo Potencial Significativo de Inundación (ARPSIs) y de sus planes de gestión en futuros ciclos de planificación de la gestión del riesgo de inundación. Su

aplicación por parte de los organismos de gestión puede conllevar una notable reducción de los daños materiales provocados por las inundaciones. A nivel social, la mejora de las herramientas de prevención en base al método desarrollado hará posible la reducción de los daños humanos y materiales, ayudando a paliar o solventar la problemática social existente en algunas zonas como Andújar. Adicionalmente, un mayor conocimiento de las áreas inundables por parte de la sociedad favorecerá la concienciación acerca de la alta peligrosidad que entraña este riesgo natural, con visos de no repetir las acciones de urbanización ilegal en zonas de dominio público hidráulico que se han producido en numerosos enclaves desde los años 70 del siglo XX.

El método desarrollado de reconstrucción paleohidrológica sobre eventos modernos no se circunscribe a la Cuenca Alta del Río Guadalquivir, sino que es susceptible de aplicación en cualquier cuenca de carácter agrícola y pendiente notable a lo largo del territorio europeo y del resto del planeta. Por ejemplo, la Figura 3 indica la existencia de una gran cantidad de áreas agrícolas con una tasa de erosión superior a $10 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ a lo largo de Europa. Sobre ellas se encuentran catalogadas un gran número de inundaciones de alta magnitud que han causado daños económicos durante los años 2009-2011 (Alfieri & Thielen, 2015). La aplicación del método propuesto sobre las áreas indicadas podría mejorar la comprensión de la dinámica hidráulica e hidrológica de las inundaciones, logrando una reducción económica de los costes asociados.

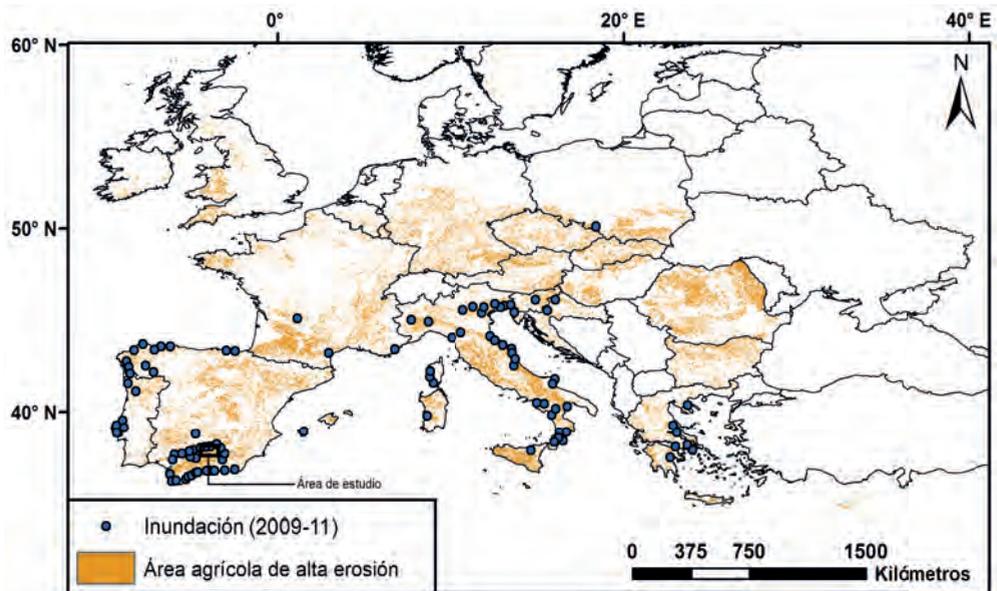


Figura 3. Mapa de áreas agrícolas sujetas a un alto riesgo de erosión ($\geq 10 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$) (relleno en naranja) e inundaciones detectadas por Alfieri & Thielen (2015) en el período 2009-2011 en tales áreas (círculo azul oscuro) (Moral-Erencia et al., 2020).

Capítulo 2

Marco geográfico general y específico

El Capítulo 2 contextualiza la cuenca hidrográfica del Guadalquivir (Sección 2.1), empezando por sus características físicas: orografía, clima, hidrología, y continuando *a posteriori* con un análisis detallado de los registros y comportamiento de las inundaciones históricas en la cuenca en base a las fuentes documentales existentes. Se continúa en la Sección 2.2 con la descripción detallada de las características de las áreas de estudio que se han seleccionado como sectores piloto: sector Mengíbar-Marmolejo del río Guadalquivir y cuencas de drenaje del arroyo Salado de Porcuna, arroyo Salado de Arjona y arroyo de Ibros. Se detallan sus características físicas, hidrológicas y la problemática existente en el marco del riesgo de inundación. Finalmente, se analiza la evolución temporal de las inundaciones durante los últimos 50 años, en las cuales se ha identificado un comportamiento desigual entre las tipologías: las inundaciones de lluvia larga muestran un descenso que contrasta con la tendencia creciente de los eventos de corta duración (inundaciones de lluvia corta y relámpago).

2.1. Marco geográfico general: Cuenca hidrográfica del Guadalquivir

El presente trabajo de investigación se desarrolla sobre la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir. Dicha cuenca drena las aguas de un área de 57.000 km² (Blomquist et al., 2007) a lo largo de las comunidades autónomas de Andalucía (90,2%), Castilla-La Mancha (7,1%), Extremadura (2,5%) y la Región de Murcia (0,2%), dentro del territorio español. La confluencia de las aguas drenadas a lo largo de su cuenca forma el río Guadalquivir. A lo largo de sus 657 km de longitud (Robles-Molina et al., 2014) atraviesa longitudinalmente una importante porción del sur de España desde la Sierra de Cazorla hasta Sanlúcar de Barrameda, pasando por las ciudades de Córdoba y Sevilla. Es el quinto río más largo de la Península Ibérica y el cuarto más largo del territorio español. Demográficamente, sobre su territorio habita el 10% de la población total de España, equivalente a más de 4,2 millones de habitantes en 476 localidades diferentes (Berbel et al., 2011).

2.1.1. Características físicas y climáticas

La cuenca del río Guadalquivir está caracterizada por la existencia de tres zonas geográficas diferenciadas (Figura 4). En la franja septentrional se sitúa el relieve de Sierra Morena, perteneciente a la unidad geológica del Macizo Hespérico o Ibérico (Simancas et al., 2001). Sierra Morena se caracteriza por una fisiografía poco prominente y continua. Las altitudes se mantienen generalmente por debajo de los 1.000 m s.n.m., exceptuando algunos sectores de las provincias de Jaén y Ciudad Real donde incluso llega a superar los 1.300 m s.n.m. En la franja central se ubica la depresión del Guadalquivir, que abarca la cuenca sedimentaria por donde discurre mayoritariamente el río Guadalquivir. Se caracteriza por un relieve suave o muy suave y altitudes inferiores a 500 m s.n.m. Sobre ella se concentran las mayores tasas de densidad poblacional de la cuenca. Por último, la cordillera Bética se localiza en el sector sureste. Consta de una alternancia de elevaciones prominentes y valles interiores. Es la zona más abrupta y compleja de la cuenca de drenaje, mostrando altitudes entre 1.000 y 3.479 m s.n.m., constituyendo también el techo de la península Ibérica.

La comentada diferencia orográfica dentro de la misma cuenca de drenaje confiere una gran variedad de matices climáticos distintos del clima mediterráneo que reina en toda la superficie. Atendiendo a la Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM), se dan cuatro variedades climáticas diferentes del clima mediterráneo (Figura 5) en base al período de referencia 1961-2000.

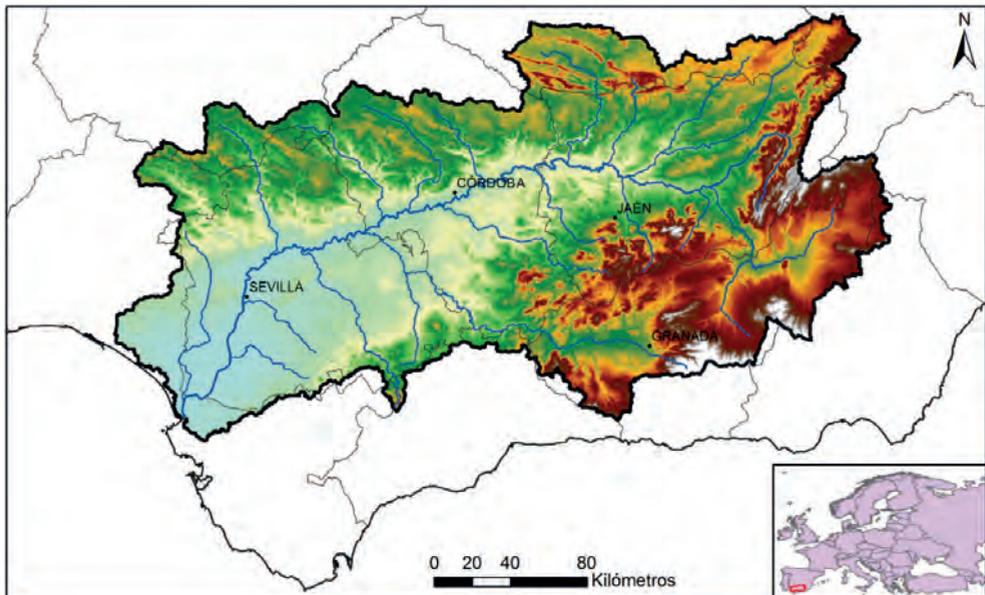


Figura 4. Contextualización geográfica de la cuenca de drenaje del río Guadalquivir.

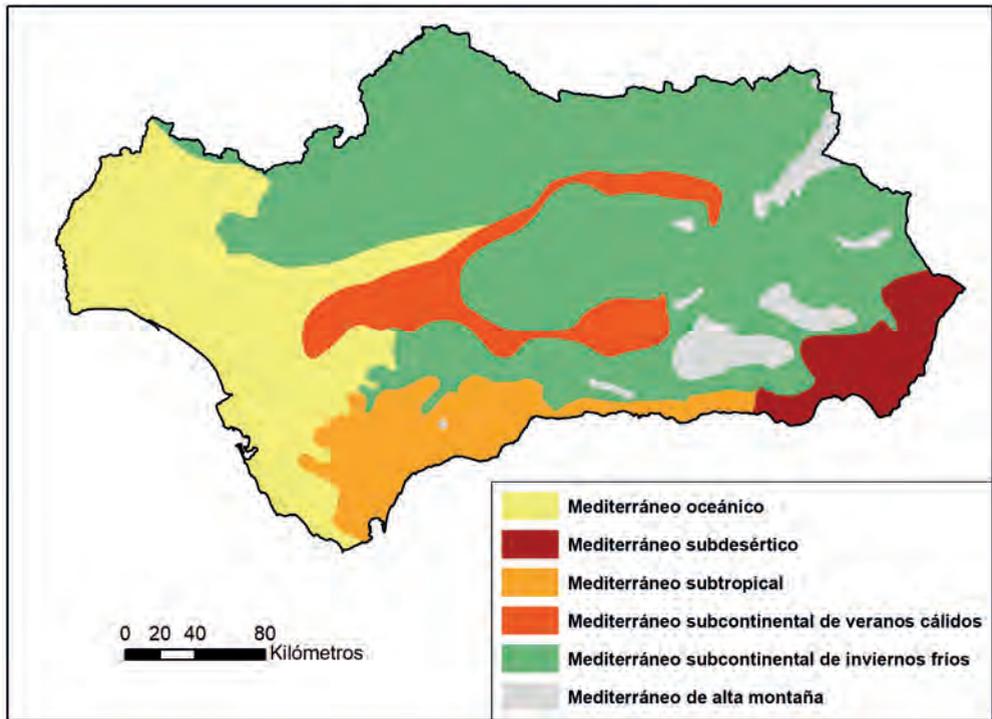


Figura 5. Variedades climáticas del clima mediterráneo en Andalucía. Fuente: Red de Información Ambiental de Andalucía (REDIAM).

El clima mediterráneo oceánico se localiza en el sector suroccidental de la depresión del Guadalquivir, dentro de las provincias de Huelva y Sevilla. Dicha variedad se caracteriza por el efecto atemperador que realiza el océano Atlántico sobre la amplitud térmica anual, reduciendo las diferencias térmicas entre en invierno y el verano. El sector central y noreste de la depresión del Guadalquivir está marcado por el clima mediterráneo sub-continental de veranos cálidos, definido por una mayor amplitud entre estaciones y altas temperaturas en la época estival que pueden llegar hasta 46 °C. Sierra Morena y las zonas medias de la cordillera Bética presentan una variedad mediterránea sub-continental de inviernos fríos. Finalmente, en las zonas más altas de la cordillera bética tiene lugar el clima mediterráneo de montaña, caracterizado por inviernos muy fríos con frecuentes nevadas y veranos de carácter suave.

La temperatura media de la cuenca se sitúa en 16,8 °C, existiendo grandes diferencias asociadas al importante gradiente altitudinal presente a lo largo de la cuenca de drenaje. La precipitación media se sitúa en 615 mm al año con una aportación hídrica media de 4.357 hm³ para el período 1951-2018. La complejidad orográfica de la cuenca causa grandes diferencias espaciales en la distribución plu-

viométrica de la misma, existiendo ubicaciones donde se superan los 1.000 mm (Sierras de Cazorla y Segura) y lugares por debajo de 400 mm anuales (Hoyas de Baza y Guadix). La distribución anual de las precipitaciones presenta un carácter irregular marcado por una pronunciada sequía estival en la cual las precipitaciones son escasas o inexistentes. El máximo anual de aportación hídrica se da entre el otoño y la primavera cuando las borrascas atlánticas asociadas al frente polar decrecen en latitud y penetran en el territorio.

La variabilidad interanual de las precipitaciones es otra característica principal de la cuenca del Guadalquivir. Los acumulados pluviométricos anuales muestran una gran irregularidad anual en los que se concatenan períodos húmedos y secos que pueden durar hasta 4-5 años. En ellos se observan diferencias en exceso y defecto hasta del 50% respecto a la media anual (Figura 6a). Se destaca especialmente el año 1995 que acumuló una media de 276 mm en la cuenca, un 49,6% inferior respecto al promedio anual. En el otro lado destacan el 1960, 1963 y el 2010, con un acumulado medio de 1.033 mm en este último. Este hecho es el causante de los frecuentes períodos de sequía en la cuenca de drenaje que reducen notablemente las aportaciones hídricas en la cuenca incluso por debajo de los 1.000 hm³ (Figura 6b) repercutiendo directamente al abastecimiento humano y agrícola (Hervás-Gómez & Delgado-Ramos, 2020).

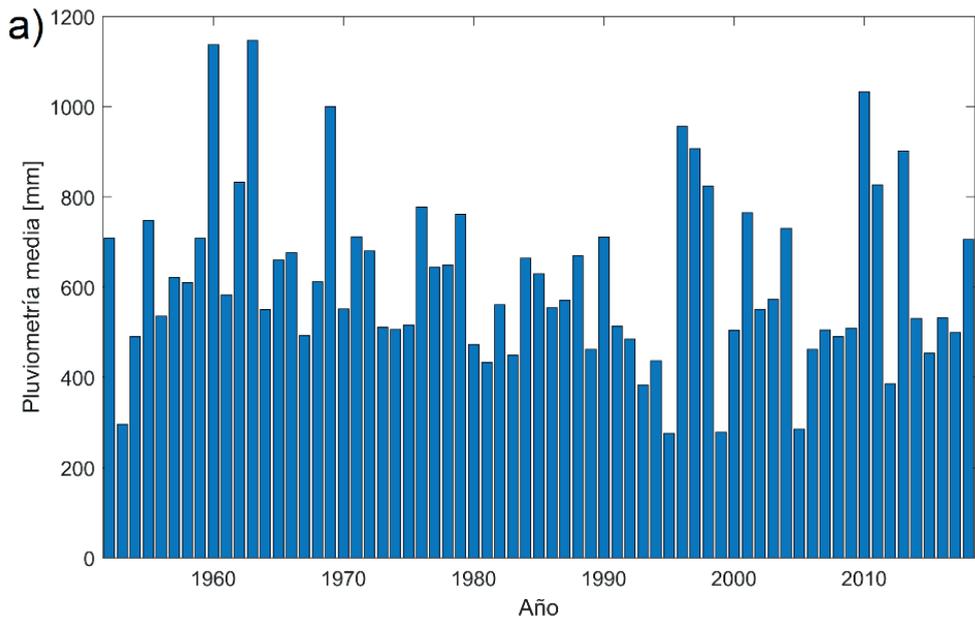


Figura 6. (a) Precipitación media anual (mm) en la cuenca de drenaje del río Guadalquivir durante el período 1951-2018.

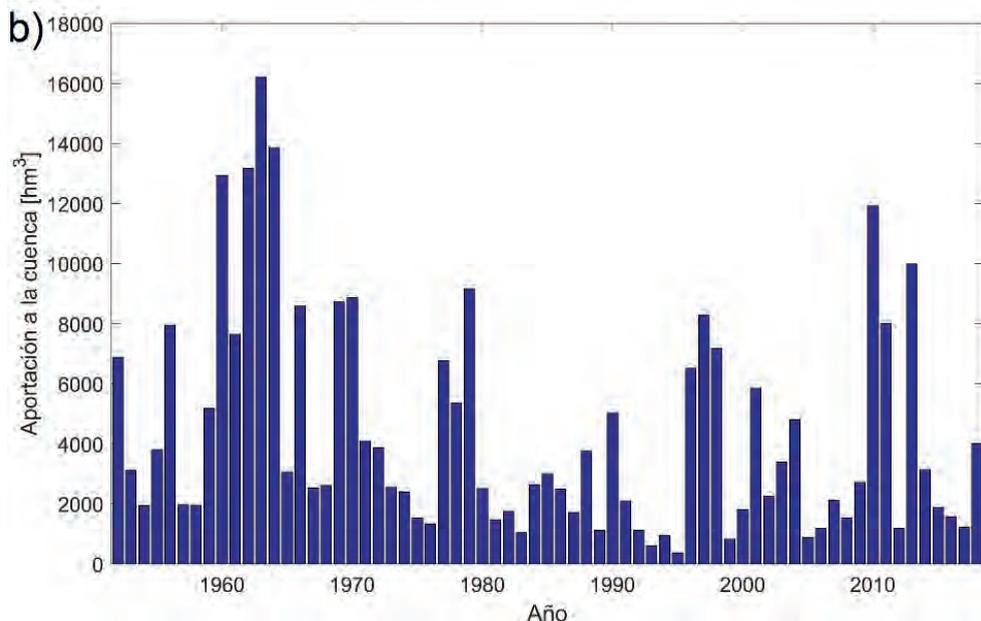


Figura 6. (b) aportaciones propias acumuladas (hm^3) en la cuenca de drenaje del río Guadalquivir durante el período 1951-2018.

2.1.2. Tipología de crecidas y problemática existente

2.1.2.1. Inundaciones históricas

Las inundaciones fluviales son frecuentes en la cuenca de drenaje del río Guadalquivir y se tiene constancia de ellas desde hace 4.000 años a través de estudios sedimentarios (Uribelarrea & Benito, 2008). Las recopilaciones históricas de inundaciones en la cuenca muestran 404 registros intermitentes de inundaciones catastróficas desde el siglo I a.C. (Borja Palomo, 1878; Vanney, 1970; Pascual & Bustamante, 2008) usando registros documentales procedentes de archivos históricos y documentos eclesiásticos. Durante la Edad Media se registraron 48 eventos diferentes de inundación, destacando especialmente la magnitud de las inundaciones acaecidas en los años 719-721 y 788-796 d.C. en Córdoba que provocaron importantes daños en el emblemático puente romano de dicha ciudad (Courault & Ruiz, 2019). En Granada, hay constancia de una inundación de los afluentes Darro y Genil en el año 835 (Martínez & Garrido, 2016). Posteriormente, en el año 1011, se produjo una de las mayores inundaciones registradas de la época en la cuenca, arrasando dos millares de casas y produciendo numerosas víctimas en Córdoba y Sevilla (Hernández Díaz et al., 1955). Entre los años 1012 y 1160 existe un hiato en el registro de inundaciones descritas en la cuenca del Guadalquivir (ver la Figura 2 de Uribelarrea & Benito, 2008), seguramente causado por la falta de

registros documentales más que por la inexistencia de eventos de alta magnitud en dicho período. Esta causa adquiere una mayor entidad atendiendo a reconstrucciones paleo-hidráulicas basadas en depósitos sedimentarios de aguas lentas en ríos próximos peninsulares de régimen atlántico como el río Tajo (Benito et al., 2003a; Benito et al., 2003b). En el año 1169 se produjo una grave crecida del río Guadalquivir, estimada en un caudal de $12.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y 12 m de calado en Sevilla, que causó graves daños en edificaciones y en la muralla de la ciudad (Amador & Escudero, 2010). Posteriormente, en el año 1200 (Franco-Sánchez, 1989), se registró otra inundación de gran magnitud que fue calificada como la mayor descrita hasta la época produciendo graves daños desde Córdoba hasta Sanlúcar de Barrameda. En torno al período 1380-1400, existe una mayor densidad de inundaciones descritas que afectaron a Córdoba y Sevilla, destacando la acaecida en el año 1383 (González, 1975). En noviembre - diciembre de 1485 se produjo otra avenida reseñable del río Guadalquivir, causando daños en construcciones desde Córdoba a Sevilla (Puig, 1949). A medida que los eventos se acercan a la Edad Moderna y Edad Contemporánea incrementa la catalogación y registro de los mismos, diferenciando con mayor facilidad los períodos de una mayor recurrencia de inundaciones significativas. Son destacables los períodos comprendidos entre 1590-1650, 1780-1.800 y 1850-1.900, relacionados con el comienzo y finalización de la Pequeña Edad de Hielo, que generaron condiciones más húmedas en la cuenca (Rodrigo et al., 1994, Rodrigo et al., 1998; Baena-Escudero et al., 2019). En el primer período (1590-1650) destacan las magnitudes de las avenidas del 1592-1593 y 1626 (Rodríguez, 2014), que provocaron importantes daños en viviendas y puentes desde Andújar (de Torres Laguna, 1954) hasta la desembocadura en Sanlúcar de Barrameda. Durante los años 1.780-1.800 destaca la virulencia de las avenidas de los años 1783-1784, 1792 y 1796, provocando nuevamente daños en puentes y viviendas en gran parte de la cuenca de drenaje. En 1823, el río Guadalquivir nuevamente se desborda en Sevilla causando graves daños en viviendas y caminos, alcanzando un calado estimado de 8,6 m (Pascual & Bustamante, 2008). El período de finalización de la Pequeña Edad (1850-1900) de Hielo supuso otro máximo pluviométrico (Ruiz et al., 2014), aumentando la recurrencia de las inundaciones catastróficas en la cuenca. Hay registros de inundaciones generalizadas de gran magnitud en 1856 (Domínguez-Castro et al., 2015), 1876 (Trigo et al., 2014), 1877, 1887, 1892 y 1897 (Benito & Machado, 2012) que afectaron gravemente a viviendas, puentes, carreteras y vías férreas (Figura 7a). Durante el siglo XX, la frecuencia y magnitud de las inundaciones en el río Guadalquivir decreció debido a un descenso progresivo de las precipitaciones anuales en la cuenca (Rodrigo et al., 2000), en combinación, a partir del 1950, con el proceso de regulación hidrológica de la cuenca mediante la construcción de presas y embalses que permiten modular las crecidas.

Las mediciones instrumentales en la cuenca comenzaron en el año 1911 (Uribelarra et al., 2003), permitiendo la cuantificación precisa de las descargas fluviales y el inventario de todas las crecidas, no solo las catastróficas. En dicho período se produjeron avenidas de importante magnitud en 1924, 1925-1926, 1940-1941, 1947-1948, 1950-1951, 1960, 1962-1963 y 1996. En marzo - abril del año 1924 se re-

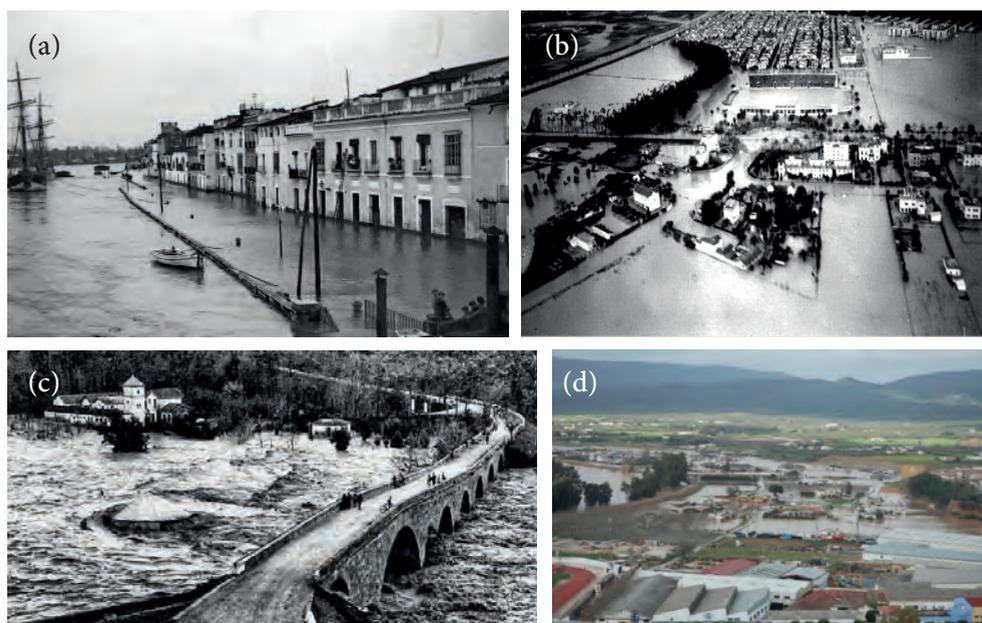


Figura 7. Graves inundaciones en zonas de Sevilla debido a los eventos de lluvia larga de 1892 (a) y 1947 (b). (c) Entorno del balneario de Marmolejo durante la inundación de lluvia larga del río Guadalquivir ocurrida en febrero de 1963 en el momento del caudal pico de $2.850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. (d) Aledaños de la ciudad de Andújar (Jaén) tras la crecida de febrero de 2010. Fuentes: CNIH y Protección Civil.

gistró una importante crecida con caudales máximos diarios de $706 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Calancha (Pedro Marín), $1.577 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Mengíbar, $1.920 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Marmolejo, $3.400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Córdoba y $6.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Cantillana atendiendo al Anuario de Aforos (<https://sig.mapama.gob.es/redes-seguimiento/>). Un año después, entre diciembre de 1925 y marzo de 1926, ocurrió otra avenida de importante magnitud en el río Guadalquivir. Los aforos disponibles indicaron valores de caudal de $862 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Calancha (Pedro Marín), $1.530 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Mengíbar, $2.300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Marmolejo, $3.900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Córdoba y $6.800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Alcalá del Río, provocando importantes daños viarios en la vega del río Guadalquivir. En los inviernos de 1940 y 1941 se registraron dos crecidas de gran magnitud con caudales máximos diarios de 436 y $1.119 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Mengíbar, 893 y $1.372 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Marmolejo y de 4.782 y $4.397 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Peñaflo, respectivamente. Posteriormente, en los años 1947 y 1948, se originaron de nuevo dos crecidas en un lapso de un año, registrándose en las estaciones de aforo un caudal máximo diario de 638 y $730 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Mengíbar y 4.782 y $4.397 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en Peñaflo. Se produjeron daños generalizados en infraestructuras viarias, cultivos y edificaciones (Figura 7b). Tres años después, se repitió el mismo patrón de crecida con dos avenidas de alta magnitud del río Guadalquivir en marzo 1951 y abril 1952, con descarga máxima diaria de 1.024 y

618 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Mengíbar, 1.539 y 827 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Marmolejo, 3.100 y 2.000 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Córdoba (Posadas) y 4.450 y 4.060 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Alcalá del Río. En los años 60 del siglo XX aumentó la pluviosidad sobre la cuenca (Rodrigo, 2008) induciendo tres crecidas de alta magnitud en un período de 3 años (1960, 1962 y 1963). En febrero de 1963 se produjo la más importante, registrando los mayores valores de caudal máximo diario desde el comienzo de la época instrumental. Se midieron 1.980 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Mengíbar, 2.850 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Marmolejo, 2.950 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Casas Nuevas, 3.000 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Montoro y 3.720 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en El Carpio. En el tramo bajo la descarga fue de 4.000 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Peñaflor y 4.275 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Alcalá del Río. La inundación causó daños catastróficos en zonas anexas al río Guadalquivir (Figura 7c), provocando 15.680 evacuados, 15 fallecidos, 9.143 daños en viviendas y amplios daños en explotaciones agrícolas, ganaderas e infraestructuras viales. Ya en el siglo XXI se produjeron las últimas avenidas recientes del río Guadalquivir, ocurridas en febrero y diciembre de 2010. Las estaciones de aforo midieron descargas pico de 1.070 y 648 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Mengíbar, 1.928 y 1.434 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Marmolejo, 2.250 y 2.097 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Fuente Palmera y 3.005 y 3.585 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Alcalá del Río, respectivamente. Las inundaciones provocaron indemnizaciones en la cuenca de 26,7 millones de euros en febrero de 2010 y 21,3 millones de euros en diciembre de 2010. Se originaron numerosos daños a lo largo de la vega del Guadalquivir y sus afluentes que afectaron a viviendas, explotaciones agrícolas e infraestructuras viarias, destacando notablemente los provocados en Andújar (Jaén) (Figura 7d), La Reina (Córdoba) y Écija (Sevilla). Finalmente, la avenida más reciente del río Guadalquivir se produjo en marzo-abril del año 2013. La magnitud fue inferior a las acaecidas en el año 2010, con descargas pico de 671 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Mengíbar, 1.378 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Marmolejo, 1.733 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Fuente Palmera y 2.363 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ en Alcalá del Río. Pese a su menor magnitud, los desperfectos fueron numerosos en las mismas zonas que sufrieron las inundaciones de 2010, registrándose daños cuantificados en 18 millones de euros en la cuenca.

2.1.2.2. Tipología de inundaciones

En la cuenca del Guadalquivir se pueden discernir cuatro tipos de inundaciones fluviales atendiendo al criterio introducido por Merz & Blöschl (2003): inundaciones de lluvia larga o *long-rain floods*, inundaciones de lluvia corta o *short-rain floods*, inundaciones relámpago o *flash floods* e inundaciones de lluvia sobre nieve o *rain-on-snow floods*.

Las inundaciones de lluvia larga o *long-rain floods* se producen como respuesta a precipitaciones persistentes en la totalidad o gran parte de la cuenca con una duración que suele ser superior a un día, llegando normalmente a varias semanas o, excepcionalmente, meses. Esta tipología afecta directamente a los tramos medios y bajos del río Guadalquivir y a tramos bajos de cursos tributarios con una amplia cuenca de drenaje (ej. río Genil). El origen atmosférico de esta tipología de inundaciones viene dado por la entrada continuada de bajas presiones de origen Atlántico con trayectoria oeste-este a través del golfo de Cádiz. Las inundaciones largas se relacionan con

períodos negativos invernales de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) (Caballero & Navarro, 2018), que indica la diferencia de presión entre Lisboa y Reikiavik. Una fase negativa de la NAO refleja la existencia de bajas presiones a latitud 40 °N y altas presiones situadas al norte (latitud 60 °N) (Feldstein, 2003), favoreciendo la formación de un pasillo de borrascas atlánticas con trayectoria oeste-este. Al contrario, una fase positiva de la NAO muestra la situación de un anticiclón a latitud 40 °N y localización de bajas presiones al norte. La lluvia persistente con $NAO < 0$ provoca un incremento de la humedad del suelo en la totalidad de la cuenca de drenaje, traduciéndose progresivamente en un aumento de la generación de escorrentía. La sucesión persistente de bajas presiones asegura el mantenimiento de la aportación hídrica, llegando a superar la capacidad de almacenamiento de la cuenca de drenaje. En ese punto, toda aportación pluviométrica se traduce a escorrentía directa. La confluencia final de las aguas en el río Guadalquivir genera condiciones de muy alto caudal que provocan la inundación a escala de cuenca. El tiempo de concentración de estas inundaciones se encuentra por encima de 24 horas, calificándose como una inundación lenta. El carácter lento de la inundación favorece que se pueda realizar una predicción de llegada de la avenida a un punto concreto, evitando o reduciendo los daños personales a diferencia de otras tipologías de inundación. Las históricas riadas de Sevilla, Córdoba o Andújar (Jaén) se asocian a las inundaciones de lluvia larga. El proceso de regulación hídrica de la cuenca mediante presas y embalses ha reducido la magnitud y frecuencia de estas inundaciones en las últimas décadas, pudiendo amortiguar la onda de crecida en algunas ocasiones. Las últimas registradas ocurrieron en febrero de 2010, diciembre de 2010 y marzo-abril de 2013. En el caso de la avenida de febrero de 2010, las lluvias asociadas a una fase negativa de la NAO se extendieron desde diciembre de 2009 hasta finales de febrero de 2010. La persistencia de las precipitaciones fue provocando el llenado de la mayoría de los embalses construidos en la cuenca, anulando el efecto laminador de los mismos sobre las crecidas y trasladando un gran volumen de escorrentía al río Guadalquivir. Finalmente, en febrero de 2010, un incremento puntual de la intensidad de las precipitaciones persistentes unido a la saturación del suelo en la cuenca (Figura 8) y al comentado llenado de los embalses provocó una alta escorrentía directa al río Guadalquivir, provocando su desbordamiento.

Las inundaciones de lluvia corta o *short-rain floods* se originan tras la ocurrencia de moderadas o intensas precipitaciones con una duración de varias horas hasta un día. En la cuenca del Guadalquivir se relacionan con borrascas atlánticas asociadas a ríos atmosféricos de humedad con un origen subtropical (Gimeno et al., 2014) (Figura 9a), produciendo precipitaciones muy efectivas que pueden superar los 100 mm en 24 h (Eiras-Barca et al., 2018). Las inundaciones de lluvia corta se desarrollan en las sub-cuencas de los afluentes de tamaño medio ($25 \text{ km}^2 \leq A_{\text{drain}} \leq 2000 \text{ km}^2$) del río Guadalquivir (Moral-Erencia et al., 2020), especialmente en las ubicadas en el margen izquierdo del río Guadalquivir donde la regulación hidrológica mediante presas y embalses es escasa. Las precipitaciones intensas, sin llegar a ser



Figura 8. Condiciones de plena saturación del suelo en la cuenca del Guadalquivir durante el evento de inundación de lluvia corta de diciembre de 2019. Dichas condiciones suelen alargarse durante semanas o incluso meses a lo largo de los eventos de inundación de lluvia larga asociados a una NAO negativa.

torrenciales, descargan sobre la totalidad o parte de la cuenca de drenaje provocando que se exceda progresivamente la capacidad de infiltración del suelo y la generación de un importante volumen de escorrentía (Figura 9b). El estado previo de humedad del suelo marca una gran relevancia en las características del evento producido, afectando directamente a la magnitud y la escala espacial afectada. El tiempo de concentración de las inundaciones de lluvia corta es inferior a 24 h.

A diferencia de los eventos de lluvia larga, la onda de crecida llega modulada al tramo medio y bajo del río Guadalquivir por su insuficiente tiempo de concentración y el efecto de la regulación hidrológica. Son inundaciones rápidas, sin llegar a ser fugaces. Este hecho dificulta la predicción temporal de la llegada del pico de descarga. La última inundación de lluvia corta se produjo el 20-21 de diciembre de 2019, provocando los desbordamientos de los ríos Salado de Arjona y Porcuna, Guadalbullón y Guadiel, entre otros, tras abundantes precipitaciones que superaron los 100 mm en 24 h.

Las inundaciones fugaces o *flash floods* se producen como respuesta a precipitaciones torrenciales de área reducida con una duración inferior a 90 minutos, siendo habitualmente inferiores a una hora. Este tipo de eventos se relaciona con fenómenos convectivos locales asociados a vaguadas atmosféricas o Depresiones Aisladas en Niveles Altos (DANA) durante las estaciones de primavera, verano u otoño. Las inundaciones fugaces se desarrollan en los tramos altos de los cauces, desde barrancos hasta ríos, en áreas de drenaje que suelen ser inferiores a 25 km². La torrencialidad de las precipitaciones supera instantáneamente la velocidad de infiltración del suelo, generando un gran volumen de escorrentía en un corto instante de tiempo que se aporta

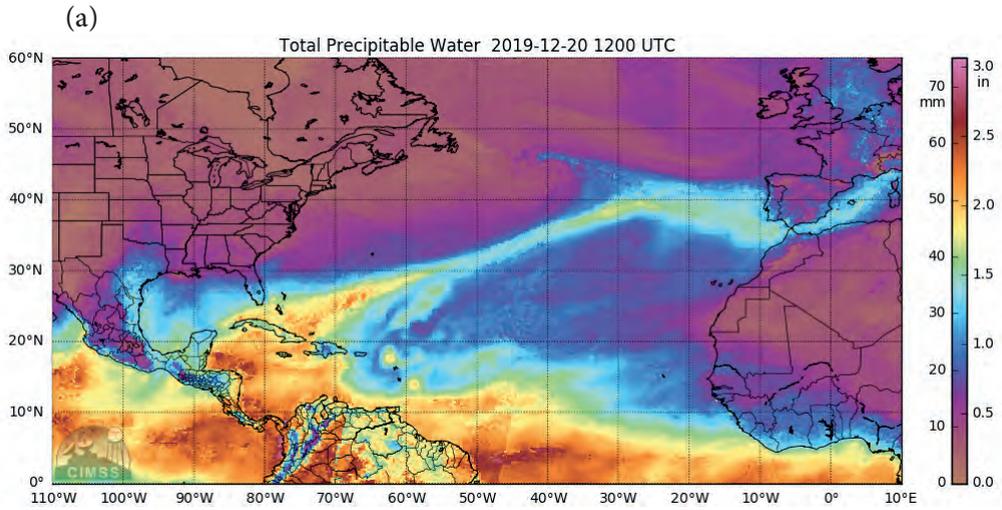


Figura 9. (a) Agua precipitable total (mm) a las 13 horas del día 20 de diciembre de 2019. Se aprecia un río atmosférico de alta humedad desde el mar Caribe hasta la Península Ibérica (Fuente: CIMSS). (b) Gran volumen de escorrentía transportado durante el mismo día en un pequeño cauce tributario ($A_{\text{drain}} < 10 \text{ km}^2$) del Arroyo Salado de Porcuna.

a los cursos fluviales. Dicho aporte produce un súbito aumento del volumen de agua que excede la capacidad de transporte del canal, desbordando a su paso. La inundación se produce en una zona próxima a la descarga de la precipitación, atenuándose la onda de crecida progresivamente aguas abajo, llegando a ser de escasa entidad en los tramos bajos de los cursos fluviales. Son inundaciones rápidas y asociadas a tormentas, por lo que su predicción es raramente precisa y el margen de respuesta es mínimo. Esta característica le adquiere una notable peligrosidad para la sociedad. El tiempo de concentración suele ser inferior a 1-1,5 h. Las inundaciones relámpago suelen producirse todos los años en alguna zona puntual de la cuenca del Guadalquivir, siendo la última registrada el 5 de noviembre de 2020 en el municipio sevillano de Martín de la Jara.

Finalmente, las inundaciones de lluvia sobre nieve o *rain-on-snow floods* se originan por precipitaciones líquidas sobre un notable espesor de nieve. En la cuenca del Guadalquivir solo se producen en las cuencas vertientes de los cursos fluviales que recogen las aguas de Sierra Nevada (Granada) (Morán-Tejeda et al., 2019). Las precipitaciones funden una parte o la totalidad de la cobertura nivosa existente, derivando una escorrentía combinada entre el deshielo y el aporte pluviométrico que se deriva a la red de drenaje.

2.2. Marco geográfico específico: Cuenca Alta del Guadalquivir

El trabajo de investigación se focaliza en la Cuenca Alta del Río Guadalquivir, seleccionando cuatro sectores que se han elegido como zonas de estudio: tramo Mengíbar-Marmolejo del río Guadalquivir y cuencas del Arroyo Salado de Porcuna, Arroyo Salado de Arjona y Arroyo de Ibros. La selección de dichos cursos fluviales abarca diferentes tipologías de inundación, cubriendo desde las inundaciones de lluvia larga hasta las fugaces o relámpago. La consideración de un extenso espectro de tipología da lugar a la amplia caracterización de la evolución, dinámica y comportamiento global de las inundaciones en la Cuenca Alta del Guadalquivir.

2.2.1. Río Guadalquivir: Sector Mengíbar-Marmolejo

El sector Mengíbar-Marmolejo comprende un tramo de 70 km del río Guadalquivir que se encuentra localizado desde el embalse de Mengíbar hasta el embalse de Marmolejo (Figura 10a). A lo largo de la sección, el río Guadalquivir discurre alternadamente entre valles encajados y amplias llanuras de inundación, con una anchura media de 170 m del cauce activo. En la primera parte de 11,6 km, comprendida entre el embalse de Mengíbar y la presa de San Rafael, el curso fluvial muestra un trazado meandriforme que discurre por una llanura de inundación de una anchura media de 1 km y una pendiente media del cauce de 0,078%. El tramo central de la llanura de inundación muestra una anchura superior a 1 km con un máximo de 2,1 km. Posteriormente, el río Guadalquivir encuentra el primer encajamiento del sector Mengíbar-

Marmolejo (Figura 10b), denominado valle confinado de entrada. Este tramo cuenta con una longitud de 8,4 km y una pendiente de 0,107%. La anchura del canal se reduce a 300-500 m, existiendo zonas de máximo cerramiento donde disminuye hasta por debajo de los 100 m. Tras el cerramiento, el río recupera el trazado meandriforme y transcurre en una amplia llanura de inundación durante 44,3 km desde Villanueva de la Reina hasta el embalse de Marmolejo. La llanura muestra una anchura media de 1,5 km, con secciones que superan los 2 km. La pendiente media de este tramo se sitúa en 0,057%, siendo la menor de los tramos considerados. Sobre la llanura de inundación se ubican numerosas explotaciones agrícolas, granjas, vías de comunicación y las poblaciones de Andújar-Villanueva de la Reina. Dentro de este tramo se sitúa la presa de Valtodano entre ambas poblaciones. En la última sección del sector estudiado, la llanura de inundación desaparece y el río Guadalquivir vuelve a discurrir por un valle confinado durante 5,7 km, denominado valle confinado de salida. La anchura del cauce activo disminuye de 1,9 km a 200 metros hasta la presa de Marmolejo. Aguas abajo de la presa, el cauce se sigue estrechando progresivamente hasta 100 metros en la expansión situada cerca de la pedanía de San Julián (Marmolejo) (Figura 10b). La pendiente del este tramo se sitúa en 0,154%, siendo la mayor de los tramos estudiados.

El alto aporte sedimentario de la cuenca vertiente debido a la notable pendiente de los cursos fluviales tributarios y el uso mayoritario del suelo bajo olivar convencional ha provocado el aterramiento progresivo de las presas existentes en el sector durante las últimas décadas, llegando a modificar el perfil longitudinal del río Guadalquivir (Figura 10b). Este hecho tiene una influencia directa en la dinámica de las inundaciones de lluvia larga que se expresa con una mayor claridad en el sector comprendido entre la presa de Marmolejo y Andújar. Su relación con el aumento del riesgo de inundación en ese tramo ha llevado a la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir a realizar un estudio de la dinámica de los sedimentos existentes retenidos en la presa de Marmolejo por un importe de 77.134 €, comenzando en el presente año 2021. Los resultados derivados del estudio permitirán mejorar la gestión del riesgo de inundación en el sector.

La cuenca de drenaje vertiente al sector Mengíbar-Marmolejo tiene un área de 19.546 km², abarcando la mayor parte de la provincia de Jaén y una porción de las provincias de Ciudad Real y Albacete. Las aportaciones generadas por los cursos tributarios situados a la izquierda del río Guadalquivir (Sierra Morena) se encuentran ampliamente reguladas por la presencia de 12 embalses. De ellos se destacan los embalses de Giribaile, Jándula y Guadalén que regulan un área de drenaje de 2.900, 2.158, y 1.386 km², respectivamente. En contrapartida, los cursos fluviales tributarios en el margen derecho presentan una escasa regulación hídrica, siendo importante solamente en la subcuenca del río Guadiana Menor por la construcción del embalse del Negratín, que supervisa 3.185 km². En total, existe un área total de 11.734 km² (60% del total) de la cuenca vertiente al sector Mengíbar-Marmolejo que se encuentra bajo una regulación hidrológica por la presencia de presas.

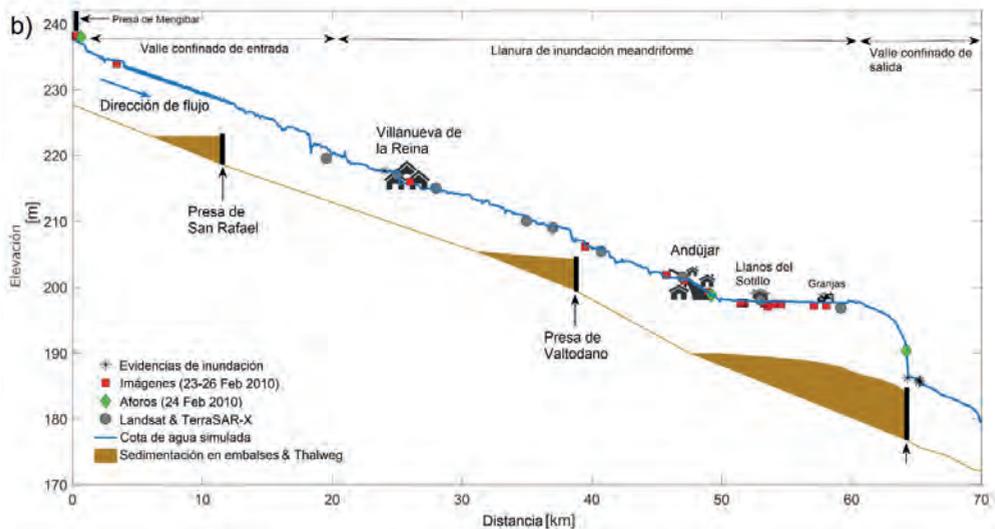


Figura 10. (a) Detalle del sector Mengibar-Marmolejo del río Guadalquivir. (b) Perfil longitudinal del río Guadalquivir a lo largo del sector Mengibar-Marmolejo (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

Como se ha indicado anteriormente, las inundaciones de lluvia larga son las que afectan a este sector, siendo menos recurrentes durante las últimas décadas debido al incremento del área regulable mediante embalses en la cuenca vertiente y la mayor recurrencia de períodos de sequía. El índice de precipitación estandarizado (SPI) (Seiler et al., 2002) muestra valores inferiores a 0 (período seco) con una mayor frecuencia a partir de los años 70 del siglo XX. Atendiendo a la estación de aforo de la presa de Marmolejo (1912-2020) (Figura 11a), los períodos húmedos ($SPI > 0$) se correlacionan

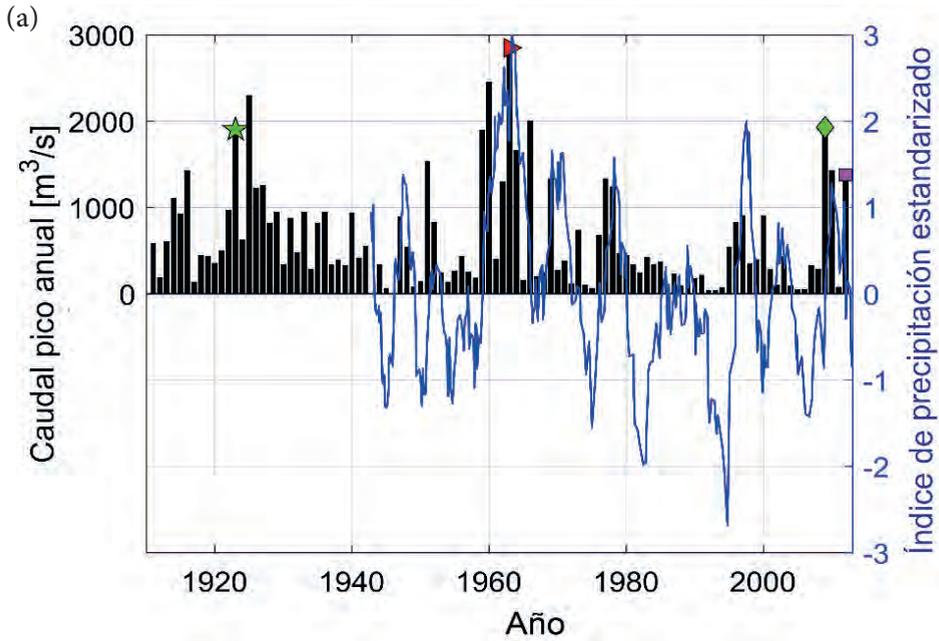


Figura 11. (a) Caudal pico anual registrado en el aforo de Marmolejo (años 1912 – 2015) (barras de color negro) e índice de precipitación estandarizado (SPI) de 36 meses (1942 – 2015) (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017). (b) Imagen de helicóptero de la inundación del río Guadalquivir producida en febrero de 2010 sobre la pedanía de Llanos del Sotillo (Andújar).

medianamente con la existencia de diversas fechas donde se concentran las inundaciones de alta magnitud. El primer período tuvo lugar en los años veinte del siglo XX con un caudal medio diario máximo de $1.902 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1924 y $2.300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1925. El segundo período húmedo aconteció en torno a la década de los sesenta ($\text{SPI} > 2$), dando lugar a inundaciones de alta magnitud en diciembre de 1958 ($1.900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), febrero de 1960 ($2.460 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), febrero 1963 ($2.850 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), diciembre 1963 ($1.665 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), febrero 1966 ($2.006 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). El último período húmedo que se refleja tuvo lugar a finales de la primera década del siglo XXI, entre 2009 y 2013, con promedios diarios de $1.812 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (febrero de 2010), $1.327 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (diciembre-enero de 2010/11) y $1.294 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (abril de 2013). Es de destacar el daño ocasionado por la inundación de febrero de 2010 (Figura 11b) a lo largo del tramo de estudio, que fue similar al causado por la inundación de febrero de 1963 con unos caudales ostensiblemente menores.

2.2.2. Arroyo Salado de Porcuna y Salado de Arjona

Los arroyos Salado de Arjona y de Porcuna son dos cauces tributarios que se sitúan en el margen derecho del río Guadalquivir (Figura 12a). Muestran una longitud del curso fluvial de 68,4 km en Salado de Arjona y 82,2 km en Salado de Porcuna, recogiendo las aguas de 490 y 809 km^2 , respectivamente. Se originan en la Cordillera Bética y discurren hasta la Depresión del Guadalquivir. El importante desnivel topográfico provoca que la pendiente media de ambas cuencas y del cauce sea alta, respectivamente, 6,2 y 1,15% en Salado de Porcuna. A su vez, en Salado de Arjona se incrementa en la cuenca (6,9%) y desciende levemente en el cauce (1,02%) respecto de Porcuna. Pese al pequeño tamaño de los cursos fluviales y las condiciones de alta pendiente de las cuencas de drenaje, existen secciones donde hay un desarrollo notable de la llanura de inundación. En ellas se rompe abruptamente la pendiente, teniendo una anchura característica de la llanura de inundación entre 243-470 m en Salado de Porcuna y 198-660 m en Salado de Arjona. El manejo homogéneo del suelo en la cuenca de drenaje genera una respuesta hidrológica uniforme prácticamente en toda la cuenca. El cultivo de olivar convencional, consistente en remover la vegetación herbácea existente sobre el suelo, ocupa un 84,5 y 91,1% del total del área de las cuencas de drenaje del Arroyo Salado de Porcuna y de Arjona, respectivamente. Adicionalmente, dicha área ha ido incrementando notablemente durante las últimas décadas. La combinación de condiciones topográficas de alta pendiente y cultivo de olivar convencional mayoritario genera una alta incidencia de los procesos de erosión laminar durante los momentos de alta precipitación, provocando la generación de surcos y cárcavas a lo largo de la cuenca de drenaje. Este hecho causa las altas tasas de pérdida de suelo existentes, superando los $20 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. A diferencia del sector Marmolejo-Andújar, no existe ningún embalse construido en la totalidad del área de las dos cuencas, asegurando una respuesta natural del flujo del agua ante las precipitaciones que se produzcan dentro del área de drenaje.

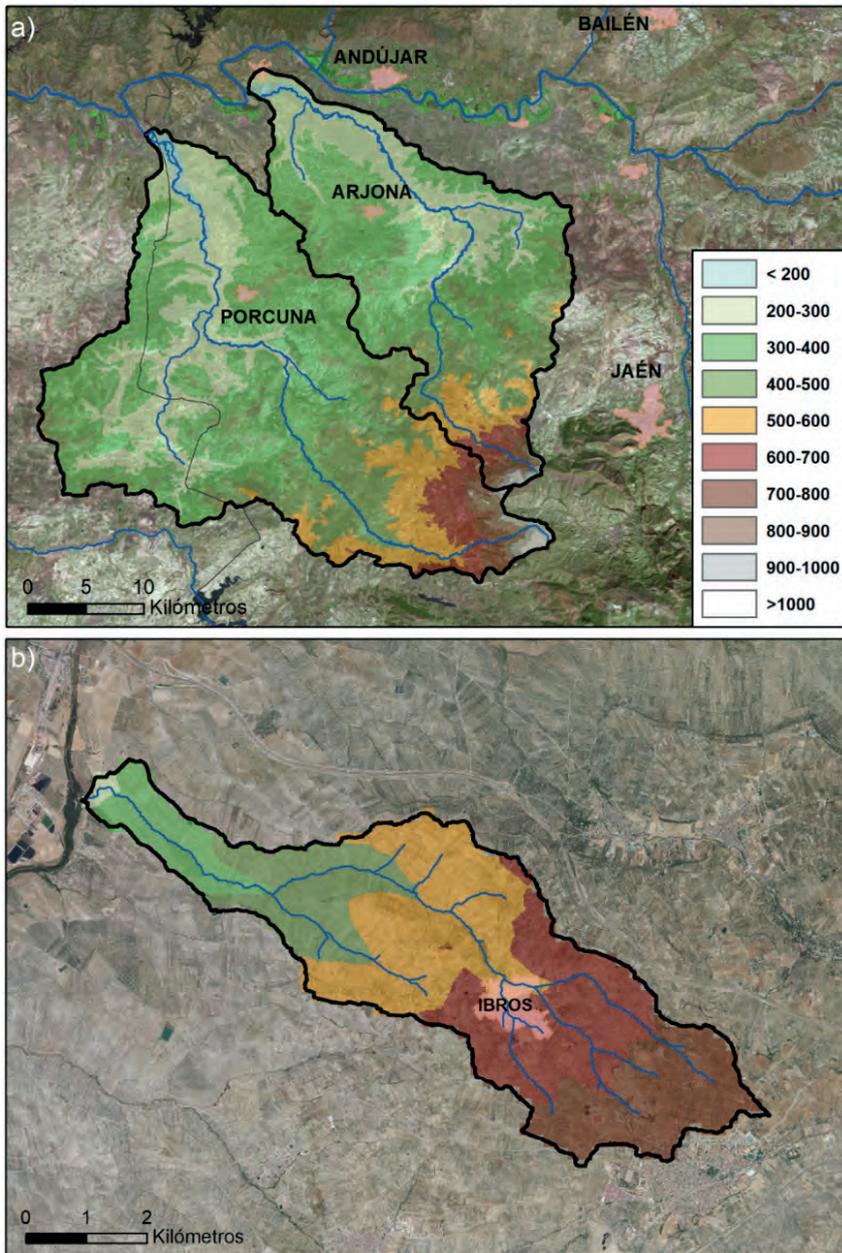


Figura 12. Posición fisiográfica de las cuencas de drenaje de los Arroyos Salado de Porcuna y Arjona (a) y de Ibros (b). El relleno en color indica la altitud sobre el nivel del mar cada 100 metros. Nótese el importante desnivel en todas las cuencas mostradas desde la cabecera hasta la desembocadura, especialmente en Arroyo de Ibros.

A diferencia de lo observado en el sector Mengibar-Marmolejo, las inundaciones de lluvia corta se muestran en las cuencas de los Salados de Porcuna y Arjona con una alta frecuencia durante las últimas décadas, provocando recurrentes daños en las explotaciones agrícolas y en las infraestructuras viarias. Desde el año 1995 se han registrado eventos extremos de inundación corta en 1996, 1999, 2001, 2003, 2007, 2008, 2009, 2010, 2016, 2018 y 2019. Una estación de aforo localizada en la cuenca del Arroyo Salado de Porcuna permite cuantificar la magnitud de cada inundación de lluvia corta producida desde 1981. Atendiendo a la Figura 13, en 2007 se produjo el máximo valor con una descarga pico de $643 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Comparando con los caudales máximos en régimen natural aportados por el sistema CAUMAX, los eventos de 2007 y 2009 (evento estudiado) superaron el caudal dado por un período de recurrencia de 500 años ($T_{500} \rightarrow Q_{500} = 451 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Adicionalmente, las inundaciones de lluvia corta de 2001, 2003, 2010, 2012 y 2013 también sobrepasaron el caudal designado para una recurrencia de 200 años ($T_{200} \rightarrow Q_{200} = 302 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Los comentados aumentos de magnitud de los eventos de inundación se correlacionan con el incremento reciente de la profundidad de la precipitación diaria anual dada por la base de precipitación *AEMETv2* (barras en color azul sobre la Figura 2) en el período 1951-2019. El evento de estudio seleccionado en ambas cuencas es el segundo de mayor magnitud de la serie, con un caudal pico de $533 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Dicha inundación causó

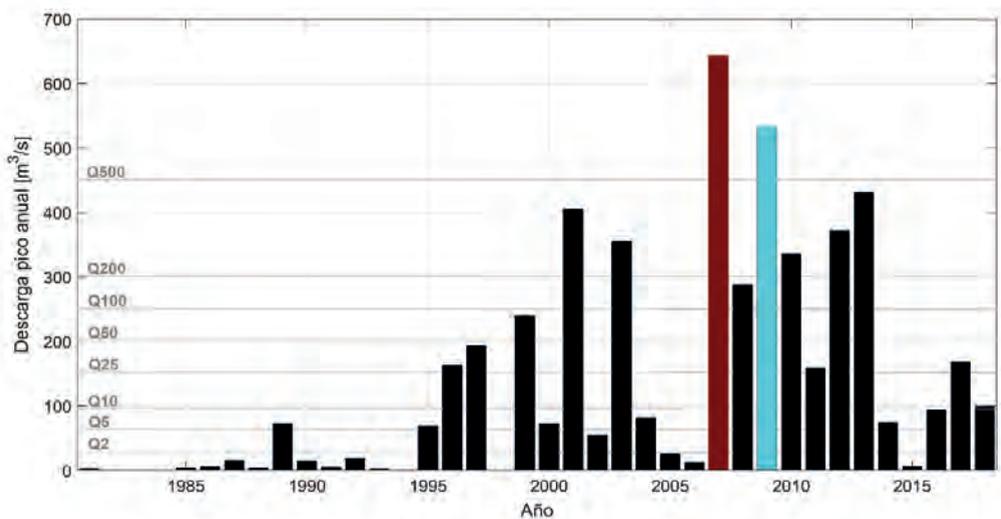


Figura 13. Descargas máximas anuales en el período 1981-2019 en la cuenca del Arroyo Salado de Porcuna (estación de aforo 5142). En color marrón y azul se destacan los eventos de mayor magnitud y el seleccionado para el estudio, respectivamente. Las líneas horizontales grises indican el caudal en diferentes períodos de retorno, dado por CAUMAX (Álvarez et al., 2012) para la misma sección (Moral-Erencia et al., 2020).

importantes daños en explotaciones agrícolas y granjas situadas sobre las llanuras de inundación y el deterioro de la línea de ferrocarril Espeluy-Sevilla.

2.2.3. Arroyo de Ibros

El Arroyo de Ibros se localiza en la franja central de la provincia de Jaén (Figura 1b). Es un pequeño curso tributario que presenta una longitud de 14,1 km. Nace próximo a la localidad de Baeza (Jaén) y desemboca posteriormente en el río Guadalimar, afluente del río Guadalquivir. Su cuenca de drenaje es muy pequeña (25,6 km²) y con unas condiciones de muy alta pendiente, alcanzando un valor medio de 7,63% en la cuenca y 3,59% en el cauce. Desde su cabecera a su desembocadura existe un desnivel superior a 400 metros (Figura 12b). El desarrollo de la llanura de inundación es escaso a lo largo de toda el área de drenaje, mostrando una escasa anchura característica de 22-59 m en las secciones existentes. El uso del suelo está dedicado mayoritariamente al cultivo del olivar tradicional, ocupando el 24,2 km² de la cuenca (94,6%). La combinación de dicho uso del suelo, las condiciones de muy alta pendiente y la ocurrencia de eventos hidrológicos extremos han provocado el desarrollo de enormes cárcavas durante las últimas décadas (Figura 14). A diferencia de las cuencas Arjona y de Porcuna, las cárcavas presentan una mayor densidad, profundidad y tamaño. Las altas tasas erosivas repercuten directamente en las inundaciones, aportando una gran carga sedimentaria (característico color marrón del flujo) a los cursos fluviales. Se pueden considerar inundaciones de flujos hiperconcentrados de sedimento (Pierson, 2005).

La cuenca de drenaje no tiene ningún medio de regulación hidrológica, mostrando una veloz respuesta natural a las precipitaciones registradas en su pequeña área. Tampoco dispone de estación de aforo en su área, por lo que es una cuenca no aforada.

Las inundaciones relámpago son frecuentes y caóticas en la cuenca del Arroyo del Ibros, teniéndose constancia de eventos de inundación destructivos en junio de 1992, septiembre de 2009 y mayo de 2011. La Figura 15 representa la profundidad de precipitación diaria máxima en un pluviómetro situado en la cabecera de la cuenca del Arroyo de Ibros (período 1945-2009). Desde los años 90 del siglo XX se aprecia un incremento en la recurrencia de episodios mayores a 50 mm, en la línea de lo observado en las cuencas del Arroyo Salado de Porcuna y de Arjona. La inundación relámpago de septiembre de 2009 coincide con el mayor valor en 24 horas registrado en un pluviómetro de la cabecera de la cuenca en el período 1945-2009 (remarcado en color azul sobre la Figura 15). Debido a ello, se ha seleccionado como evento de estudio. La torrencialidad de las precipitaciones que se asocian a fenómenos convectivos de corta duración y la pequeña área de la cuenca imposibilitan la predicción de los eventos tanto a largo como a corto plazo. Este hecho ha provocado que se hayan producido víctimas mortales, graves daños superiores al millón de euros en la localidad de Ibros y la afección de las infraestructuras viarias próximas al cauce.



Figura 14. Intensos procesos de erosión hídrica en la cuenca del arroyo de Ibros debido a la conjunción de condiciones de muy alta pendiente y uso del suelo de olivar convencional, agravados por la ocurrencia de los eventos de alta recurrencia de septiembre de 2009 y mayo 2011.

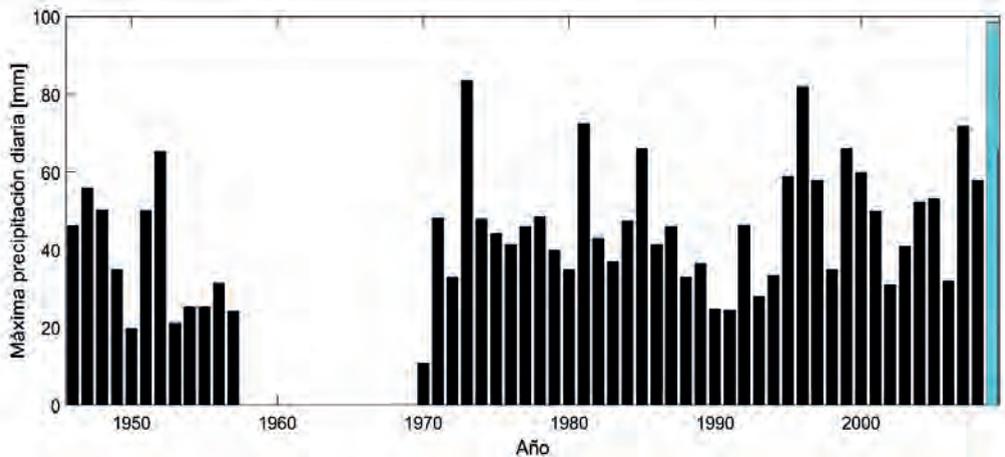


Figura 15. Máxima precipitación diaria (1945-2009) en el pluviómetro manual de Baeza (indicativo: 5164), localizado en la cabecera del Arroyo de Ibros. En color azul se indica el mayor valor de la serie, correspondiente al evento de inundación relámpago estudiado de septiembre de 2009 (Moral-Erencia et al., 2020).

Capítulo 3

Marco legislativo

En el Capítulo 3 se detalla el marco legal vigente en la Unión Europea y España en lo referente a la gestión del riesgo de inundación (Sección 3.1) y su estado actual de aplicación en la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir (Sección 3.2). En 2007 entró en vigor la Directiva 2007/60/CE que tuvo su transposición en España mediante el Real Decreto 903/2010, de evaluación y gestión del riesgo de inundación. La normativa establece la obligación por parte de los estados miembros de realizar la Evaluación del Riesgo de Inundación, la identificación de Áreas de Riesgo Potencial Significativo de Inundación, la elaboración de mapas de peligrosidad y riesgo de las áreas detectadas y el desarrollo de unos planes de gestión para mitigar o eliminar el riesgo de inundación detectado. La aplicación de la normativa vigente en la cuenca hidrográfica del Guadalquivir a través de dos ciclos de planificación diferenciados ha permitido la detección de 128 áreas de riesgo potencial significativo de inundación divididas en 216 tramos.

3.1. Marco legal vigente comunitario y estatal

A nivel Comunitario y Estatal existen diferentes normativas que establecen el marco legal vigente para la gestión del riesgo de inundación. A nivel comunitario, el día 23 de octubre de 2007 se aprobó la Directiva 2007/60/CE de evaluación y gestión de los riesgos de inundación que establece un marco comunitario común para la política de aguas. En dicha normativa, se regularizó la obligatoriedad de la realización de planes de gestión para las demarcaciones hidrográficas situada dentro de la Unión Europea con el objeto de lograr una calidad química y ecológica alta de los cursos fluviales. La reducción del riesgo de inundación no se presenta específicamente como un objetivo prioritario de la Directiva 2007/60/CE, manteniéndose como un elemento transversal a lo largo del texto. Se establece una alta necesidad de coordinación de todas las administraciones con competencias en materias de gestión de cuencas hidrográficas, ordenación del territorio, protección civil o infraestructu-

ras para elaborar los instrumentos de prevención y mitigación de los efectos adversos de las inundaciones. En el texto normativo no se tiene en consideración la influencia de los procesos de cambio climático sobre la modificación del riesgo de inundación.

La transposición de la normativa europea por parte de España se formalizó con el Real Decreto 903/2010, de evaluación y gestión de los riesgos de inundación. Este decreto regula los procedimientos para realizar la evaluación preliminar del riesgo de inundación, los mapas de peligrosidad, riesgo y los planes de gestión de los riesgos de inundación en todo el territorio español. Además, especifica el procedimiento de coordinación entre las diferentes administraciones competentes. La normativa establece una serie de procedimientos obligatorios fundamentales para los organismos de gestión de cuencas hidrológicas en materia de gestión del riesgo de inundación: a) la Evaluación del Riesgo de Inundación (EPRI) y la identificación de Áreas con Riesgo Potencial Significativo de Inundación (ARPSIs), b) la elaboración de mapas de peligrosidad y de riesgo de las ARPSIs consideradas y c) la elaboración de planes de gestión de riesgo de las ARPSIs seleccionadas, con el fin de mitigar o eliminar el riesgo existente.

La Evaluación del Riesgo de Inundación (EPRI) se realiza para determinar las zonas de una cuenca hidrográfica que muestra un riesgo potencial significativo de inundación, denominadas ARPSIs. La normativa obliga a realizar una descripción histórica de las inundaciones que hayan repercutido negativamente en la salud humana, el medio ambiente, el patrimonio, la actividad económica y las infraestructuras, indicando la extensión y las vías de evacuación de las mismas. En el caso que no exista información histórica, el Real Decreto precisa de una evaluación de las consecuencias negativas potenciales de las futuras inundaciones a partir de factores topográficos, características hidrológicas-geomorfológicas y de la eficacia de las infraestructuras de retención, en el caso que las haya.

Para las zonas identificadas como ARPSIs, la legislación regula como obligatoria la realización de los mapas de peligrosidad y de riesgo de inundación para cada una de ellas. El Real Decreto establece que los mapas de peligrosidad deben realizarse para una alta probabilidad (período de retorno de 10 años o T10), media probabilidad (T100) y baja probabilidad (T500) de inundación. Para todos los períodos de retorno se debe indicar la representación del dominio público hidráulico, zona de flujo preferente, número de habitantes que pueden verse afectados y el tipo de actividad económica. Los caudales a representar en los mapas de peligrosidad se designan en base a la aplicación CAUMAX (Álvarez et al., 2012), que cuantifica los caudales máximos en cauces en régimen natural y la precipitación en 24 horas para los diferentes períodos de retorno. CAUMAX se elaboró en base a ecuaciones que relacionan diferentes parámetros físico-hidrológicos en cuencas mayores de 50 km² y en base al método racional modificado en cuencas menores de 50 km², regulado por la Orden FOM/298/2016. Toda la cartografía generada (mapas de peligrosidad,

caudales...) en el cumplimiento del R.D. 903/2010 se integra en el Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables (SNCZI), que se puede consultar públicamente en <https://sig.mapama.gob.es/snczi/>.

Por último, con la elaboración de los planes de gestión del riesgo de inundación para cada ARPSI se pretende lograr la reducción de las consecuencias adversas potenciales de las inundaciones sobre la salud humana, el medio ambiente, el patrimonio cultural, la actividad económica y las infraestructuras. El R.D. focaliza dichos planes en la mejora de las herramientas de prevención, protección y preparación frente a las inundaciones, así como en su posible previsión y los sistemas de alerta temprana. Para ello se promueven las técnicas sostenibles con el Medio Ambiente enfocada a la restauración hidrológico-agroforestal de las cuencas y el uso sostenible del suelo que conlleven una mejora de la retención de las aguas en el suelo.

3.2. Aplicación de la normativa y gestión del riesgo de inundación en la D.H. del Guadalquivir

En la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir se ha aplicado progresivamente el Real Decreto 903/2010 desde su entrada en vigor en el año 2010. La Evaluación Preliminar del Riesgo de Inundación (EPRI) y la identificación de las Áreas de Riesgo Potencial Significativo de Inundación (ARPSIs) se efectuó en diciembre de 2011. Posteriormente, se avanzó otro paso más en diciembre de 2013 con la Elaboración de los Mapas de Peligrosidad y Riesgo de las ARPSIs (MAPRI). Finalmente, se culminó la aplicación completa del texto legislativo al ejecutarse la Elaboración de los Planes de Gestión de Riesgo de Inundación (PGRI) para cada una de las ARPSIs identificadas en diciembre de 2015. La Confederación Hidrográfica del Guadalquivir identificó 110 ARPSIs en 173 tramos dentro de la cuenca del río Guadalquivir, de las cuales 107 eran de tipo fluvial. Las ARPSIs presentaban una longitud de 939,2 km.

Desde febrero de 2019 se está llevando a cabo un proceso de revisión y actualización de la Evaluación Preliminar del Riesgo de Inundación, correspondiente al segundo ciclo de planificación de la gestión del riesgo de inundación de las Demarcaciones Hidrográficas del Guadalquivir, Ceuta y Melilla, tal y como establece el Artículo 21 del R.D. 903/2010. En febrero de 2019 se culminó la EPRI. En noviembre de 2019 se publicaron los mapas de peligrosidad y de riesgo de inundación correspondiente a la MAPRI. Actualmente, la Elaboración de los Planes de Gestión de Riesgo de Inundación (PGRI) para cada una de las ARPSIs identificadas se encuentra en fase de adjudicación. En este segundo ciclo, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir ha añadido 18 nuevas ARPSIs divididas en 43 nuevos tramos que abarcan una longitud de 143,2 km. La combinación del 1º y 2º ciclo de planificación de la gestión del riesgo de inundación de las Demarcaciones Hidrográficas del Guadalquivir incluye la delimitación de 128 ARPSIs divididas en 216 tramos (Figura 1a). La longitud de los tramos asciende a 1.082,3 km.

El sector Mengíbar-Marmolejo tiene catalogadas cinco ARPSIs (Figura 1b) a lo largo del tramo que cubren prácticamente toda su totalidad. Desde la localidad de Mengíbar a Espelúy se incluye el *ES050_APSFR_AG054 “Río Guadalquivir en Mengíbar”*. Desde Villanueva de la Reina a Andújar se inventariaron tres ARPSI (*ES050_APSFR_AG067 “Villanueva de la Reina”, ES050_APSFR_AG068 “Los Villares de Andújar y San José de Escobar”* y *ES050_APSFR_AG069 “Río Guadalquivir en Andújar”*). Por último, cubriendo el último tramo del sector Mengíbar-Marmolejo se encuentra el *ES050_APSFR_MG008 “Río Guadalquivir en Poblado de San Julián”*.

Las cuencas del Arroyo Salado de Arjona y Porcuna solo incluyen dos diminutos sectores calificados como ARPSIs en sus áreas de drenaje (Figura 1b). En el caso de Salado de Arjona se incluye un pequeño arroyo tributario próximo a la desembocadura (*ES050_APSFR_AG062 “Arjonilla”*). En Salado de Porcuna, solo se considera como ARPSI la sección de desembocadura al río Guadalquivir (*ES050_APSFR_MG005 “Villa del Río”*).

Contrariamente, no se cataloga ninguna sección del área de drenaje del Arroyo de Ibros como ARPSI (Figura 1b).

En el presente trabajo se han detectado áreas con un alto riesgo de inundación en las cuencas tributarias de los Arroyos Salado de Arjona, Salado de Porcuna e Ibros que no están catalogadas en ninguno de los dos ciclos existentes de planificación de la gestión del riesgo de inundación de las Demarcaciones Hidrográficas del Guadalquivir. La incorporación de las nuevas áreas detectadas al listado de ARPSIs así como la cartografía correspondiente al SNCZI se considera de alta necesidad para el cumplimiento de la legislación vigente.

Capítulo 4

Materiales y métodos

Integración de nuevas técnicas para la reconstrucción paleohidrológica de eventos de inundación modernos

En el presente capítulo se detalla una nueva metodología de reconstrucción paleohidrológica que abarca la combinación de diferentes técnicas clásicas y modernas. Se considera como base la metodología clásica de la paleohidrología de inundaciones (Sección 4.1), que tradicionalmente se aplica al estudio de megainundaciones cataclísmicas como la Zancleana, Altai o Missoula (Baker, 2020) e inundaciones pasadas de cursos fluviales de gran tamaño (ej. Mississippi, Baker, 2008). Su combinación con métodos modernos como la teledetección (Sección 4.2), fotogrametría (Sección 4.3), redes de medida (Sección 4.4) y modelos teóricos de flujo de aguas someras (Sección 4.5) modifica la concepción tradicional de la paleohidrología de inundaciones, permitiendo su aplicación a escalas considerablemente más pequeñas ($A_{\text{drain}} < 1.000 \text{ km}^2$) y ofreciendo una oportunidad única para su empleo en la caracterización de las inundaciones modernas de lluvia larga, corta y relámpago en la Cuenca Alta del río Guadalquivir.

4.1. Paleohidrología de inundaciones clásica

La paleohidrología de inundaciones es la disciplina de la ciencia que estudia las inundaciones pasadas en base a la catalogación y análisis de las evidencias de inundación (SWD-PSI) (Baker, 1987). Su comienzo tiene lugar en la década de los años 20 del pasado siglo XX con el profesor J. Harlen Bretz al identificar y analizar una evidencia geológica. Concretamente, Bretz (1923) observó una morfología (Potholes Caulee) que asoció a la existencia de una megainundación durante la última edad de hielo en Estados Unidos, estimando someramente la descarga (Bretz, 1925). La hipótesis fue ampliamente rechazada por la comunidad científica al violar el uniformismo presente. La no aceptación de su hipótesis se mantuvo durante varias décadas a pesar del incremento de la información disponible. La publicación de mayores datos en Bretz (1956) provocó un punto de inflexión en el reconocimiento de la paleohidrología de inundaciones por parte de la comunidad científica, quedando

aceptada a lo largo de la década de los 60 del siglo XX (Bretz, 1969). La cuantificación de las evidencias detectadas comenzó tras la publicación de Baker (1973a, b). Finalmente, en 1982, el término paleohidrología de inundaciones y sus conceptos quedaron formalmente definidos tras la publicación de Kochel & Baker (1982). En sus primeros años de vida, el desarrollo y la aplicación de la paleohidrología se limitó al territorio de los Estados Unidos y a eventos históricos de gran magnitud como las inundaciones cataclísmicas o megainundaciones (Baker et al., 1993). La internacionalización de la paleohidrología de inundaciones comenzó a partir del año 1987 (Baker, 2008), aplicándose para la caracterización y verificación de inundaciones históricas de gran magnitud en el río Amarillo (China) (Shi et al., 1987), río Narmanda (India) (Rajaguru et al., 1995) o diferentes cursos fluviales de Sudáfrica (Baker, 1988). En España, la paleohidrología de inundaciones se empezó a desarrollar para la catalogación de inundaciones históricas en el río Tajo (Benito et al., 2003a; Benito et al., 2003b) y Llobregat (Thorndycraft et al., 2005).

La evolución de la paleohidrología durante los años posteriores ha permitido considerarla como un elemento de gran utilidad en los análisis de la peligrosidad y el riesgo de inundación de diferentes cursos fluviales (Benito et al., 2004; Lam et al., 2017; Liu et al., 2020), incluso en la cuenca del río Guadalquivir (Benito et al., 2008; Bohorquez, 2016). La Guía Metodológica para el Desarrollo del Sistema Nacional del Cartografía de Zonas Inundables (Díez-Herrero et al., 2008), que establece la base teórica-práctica para la generación de la cartografía oficial de peligrosidad y riesgo en el territorio español, recomienda el uso de la paleohidrología de inundaciones para la estimación de la magnitud y de la frecuencia de las crecidas. Tradicionalmente se ha aplicado a partir de trabajo de campo, efectuando transectos en la zona de interés y realizando un inventario de cada evidencia, sus características y diferentes datos de interés como la altura respecto al suelo, entre otros. Con el desarrollo y mejora de las técnicas de teledetección, su aplicación también puede realizarse de forma remota mediante trabajo de gabinete sobre una ortofoto o bien con la combinación de ambas metodologías. La teledetección favorece la caracterización de amplias secciones de un río de una forma rápida mediante el análisis de las evidencias de inundación (remotas, en este caso) y la comparación entre ortofotografías anteriores y posteriores a la inundación.

Las evidencias de inundación son marcas naturales post-inundación que producen algún efecto visual sobre el paisaje y los elementos que lo rodean (Baker, 1998) y que permiten inferir las características propias de la inundación que las ha generado tales como la magnitud, el calado, el área inundada o el caudal (Figura 16). Dichas evidencias perduran en la zona inundada durante un tiempo determinado, desapareciendo progresivamente por el efecto de los elementos naturales y antrópicos. Debido a esta causa, han de ser analizadas con la mayor brevedad posible en el momento post-inundación. Se pueden clasificar en geológicas y botánicas (Stedinger & Cohn, 1986). Cada evidencia proporciona una información diferente sobre

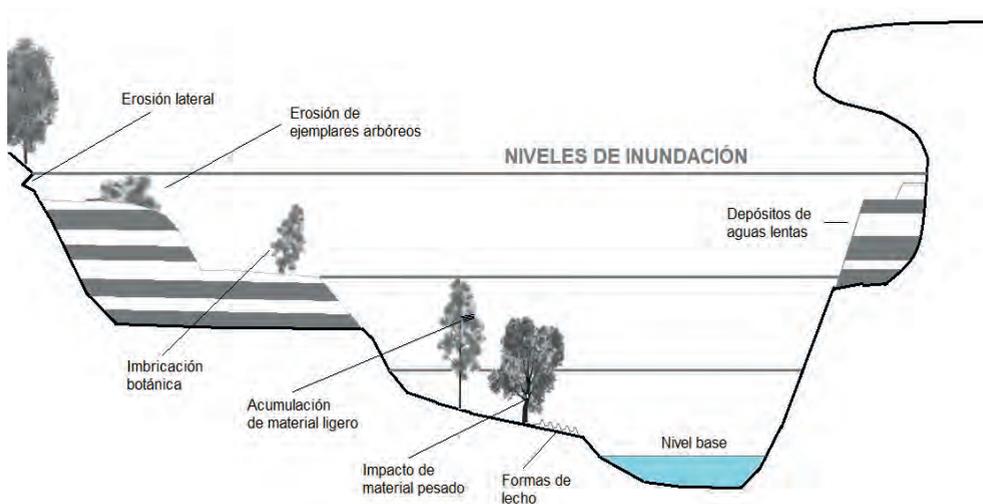


Figura 16. Esquema visual de las evidencias de inundación detectadas a lo largo del presente trabajo en un momento posterior a la inundación fluvial.

un evento de inundación según sea su tipología, pudiendo marcar el nivel mínimo posible de la lámina de agua o bien el nivel máximo existente. En este último caso se denomina máxima marca de agua (HWM) (Smith et al., 2014).

Las evidencias de inundación se han empleado ampliamente en la presente tesis doctoral para inferir el perímetro mojado de eventos de inundación y para la verificación de los cálculos hidráulicos e hidrológicos. Para ello, las evidencias se han inventariado y analizado a partir de estudios de campo y estudios de gabinete, en gran medida a partir de ortofotografías.

4.1.1. Evidencias geológicas

Las evidencias geológicas se definen como tal debido a que es la geología de la zona la que actúa como motor que permite su presencia o formación. Existe una amplia clasificación de evidencias geológicas, destacando especialmente los depósitos de aguas lentas (SWD), barras sedimentarias, imbricación de rocas, morfologías erosivas y formas de lecho fluvial (Bodoque et al., 2015) (Figura 16). A continuación, se procede a enumerar y definir las más frecuentes en las áreas de estudio que abarca esta tesis. Entre ellas, destacan:

- I. Los depósitos de aguas lentas (SWD) son la evidencia paleohidrológica que aporta una información más longeva y detallada (Kochel & Baker, 1988). Corresponden a depósitos de sedimento fino que se localizan ha-

bitualmente en zonas de baja velocidad frente al flujo dominante, como, por ejemplo, las contracciones o expansiones de la sección del canal o en las desembocaduras de los afluentes que vierten sus aguas al cauce principal (Ely & Baker, 1985) (Paneles (a) y (b) en Figura 17). La existencia de depósitos de aguas lentas está controlada por la presencia de sedimento de grano fino en el área de la cuenca y las condiciones necesarias para ser formados y preservados (Benito & Thorndycraft, 2005). Los depósitos de aguas lentas pueden actuar como máxima marca de agua (HWM) y permiten conocer el máximo nivel de agua durante una inundación (Kite et al., 2002) (Figura 17b). La acreción vertical de los sedimentos de aguas lentas debido a inundaciones sucesivas forma una columna cronoestratigráfica (Figura 17a) sobre la cual se puede catalogar una serie de inundaciones en período de siglos o milenios, indagar en sus fases y caracterizar su magnitud. Para ello, se debe reconocer visualmente con precisión el límite individual sedimentario. Existen varios criterios que facilitan su identificación, siendo el más usado la presencia de una capa de granulometría arcillosa en la parte superior de una unidad de inundación que representa cada evento diferente (Benito et al., 2003). La aplicación de posteriores técnicas de datación sobre el sedimento permite catalogar temporalmente cada evento de inundación observado. En sedimentos recientes de inundaciones modernas se emplean técnicas de datación basadas en radioisótopos como el Cesio-137. El Cesio-137 es un isótopo artificial que se añadió en la atmósfera durante los años 50 del siglo XX durante las pruebas nucleares. Dicho radioisótopo se deposita en los suelos y sedimentos a partir de la lluvia, permitiendo la datación precisa de la fecha de la inundación durante los últimos 60 años. Adicionalmente, las técnicas de datación por radiocarbono son un estándar en paleohidrología (Baker et al., 1985) al poseer materia orgánica (ej. madera) dentro del sedimento depositado. La precisión de la técnica se sitúa entre 25-50 años para el sedimento depositado en el último milenio (Trumbore, 2000). Finalmente, para sedimentos de mayor edad se emplea la datación mediante luminiscencia estimulada ópticamente (OSL), que aporta errores entre 5-10% (Stokes, 1999).

- II. Las barras sedimentarias (Figura 17c) son depósitos que reflejan el nivel mínimo de un evento dado. En base al análisis granulométrico del sedimento, se puede estimar la magnitud de una inundación pasada (Macklin et al., 1992) y calcular algunos parámetros como la velocidad de flujo en el momento de la sedimentación (Alho et al., 2010) a través de relaciones empíricas como el diagrama de Hjulstrom (1935). Adicionalmente, la posterior datación mediante técnicas de radioisótopos o radiocarbono permite obtener la fecha del evento concreto en el cual se produjo la barra

sedimentaria. En sedimentos muy gruesos recientes también se puede aplicar la datación por liquenometría que aporta una precisión de ± 10 años durante los últimos siglos (Foulds et al., 2014). La técnica se basa en el estudio del desarrollo de los líquenes existentes en base la comparación con series de edad perfectamente conocidas, fechando indirectamente el evento de inundación que causó la deposición de la barra sedimentaria.

- III. La imbricación de rocas se produce cuando el flujo preferente de la inundación desvía la orientación original de las rocas de granulometría gruesa hasta mostrar una disposición paralela a la dirección del flujo (Figura 17d). Su presencia es un indicativo de la inundación del sector en un evento dado, por lo que actúan como nivel mínimo de una inundación. (Srivastava et al., 2017).
- IV. Las marcas erosivas son muy útiles a la hora de limitar los niveles mínimo o máximo de una inundación en secciones o cursos fluviales de alta pendiente y velocidad de flujo donde no existen o son escasos los procesos de sedimentación (Kanney, 2019). Se catalogan en base al análisis de geomorfologías erosivas a lo largo del cauce fluvial (Baker, 2000). En esta tipología se pueden destacar los procesos de erosión de fondo y lateral del canal. La erosión de fondo mediante los procesos de abrasión y resistencia hidráulica puede esculpir un canal secundario sobre una zona externa al cauce en caso de desbordamiento (Figura 17e), indicando una marca máxima o mínima de una inundación dada. A su vez, los procesos de erosión lateral se producen por la diferencia de velocidad del agua y la carga sedimentaria transportada por el rozamiento con el fondo y los márgenes del cauce (Figura 17f). El tallado de morfologías de incisión sobre dichos márgenes puede facilitar la delimitación de la cota máxima o mínima de una inundación fluvial.
- V. El análisis de las formas de lecho subcríticas desarrolladas sobre el canal principal o canales secundarios aporta una información de la dinámica hidráulica de una inundación fluvial, así como una cota mínima (Chen et al., 2012). Las formas de lecho se desarrollan cuando el agua excede el esfuerzo cortante crítico para el movimiento. Su clasificación viene dada en función del régimen de flujo existente (subcrítico o supercrítico), que se encuentra definido a partir del número de Froude Fr (García, 2008):

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gh}} \quad (1)$$

donde V es la velocidad media del flujo en la sección, g es la aceleración de la gravedad y h es el calado. El régimen subcrítico se adquiere cuando Fr



Figura 17. (a) Corte transversal de un depósito de aguas lentas en el que se aprecia la secuencia cronoestratigráfica de una inundación. (b) Depósitos de aguas lentas sobre la llanura de inundación del arroyo Salado de Porcuna tras la inundación de lluvia corta de diciembre de 2009, perfectamente observables desde una ortofotografía del satélite WorldView-1. (c) Barra sedimentaria de granulometría gravosa presente sobre el río Guadalquivir. (d) Imbricación de clastos en el sentido del flujo en un paraje aledaño al río Guadalquivir. (e) Tallado de canales secundarios (recuadro rojo) en la llanura de inundación del arroyo Salado de Arjona. (f) Desarrollo de importantes procesos de erosión lateral en el arroyo de Ibros.

- < 1 , desarrollándose formas de lecho plano de flujo inferior, rizos y dunas (Coleman et al., 2005) (Figura 18a). Las formas de lecho subcríticas son:
- i. La morfología en lecho plano de flujo inferior se presenta en un momento anterior al comienzo del proceso de transporte de sedimentos (Kleinhans et al., 2002). El lecho se muestra sin o con escasa rugosidad (panel 1 de la Figura 18a) y el esfuerzo cortante se muestra en un valor próximo a cero.
 - ii. Los rizos son morfologías subcríticas triangulares de pequeño tamaño que se desarrollan en un sentido transversal a la corriente bajo contextos de transporte de fondo. Muestran una altura inferior a 5-6 cm y una longitud de onda menor de 0,6 m (Bartholdy et al., 2015). Visualmente, se desarrollan con una notable asimetría en la cual las caras situadas frente a la dirección de flujo tienen una suave pendiente que contrasta con el carácter abrupto de la cara opuesta al mismo (Lapotre et al., 2017). El desarrollo de rizos en el lecho no afecta a la cota de la superficie del agua (panel 2 de la Figura 18a) que se mantiene plana. La posterior preservación de los rizos en el lecho es posible en un contexto de baja velocidad de flujo y sin entrar en condiciones que conlleven a un desarrollo de un lecho plano (Figura 18b).
 - iii. Por último, las dunas son estructuras subcríticas triangulares de mayor tamaño (Figura 18c). La morfología que adquieren una vez desarrolladas es similar a los rizos, pero a una mayor escala, presentando una pendiente menor en la cara frente al flujo en comparación a la opuesta, que se desarrolla con un carácter abrupto. En los cursos fluviales se han encontrado una gran variedad de tamaños y longitudes a lo largo del cauce, presentando una alta asimetría longitudinal. A diferencia de los rizos, su formación y mayor tamaño sí produce un incremento notable de la resistencia al flujo, provocando perturbaciones en la superficie del agua (panel 3 de la Figura 18a) (Allen, 1983).
- VI. El régimen de flujo supercrítico tiene lugar cuando $Fr > 1$, originando morfologías de lecho fluvial como son el fondo plano superior, antidunas, ondas estacionarias y pozas-rápidos (Ventra et al., 2015) (Figura 18a). Al igual que en las morfologías subcríticas, el desarrollo de cada forma de lecho va requiriendo de un número de Froude y un esfuerzo cortante mayor, tal y como se describe a continuación:
- i. El fondo plano superior es una morfología supercrítica que se desarrolla con un número de Froude ligeramente mayor a 1. Al entrar en estas condiciones, la rugosidad existente en el lecho desaparece en su totalidad (Matoušek et al., 2013).

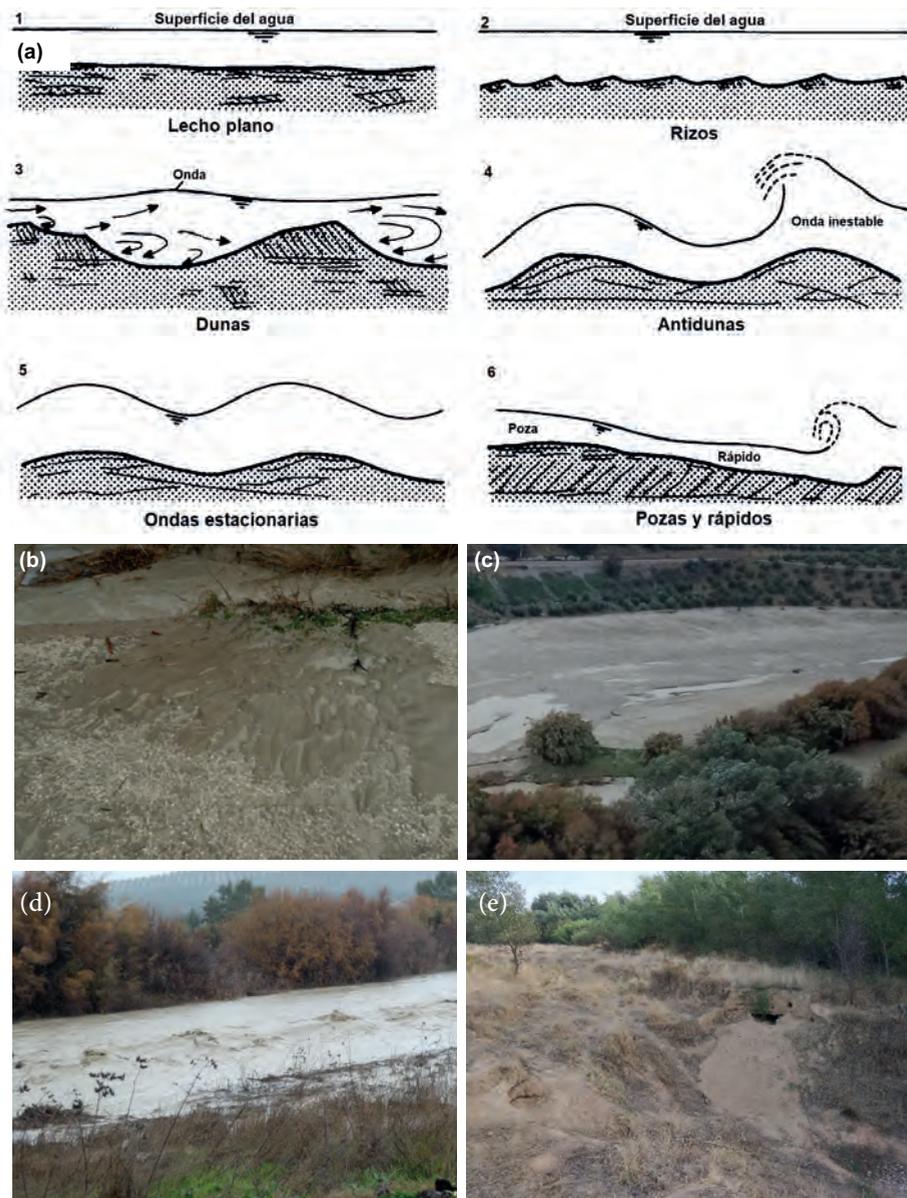


Figura 18. (a) Diagrama esquemático de las principales forma de lecho fluvial (adaptado de Simons & Richardson, 1966). (b) Rizos formados sobre una infraestructura viaria próxima al Arroyo Salado de Arjona. (c) Campo de dunas desarrollado tras una inundación de lluvia corta. (d) Antidunas desarrolladas en el Arroyo Salado de Porcuna durante la inundación de lluvia corta de diciembre de 2019. (e) Poza erosionada sobre la llanura de inundación del río Guadalquivir durante las inundaciones de lluvia larga de febrero de 2010.

- ii. La forma de lecho denominada antiduna consiste en el desarrollo de un tren de ondas simétricas que crece gradualmente desde una morfología de fondo plano en condiciones de mayor esfuerzo cortante y consiguiente transporte de sedimentos. Las antidunas se manifiestan en la superficie del agua, alterando palpablemente su nivel (Figura 18d). Dicho tren de ondas puede permanecer estático o desplazarse aguas arriba y, raramente aguas abajo, a lo largo del cauce, aumentando la amplitud de la onda a lo largo del movimiento. En este caso, el depósito sedimentario tiene lugar en la zona orientada al sentido del flujo y la erosión en la cara contraria. Su preservación es compleja dado que frecuentemente terminan por volverse inestables y se rompen con una analogía a una ola marina (panel 4 de la Figura 18a), desapareciendo la forma de lecho y transportándose su sedimento corriente abajo (Carling & Shvidchenko, 2002).
- iii. Las ondas rodantes son morfologías supercríticas que se desarrollan sobre la superficie del agua (panel 5 de la Figura 18a) a un número de Froude mayor que las antidunas. Sin embargo, no dejan registro sedimentario.
- iv. Por último, la morfología en pozas-rápidos se desarrolla en lechos de muy alta pendiente (ej. torrentes). Visualmente, se muestran como una secuencia cíclica de rápidos en las que el flujo acelerado genera un resalto hidráulico, provocando a continuación el desarrollo de una sección intermedia de aguas tranquilas (poza) (panel 6 de la Figura 18a) (Chin, 1989). Existen pocos estudios sobre las mismas y sus aspectos sedimentarios están siendo revisados (Slootman et al., 2021, en preparación).

4.1.2. Evidencias botánicas

Las evidencias botánicas están determinadas por la presencia de vegetación. Se pueden indicar varios ejemplos de evidencias botánicas como, por ejemplo, la acumulación de elementos ligeros transportados, el impacto de elementos pesados transportados, imbricación botánica o socavamiento arbóreo (Sigafos, 1964), ver la Figura 16. Se procede a describir las mismas:

- I. La acumulación de elementos ligeros transportados (ej. restos de material vegetal, plásticos...) se produce al capturar parte del material transportado en el curso fluvial por acción de la vegetación riparia o las infraestructuras (panel (a) y (b) de la Figura 19). Dicha acumulación puede tener lugar durante la etapa pico de la inundación o bien durante la fase

decreciente del hidrograma, indicando una cota mínima del agua durante la crecida en el último caso.

- II. El impacto de elementos pesados transportados por el flujo de agua (ej. troncos) sobre la vegetación de ribera no flexible produce cambios anatómicos que se muestran por cicatrices (Figura 19b) o reducción del tamaño de las células vegetales (Ballesteros et al., 2010). Su visualización e identificación es un indicador preciso para la estimación de la cota mínima del agua durante una crecida. Adicionalmente, el empleo de técnicas de dendrocronología o dendrogeomorfología sobre los troncos y ramas donde se ha producido una cicatriz da lugar a la datación concreta y precisa del año del impacto y su correlación con un evento fluvial dado (Gottesfeld & Gottesfeld, 1990).
- III. La imbricación botánica tiene lugar cuando el flujo de agua de una inundación induce un esfuerzo suficiente sobre la vegetación de ribera no flexible para provocar la modificación del crecimiento vertical original a uno orientado hacia el sentido del flujo de inundación (Figura 19d) (Sigafos, 1964). La presencia de dicha evidencia requiere que la vegetación haya estado sumergida durante un período de tiempo determinado, indicado un nivel mínimo de crecida y la dirección del flujo en dicha localización.
- IV. La erosión y eliminación de ejemplares arbóreos permite delimitar la magnitud de un evento de inundación en un curso fluvial donde existe una alta incidencia de los procesos erosivos. El límite erosivo botánico actúa como cota mínima del agua (McCord, 1990). La datación de la inundación puede realizarse en los eventos modernos mediante el análisis de la serie de ortofotografías disponibles mediante la comparación de las imágenes pre y pos-erosión de la vegetación (ver paneles (e) y (f) de la Figura 19). Para la datación de eventos más antiguos, se pueden comparar imágenes históricas en el caso que exista un registro de alta frecuencia y resolución espacial apropiada. Adicionalmente, se pueden realizar estimaciones de la velocidad mínima de la corriente de agua durante un evento considerado en base al cálculo del esfuerzo cortante.



Figura 19. Acumulación de elementos ligeros transportados por el flujo de agua durante la inundación (a-b) sobre vegetación de ribera del río Guadalquivir. (c) Muesca de un ejemplar arbóreo causada por el impacto con un material pesado transportado. (d) Imbricación botánica en el sentido del flujo de inundación de unos ejemplares de *Tamarix sp.* Cultivo de *Olea Europaea* en un momento previo (e) y posterior (f) a la inundación relámpago de 2009 en el arroyo de Ibros. Nótese la importante eliminación de ejemplares próximos al cauce.

4.2. Teledetección

Los instrumentos satelitales son cada vez más usados para la caracterización del riesgo de inundación y su gestión, teniendo hoy en día una importante relevancia (Skakun et al., 2014). Actualmente, aportan a la paleohidrología de inundaciones una valiosa fuente de detección y procesamiento de evidencias de inundación de manera remota a gran escala, alta resolución y de una forma rápida con el objeto de inferir el perímetro mojado de un evento dado, así como un potente medio de verificación de los indicadores catalogados en campo. El desarrollo tecnológico producido durante las últimas décadas ha permitido el lanzamiento de satélites con instrumentos activos y pasivos de una mayor resolución espacio-temporal. Este hecho aumenta la precisión de la técnica (Quirós & Gagnon, 2020) y descender considerablemente la escala espacial de aplicación para el estudio de inundaciones desde grandes ríos (ej. Mississippi o Yangtsé) (Rango & Anderson, 1974; Wang et al., 2003) a pequeños como el río Guadalquivir (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017), Ebro (Notti et al., 2018) o Guadiana (Quirós & Gagnon, 2020), e incluso a sus cursos tributarios (Moral-Erencia et al., 2020). Como indica Notti et al. (2018), los criterios que evalúan la capacidad de los sensores satelitales para cartografiar el comportamiento de un evento de inundación dependen del retardo del paso del satélite respecto al caudal pico del evento, la resolución espacial del sensor dado, el tipo de sensor, las condiciones atmosféricas existentes, el uso del suelo de la zona y el procesamiento de las imágenes. De este conjunto de factores, el que más relevancia tiene a la hora de caracterizar un evento de inundación dado es el tiempo que transcurre entre el pico de la crecida y la visita del satélite, llegando a reducirse su precisión en un 50% tan solo una semana posterior en las inundaciones de lluvia larga. En zonas de alta erosión, como es el caso de las cuencas tributarias seleccionadas, el depósito de sedimento fino sobre las llanuras de inundación permite actuar como trazador y reducir el peso de este factor a la hora de delimitar el perímetro húmedo. Los satélites utilizados en teledetección se pueden clasificar en función de la procedencia de fuente energética. Si dicha fuente procede de la superficie terrestre se dominan instrumentos pasivos (Ryerson, 1960). En cambio, si la fuente es generada en el propio satélite (instrumentos activos), se califican como satélites activos (Ulaby et al., 1986).

4.2.1. Instrumentos pasivos

Los instrumentos pasivos instalados en este tipo de satélites se encargan de detectar y cuantificar la radiación electromagnética que se refleja o emite desde la Tierra mediante un sistema fotográfico o un radiómetro. El radiómetro es un sistema óptico-electrónico que detecta la radiación de una longitud concreta del espectro electromagnético (radiómetro monoespectral) o de un número diverso de rangos concretos de longitud de onda, denominadas bandas espectrales (radiómetro multi o hiperespectral). La radiación detectada se amplifica en un detector y se convierte

en un pulso eléctrico y, posteriormente, a un valor numérico que se denomina valor digital. Las imágenes obtenidas desde el satélite están sujetas a las condiciones atmosféricas y de la posición e inclinación del sol del momento en las que son obtenidas, conllevando efectos de dispersión atmosférica que pueden aumentar el ruido y reducir la calidad global de la imagen satelital. Para reducir el comentado efecto se suele realizar un posprocesamiento radiométrico mediante el uso de un software apropiado (ej. ENVI). En este procesamiento, el valor digital originario se transforma en radiancia mediante la corrección de la imagen digital usando los valores de calibrado que aportan los metadatos de la imagen satelital. Adicionalmente, las imágenes pueden contener distorsiones geométricas que se pueden solventar igualmente mediante un software apropiado con los mismos metadatos proporcionados. Aun así, hoy en día, los diferentes portales webs satelitales incluyen la posibilidad de evitar este paso previo al permitir la descarga de las imágenes tras un posproceso que incluye ambas correcciones radiométrica y geométrica (Irons et al., 2012). Originalmente, los satélites pasivos lanzados a partir de la década de los 60 poseían un sensor fotográfico (ej. TIROS-1 en 1960), evolucionando posteriormente a una combinación de sensores fotográficos y radiómetros monoespectrales durante las décadas posteriores.

Actualmente, los satélites puestos en órbita durante la última década llevan a bordo sensores pasivos multi o hiperespectrales, que son capaces de detectar la radiación electromagnética de multitud de bandas espectrales, denominadas canales. Habitualmente, en los sensores pasivos de última generación, se recoge y procesa la radiación reflejada o emitida en el espectro visible (0,4-0,8 μm), infrarrojo cercano (0,8-2,5 μm), infrarrojo medio (2,5-8 μm), infrarrojo térmico (8-14 μm), infrarrojo lejano (14-1.000 μm) y microondas (1 mm-1 m) (Elachi & Van Zyl, 2006). Este hecho permite obtener una mayor información global, aprovechando las fortalezas de las diferentes bandas del espectro electromagnético. En términos del riesgo de inundación, las regiones más utilizadas para la detección del perímetro húmedo durante la inundación es la región visible, debido a su mayor resolución espacial respecto a la región infrarroja cercana e infrarroja media, que facilita el proceso de fotointerpretación visual (Notti et al., 2018). La resolución espectral juega un papel fundamental en la aplicación de técnicas de extracción semiautomática de la máscara de inundación, siendo más precisa cuando se dispone de un mayor número de bandas espectrales. En estas técnicas se emplea la huella o firma espectral del agua para poder separarla con precisión de otros elementos mediante el empleo de clasificaciones supervisadas o no supervisadas (Frazier et al., 2000). Los satélites pasivos existentes empleados para teledetección se pueden clasificar en función de su resolución espacio-temporal, que suele mostrarse en una relación inversamente proporcional. En base a este criterio se ha realizado la subdivisión de los instrumentos pasivos, existiendo satélites de baja resolución espacial y alta resolución temporal, satélites de media resolución espacio-temporal y satélites de alta resolución y baja resolución temporal, que se detallan en el Anexo I. Clasificación de los satélites en función de la resolución espacio-temporal.

Los satélites de baja resolución espacial y de media resolución espacio-temporal no son óptimos de aplicación sobre los ríos de tamaño pequeño como los considerados en la zona de estudio para la detección de las áreas inundadas debido a la insuficiente resolución espacial que presentan. En contrapartida, los satélites de alta resolución y baja resolución temporal permiten su aplicación en el río Guadalquivir (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017) para la caracterización del perímetro mojado durante las inundaciones de lluvia larga. Se han empleado las imágenes de Landsat-5 para como un medio de verificación de las simulaciones hidráulicas en las llanuras de inundación del sector Mengíbar-Marmolejo durante la inundación de lluvia larga del 24 de febrero de 2010. Afortunadamente, el paso del satélite se produjo solo unas horas después (11:41-24/12/2010) del pico de la crecida (07:0-24/12/2010), induciendo a leves diferencias de caudal pico ($Q_{07:00} = 1.928 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \approx Q_{12:00} = 1.882 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Adicionalmente, la imagen satelital presentaba escasa nubosidad en el sector de estudio, pudiendo minimizar la pérdida de precisión asociada a ese desfase temporal y a las condiciones atmosféricas. En el caso de las cuencas tributarias de Salado de Arjona, Porcuna e Ibros es necesaria una mayor resolución espacial al tener un tamaño notablemente menor respecto al río Guadalquivir, haciendo imprescindible el uso de satélites comerciales. Concretamente, en las cuencas de los arroyos Salado de Porcuna y Arjona se emplearon las imágenes del satélite WorldView-1 a través de la aplicación Google Earth como medio de verificación de las simulaciones hidráulicas del evento de inundación de lluvia corta acaecido durante los días 26-27 de diciembre de 2009. En este sector, al producirse un intenso depósito sedimentario en los tramos medios y bajos de la cuenca, se pudieron emplear las imágenes obtenidas el día 09 de mayo de 2011 con una notable precisión para la delimitación de las áreas de inundación observadas mediante técnicas de fotointerpretación visual (Moral-Erencia et al., 2020).

4.2.2. Instrumentos activos

Los instrumentos activos instalados a bordo de los satélites generan su propia radiación electromagnética que es emitida hacia la superficie terrestre, dispersándose al entrar en contacto con ella. Posteriormente, la baja energía dispersada retorna al satélite donde se detecta, amplifica y analiza con el objeto de determinar la localización y las propiedades de la superficie con la que ha entrado en contacto (Chan & Koo, 2008). A diferencia de los instrumentos pasivos, la fuente energética procede del propio satélite y no de la superficie terrestre. Los instrumentos activos más utilizados en el ámbito de la teledetección aplicada a riesgos naturales como las inundaciones son los radares de apertura sintética (SAR) (Pulvirenti et al., 2011).

Los radares de apertura sintética son instrumentos activos que emiten una radiación electromagnética en el espectro de las microondas (1 mm-1 m). Se sitúan en una órbita polar, a una altitud sobre la superficie terrestre comprendida entre 500-700 km (Kane et al., 1996). Hoy en día existe una gran disponibilidad de satélites SAR

en órbita, siendo la gran mayoría de carácter comercial como, por ejemplo, TerraSAR-X (Pitz & Miller, 2010) o RadarSat-1/2 (Morena et al., 2004). TerraSAR-X opera a una longitud de onda de 31,1 mm (banda X del espectro microondas) con una resolución entre 1-5 m en función del modo de operación y una resolución espacial mínima de 2,5 d. Actualmente, la misión Sentinel-1 es el único SAR lanzado por un organismo público (Comisión Europea y ESA) del cual se pueden adquirir sus imágenes de forma abierta y gratuita (Abdikan et al., 2016). La principal ventaja de los radares de apertura sintética es su nula dependencia de las condiciones atmosféricas existentes, pudiéndose obtener imágenes útiles incluso con nubosidad a diferencia de los instrumentos pasivos. Como desventajas, se pueden indicar el complejo post-procesamiento de las imágenes SAR, el mayor ruido de la técnica (Quirós & Gagnon, 2020) y la mayor pérdida de precisión a medida que incrementa el tiempo entre el pico de crecida y la pasada satelital en comparación con los instrumentos pasivos (Notti et al., 2018). La misión Sentinel-1 consta de una constelación de dos satélites (Sentinel-1A y Sentinel-1B) que fueron lanzados en los años 2014 y 2016, respectivamente. Sentinel-1 emite una radiación electromagnética en una longitud de onda de 55,5 mm (banda C del espectro microondas) y trabaja en 4 modos de medición diferentes. *Stripmap* (SM) es el modo de mayor resolución espacial ($4 \times 5 \text{ m}^2$) en la menor franja de muestreo (80 km) usando una polarización VV+VH o HH+HV. *Interferometric wide-swath* (IW) posee una resolución espacial de $5 \times 20 \text{ m}^2$ con un área de muestreo de 240 km empleando la misma polarización que SM. A su vez, *Extra-wide swath* (EW) trabaja a una resolución de $25 \times 80 \text{ m}^2$ para una franja de muestreo amplia de 400 km. Finalmente, el modo *Wave* (WV) captura imágenes a una resolución espacial de $20 \times 5 \text{ m}^2$ con un área de muestreo de 400 km usando una polarización HH o VV. La resolución temporal es de 6 días teniendo en cuenta las órbitas de los dos satélites que actualmente forman la constelación (Torres et al., 2012).

La Junta de Andalucía empleó el satélite TerraSAR-X para la caracterización de las áreas inundadas durante las inundaciones de lluvia larga de febrero de 2010 en el río Guadalquivir y Guadalete (Férrandez de Sevilla, 2010; Vales et al., 2010). Dichas imágenes se distribuyeron posteriormente de forma gratuita a través de la REDIAM, empleándolas en este trabajo como medio adicional de verificación de los perímetros húmedos obtenidos a partir de la aplicación de técnicas de dinámica de fluidos computacional durante la caracterización de la inundación de lluvia larga de febrero de 2010 en el sector Mengíbar-Marmolejo.

4.3. Fotogrametría

La fotogrametría se define por la Sociedad Estadounidense de Fotogrametría como el arte, la ciencia y la tecnología de obtener información confiable de los objetos físicos y el medio ambiente a partir de procesos de registro, medición e interpretación de imágenes fotográficas, energía electromagnética radiante y otros

fenómenos. Durante las últimas décadas, el ámbito de la fotogrametría ha aumentado más allá de la fotografía aérea, abarcando mediciones láser (LiDAR o láser-escáner) o de fenómenos magnéticos (Wolf et al., 2014). El posterior procesamiento de los fotogramas mediante un conjunto de técnicas de procesamiento de imagen denominadas ortorectificación permite eliminar los errores geométricos causados por la perspectiva, orografía del terreno y la intrínseca del objetivo de la propia cámara. El producto final obtenido es una imagen en la que se encuentra toda su extensión perfectamente georreferenciada y muestra la misma escala, denominada ortofotografía u ortofoto. La técnica no es exclusiva de uso para la obtención de ortofotografías aéreas, sino que se aplica con leves modificaciones para imágenes terrestres e imágenes digitales obtenidas a partir de sistemas LiDAR o láser-escáner (Konecny, 2014). Su aplicación permite obtener ortofotos de alta resolución de una zona determinada (fotogrametría clásica), así como modelos digitales del terreno de gran detalle y precisión (fotogrametría LiDAR). Los modelos digitales del terreno derivados pueden estar basados en técnicas de estereoscopia a través de la restitución fotogramétrica de varios fotogramas aéreos (Udin et al., 2012) o bien en el procesamiento de las nubes de puntos LiDAR georreferenciadas a través de técnicas de triangulación o binning (Olsen et al., 2013). Ambas técnicas fotogramétricas permiten aumentar el potencial de la paleohidrología de inundaciones clásica: en primer lugar, hacen posible el proceso de detección y localización de los indicadores remotos de inundación presentes sobre la ortofotografía. Aportan información adicional y complementaria a las imágenes de satélite de alta resolución espacial, viéndose sujetas a las mismas limitaciones comentadas en la Sección 4.2. En segundo lugar, posibilitan la atribución precisa de la cota altimétrica a las evidencias remotas detectadas.

En España existe un programa estatal dedicado a obtener ortofotografías aéreas de alta resolución desde inicios de la década de los 2000 a partir de la realización de vuelos fotogramétricos, denominado Plan Nacional de Ortofotografía aérea (PNOA). En el marco del PNOA, se han efectuado vuelos fotogramétricos con una frecuencia de 2-3 años, existiendo ortofotos disponibles en los años 2005, 2007, 2009, 2011, 2013, 2016 y 2019 sobre la Cuenca Alta del río Guadalquivir. La baja resolución temporal entre las ortofotos disponibles restringe su ámbito de aplicación a zonas de alta pendiente con una notable incidencia de los procesos geomorfológicos. Todas las ortofotografías generadas en el marco del PNOA están disponibles para su descarga gratuita a través del centro de descargas del Instituto Geográfico Nacional. El último vuelo fotogramétrico disponible se produjo en julio de 2019 con un tamaño de pixel de vuelo de 0,35 m.

Adicionalmente, el PNOA incluye un programa de vuelos fotogramétricos LiDAR con el objeto de generar modelos digitales del terreno, de elevaciones y de superficies de muy alta resolución y precisión desde el año 2008 (Martínez et al., 2016). En 2014 se efectuó el primer vuelo LiDAR sobre la zona de estudio, con una densidad de 0,5 puntos/m² y un RMSE de 0,3 m en las coordenadas XY y 0,2 m en la coordena-

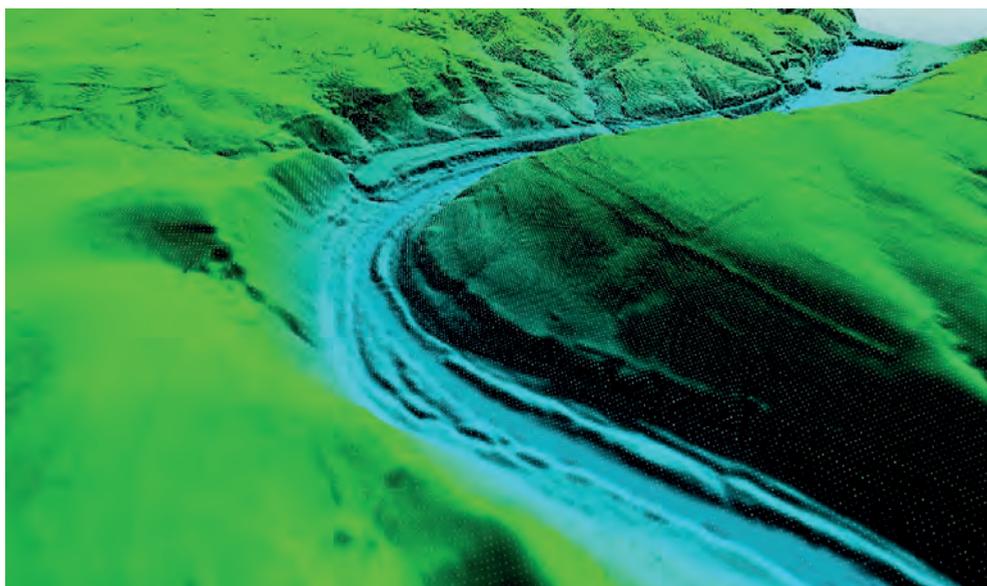


Figura 20. Modelo digital del terreno de gran detalle construido en el valle confinado de salida del sector Mengíbar-Marmolejo a partir de una nube de puntos LiDAR (superpuesta).

da Z. Al igual que en las ortofotografías, los modelos digitales del terreno, superficies y elevaciones generados, así como las nubes de puntos LiDAR georreferenciadas se pueden descargar de forma gratuita.

En el sector de estudio seleccionado se emplearon las ortofotografías de los años 2009 y 2011 del PNOA para la delimitación del perímetro húmedo de la inundación relámpago de septiembre de 2009 en la cuenca del Arroyo de Ibros mediante técnicas de fotointerpretación visual. Por último, la fotogrametría LiDAR adquiere una gran papel a la hora de reproducir con verosimilitud la base topográfica durante simulaciones numéricas computacionales con modelos hidráulicos respecto a otras técnicas (Fraile-Jurado & Ojeda-Zújar, 2013). Por ello, se ha utilizado como coordenada Z (Figura 20) durante la construcción de la malla computacional en todas las simulaciones bidimensionales efectuadas a lo largo del presente trabajo. Para evitar la presencia de obstrucciones topográficas al flujo (ej. puentes), se realizó un filtrado previo pormenorizado de cada modelo digital del terreno utilizado en un cálculo hidráulico. Adicionalmente, la fotogrametría LiDAR permitió caracterizar la elevación de las evidencias de inundación remotas detectadas en las cuencas de estudio de una forma rápida y precisa ($\pm 0,2$ m) a través de trabajo de gabinete, reduciendo notablemente la carga de trabajo de campo.

4.4. Redes de medida

4.4.1. Estaciones de aforo

Las estaciones de aforo se utilizan para cuantificar el volumen de agua por unidad de tiempo (caudal) de un curso fluvial de manera continua, con objeto de conocer el comportamiento hidrológico a lo largo de un período de tiempo. Los datos instrumentales de aforos aportan una información valiosa en el marco de la paleohidrología de inundaciones al cuantificar con exactitud la descarga fluvial y su comportamiento a lo largo de un evento dado, ayudando a la verificación de los caudales obtenidos mediante el estudio paleohidrológico y facilitando la identificación de las evidencias de una inundación dada. Para ello, se debe conocer la profundidad exacta de la lámina de agua, la velocidad media del agua circulante y la geometría de la sección seleccionada. El calado o profundidad de la lámina de agua se mide mediante la instalación de un limnómetro. El limnómetro es un sistema de flotador sobre la superficie del agua que asciende o desciende según las variaciones del nivel del agua, registrando el valor de forma continua. Durante los últimos años se están sustituyendo por sistemas basados en radar. El calado es el único parámetro que registra la estación de aforo de forma directa, obteniéndose la velocidad del agua y la geometría de la sección en base a mediciones y calibraciones registradas con anterioridad. La geometría detallada de la sección seleccionada se cuantifica con precisión (Figura 21a). La velocidad media del agua circulante se establece periódicamente a lo largo de la sección considerada mediante aforos directos con molinete en caudales bajos, o más recientemente, aforos directos con tecnología Doppler (ADP) en caudales medios. Los datos de velocidad obtenidos permiten generar pares de valores calado-caudal y generar una relación entre ambos parámetros mediante la ecuación de conservación de la masa:

$$Q=V \cdot A \quad (2)$$

donde V es la velocidad media del flujo en la sección transversal y A el área de dicha sección. La obtención de multitud de valores representativos de calado-caudal permite generar una curva de correlación que se denomina curva de gasto. Finalmente, a las medidas de altura de la lámina de agua registradas por el limnómetro de la estación de aforo se les aplica la curva de gasto calibrada, obteniendo el caudal circulante en la sección seleccionada. Al ser una medida final que depende directamente de calibraciones y medidas previas, cualquier proceso erosivo o sedimentario que altere la geometría de la sección del aforo durante la crecida conllevará un cambio en la curva de gasto y un consiguiente error en la medida del caudal.

En España existe una red propia dedicada a la medida del caudal en los cauces superficiales, denominada Red Oficial de Estaciones de Aforo (R.O.E.A.). Los datos se pueden consultar en abierto a través del visor del Sistema de Información

del Anuario de Aforos (<https://sig.mapama.gob.es/redes-seguimiento/>). La R.O.E.A. se creó en España en el año 1911. Se instalaron los primeros puntos de medida de la altura de la lámina del agua en 42 secciones fluviales diferentes a lo largo del territorio Español y se practicaron aforos para determinar las primeras curvas de gasto, especialmente en secciones anchas en cursos fluviales de entidad. Inicialmente, las estaciones disponían de una escala sobre un muro o una construcción en la que se realizaba la lectura diaria manual del nivel del agua, proporcionando el caudal circulante a partir de la curva de gasto. Durante el paso de los años, la R.O.E.A. ha evolucionado en densidad (ej. Salado de Porcuna (Figura 21b) y equipamiento gracias al mayor conocimiento de las cuencas hidrográficas, el desarrollo tecnológico y el cambio en los cauces con el objetivo de lograr un mejor control y gestión de los recursos hídricos. Las estaciones de aforo fueron adaptando progresivamente el sistema de flotador y caseta para la medida continua del caudal.

De una forma paralela e independiente a la R.O.E.A., se produjo el desarrollo de los Sistemas Automáticos de Información Hidrológica (S.A.I.H.) durante finales del siglo XX. Su implantación ayudó a la instalación de un importante número de estaciones de aforo a lo largo del territorio español. La mayor diferencia respecto a la R.O.E.A. era la inmediatez de los datos registrados, que se enviaban en tiempo real a través de tecnologías VSAT, GSM o GPRS para mostrarlos en los portales webs de cada confederación hidrográfica, mejorando notablemente las herramientas de prevención y de alerta temprana frente a las inundaciones. En el caso concreto de la cuenca del Guadalquivir, la implantación del S.A.I.H. comenzó en 1993. A partir de 2015 se regularizó el proceso de la integración de la red S.A.I.H. y de la R.O.E.A. en una sola red, denominada Red Integrada de Aforos (SAIH-ROEA). El propósito de la integración, que hoy en día sigue desarrollándose, es aunar la inmediatez de las redes S.A.I.H. con la densidad de la R.O.E.A. para poder disponer de un gran número de estaciones de aforo en tiempo real que sirva para fortalecer los sistemas de prevención y de alerta temprana frente a las inundaciones, así como un mayor conocimiento hidrológico de las cuencas.

En la zona de estudio considerada existen tres estaciones de aforo activas en la actualidad. Dos de ellas se localizan en el sector Mengíbar-Marmolejo y una en la cuenca de drenaje del Arroyo Salado de Porcuna (círculos rojos en la Figura 22). Las cuencas del arroyo de Salado de Arjona y de Ibros no cuentan con estaciones de aforo, y por tanto se tratan de cuencas no aforadas. La estación de aforo “Mengíbar” (indicativo ROEA 5004) se ubica en una sección del río Guadalquivir situada a 800 metros aguas abajo de la presa de Mengíbar, siendo de tipo encauzamiento con canal de aguas bajas. El inicio de las mediciones se remonta al año 1911 y se extiende hasta el presente año 2021. La continuidad y consistencia en el registro es media-alta, presentando algún registro en 93 años hidrológicos (84,5%). De los 93 años hidrológicos con datos, 71 se encuentran completos en su totalidad (64,5%) y 22 con alguna

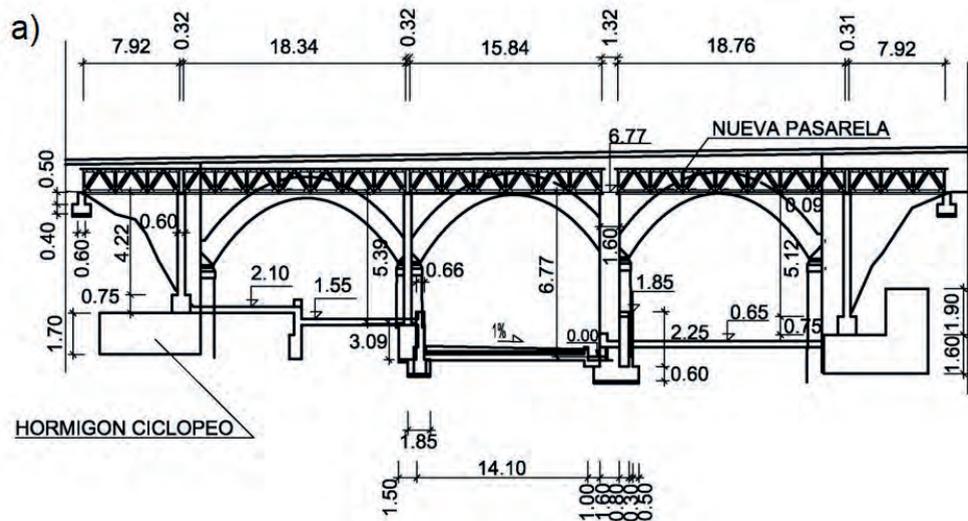


Figura 21. (a) Geometría concreta de la sección del Arroyo Salado de Porcuna donde se ubica la estación de aforo 5142 “Porcuna”. (b) Imagen real de la misma estación de aforo durante la descarga pico ($Q = 219 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) de las inundaciones de lluvia corta de diciembre de 2019.

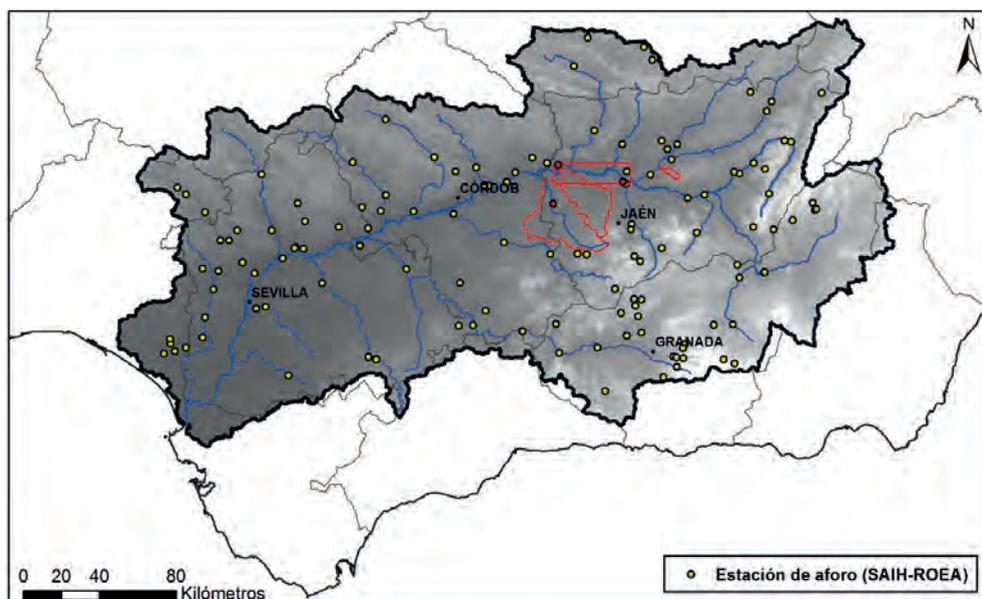


Figura 22. Estaciones de aforo activas de la Red Integrada SAIH-ROEA situadas en la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir. En perímetro rojo y círculo rojo se indican los sectores de estudio y las estaciones de aforo existentes sobre ellos, respectivamente.

laguna en la serie (20%). Actualmente dicha estación se encuentra automatizada en el Sistema de Información Hidrológica del Guadalquivir (S.A.I.H.) bajo el código A08.

Aguas abajo de la localidad de Andújar se encuentra la presa de Marmolejo, en la cual se realiza el aforamiento de las descargas de salida a través de la misma. El período de medida del caudal de salida abarca desde 1975 hasta la actualidad. En este caso, la consistencia y continuidad de las medidas es muy alta, presentando mediciones en los 46 años hidrológicos en las que lleva activa (100%). Cuarenta y cuatro años hidrológicos se encuentran completos en su totalidad (95,7%) y tan solo 2 (0,3%) muestran la pérdida de algún valor. Las medidas de caudal de salida también se encuentran automatizadas en el SAIH Guadalquivir con el indicativo H05. En la cuenca de Salado de Porcuna se encuentra la estación de aforo “Porcuna” (indicativo ROEA 5142) (Figura 21b). Se localiza en una sección del arroyo Salado de Porcuna próxima a la localidad de Porcuna (Jaén), siendo de tipo encauzamiento con canal de aguas bajas. Las medidas de caudal comienzan en el año 1980 hasta la actualidad, abarcando un período activo de 41 años hidrológicos. En 30 de ellos existe algún dato de caudal aportado por la estación (73,2%), siendo 21 años hidrológicos los que se encuentran íntegros en su totalidad (51,2%) y 9 con la ausencia de algún valor (22%). Por lo tanto, su consistencia y continuidad de las medidas de caudal es media-baja.

Al igual que las anteriores, los datos se encuentran automatizados en la red SAIH Guadalquivir, mostrando el código A11.

4.4.2. Redes y bases de datos de precipitación

4.4.2.1. Redes de precipitación

Las redes de precipitación sirven para medir la precipitación líquida o sólida a lo largo de un territorio en un período de tiempo mediante el uso de pluviómetros o pluviógrafos, dando una idea de la cantidad, distribución espacial y, en ocasiones, la distribución temporal y la duración de las precipitaciones. La cuantificación de dichos parámetros permite verificar la precipitación máxima probable inferida a partir de la paleohidrología de inundaciones modernas. Con tal fin se utilizaban pluviómetros manuales, que son recipientes de geometría cilíndrica generalmente de plástico o de acero inoxidable en los que se mide la altura del líquido precipitado con la ayuda de una escala graduada o probeta. En zonas aisladas o remotas en las que las lecturas de la precipitación eran más infrecuentes en el tiempo, se utilizaban los pluviómetros totalizadores. Dichos pluviómetros eran muy parecidos al pluviómetro manual con la diferencia de que incluían un embudo que redirigía el agua a un recipiente que la mantenía protegida de la evaporación. Hoy en día se encuentran prácticamente en desuso. En ambos casos solo se obtiene el acumulado de precipitación desde la última lectura, pero no la distribución temporal (intensidad de precipitación) ni su duración, imposibilitando la construcción de un hietograma. Para ello se usaban los pluviógrafos. A diferencia de los pluviómetros, los pluviógrafos sí permiten conocer la distribución temporal y la duración de las lluvias, pudiéndose construir un hietograma. El más usado por su relación calidad/precio es el pluviógrafo de sifón (Figura 23a), aunque existen otros sistemas menos utilizados como el pluviógrafo de doble cubeta basculante. El pluviógrafo de sifón consiste en un tambor giratorio que rota con una frecuencia de giro constante. Posee un flotador que va variando su altura en función del agua precipitada y un puntero que registra esa altura en el tiempo sobre papel graduado cartesiano. Sobre el papel se indicaba en el eje de abscisa el tiempo transcurrido y en el eje de ordenada la altura de la precipitación.

Con el desarrollo tecnológico, las redes de precipitación han incrementado y se han adaptado a la era digital. Los pluviómetros manuales y pluviógrafos de sifón han dejado de tener protagonismo, sustituyéndose por pluviómetros automáticos de balancín/cuchara conectados en tiempo real o cuasi tiempo real a internet a través de sistemas VSAT, GSM o GPRS (Figura 23b). Los pluviómetros de balancín o cuchara poseen en su interior un sistema de dicha morfología previamente calibrado al volumen definido. La cantidad a la que se encuentra calibrado el pluviómetro determina su sensibilidad. Cuando la precipitación acumulada en la cuchara o balancín se iguala a la sensibilidad del aparato, vuelca el agua contenida en la misma y genera un pulso eléctrico que es recogido por el sistema electrónico del pluviómetro y lo envía al cen-



Figura 23. (a) Detalle de un pluviógrafo de sifón usado por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en su red manual. (b) Pluviómetro automático VSAT de balancín A08 “Guadalquivir Mengibar” perteneciente a la red SAIH Guadalquivir.

tro de control de la red correspondiente. El desarrollo de este sistema permite obtener la duración de la precipitación, su intensidad y el acumulado en tiempo real o cuasi real, pudiendo generar el hietograma del episodio de precipitación de inmediato.

En la zona de estudio designada existen diferentes redes oficiales de precipitación pertenecientes a diferentes instituciones públicas como Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Junta de Andalucía o Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG). La AEMET posee dos redes diferentes: en primer lugar, la Red de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMA) consta de pluviómetros de balancín de marca Thies o Vaisala distribuidos por el territorio español que transmiten de forma abierta para el público con una frecuencia de 1 hora a la página web de la institución. Dicha red fue constituida desde el inicio del siglo XXI, basándose en gran parte en la automatización de la antigua red manual existente. En segundo lugar, la AEMET posee la Red de Estaciones Secundarias, dotada por pluviómetros manuales de la marca Hellmann, pudiéndose obtener solo la medida de la precipitación acumulada en 24 horas. Durante las últimas décadas, el número de pluviómetros asociados a esta red ha bajado considerablemente debido al proceso de automatización y los movimientos sociales asociados al éxodo rural (Rodríguez-Ballesteros, 2008). Los datos registrados se transmiten de forma manual a la institución con una frecuencia mensual. Hoy en día, dicha red presenta importantes limitaciones desde el punto de vista hidrológico al no poder disponer de la distribución temporal de la precipitación, siendo útil especialmente para uso climatológico.

La Junta de Andalucía dispone de dos redes, la Red de Información Agroclimática de Andalucía (RIA) y la Red de Alerta e Información Fitosanitaria (RAIF). En el caso de la RIA, el equipamiento corresponde a pluviómetros de balancín de la marca Vaisala que retrasmiten los datos con una frecuencia de 24 horas, registrando

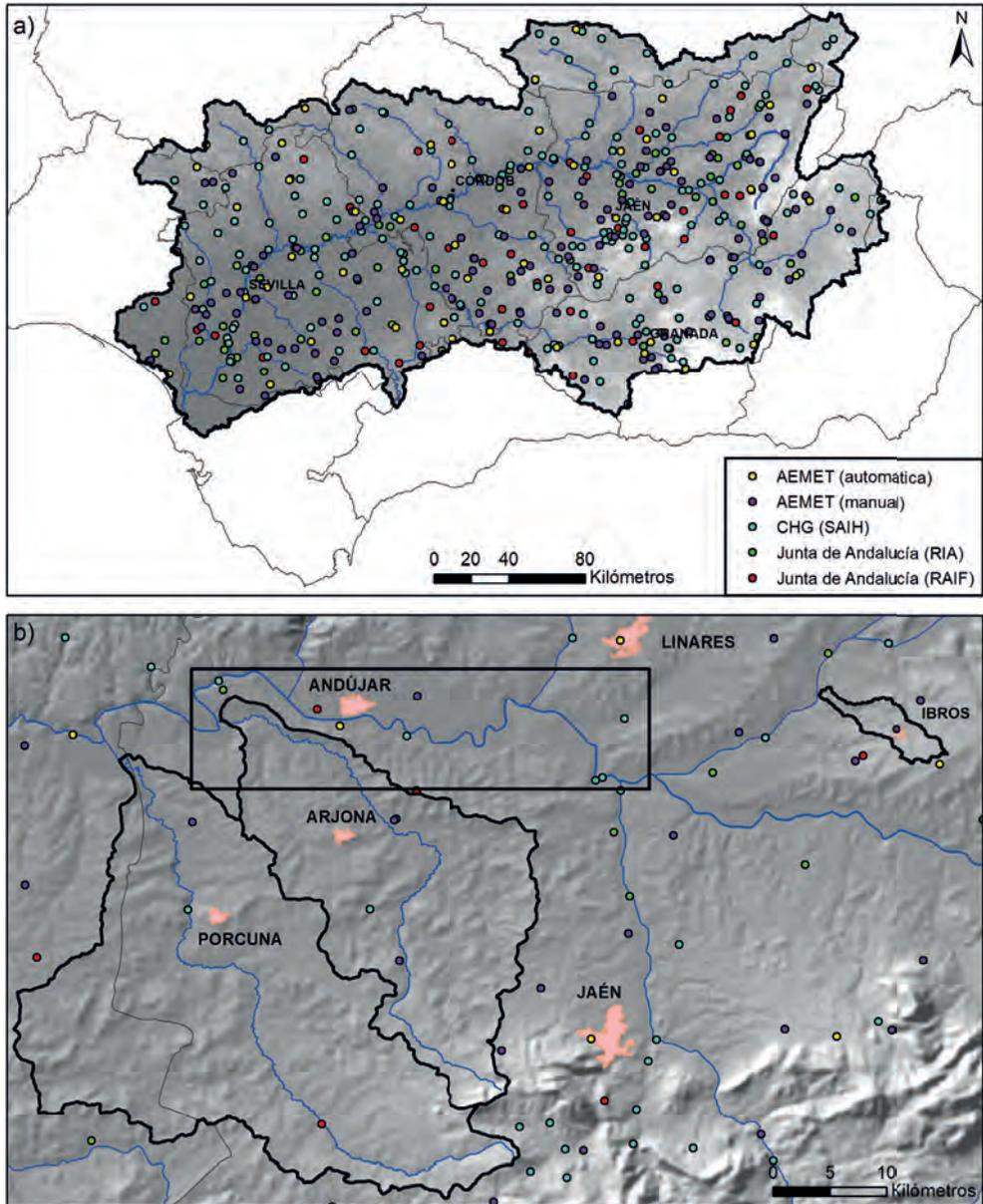


Figura 24. (a) Pluviómetros activos existentes en la cuenca hidrográfica del río Guadalquivir pertenecientes a las diferentes redes. (b) Detalle de los pluviómetros instalados dentro y próximos de los sectores de estudio seleccionados. Nótese la escasa distribución e irregularidad.

el valor cada media hora en el portal web (<http://eportal.mapa.gob.es/websiar/Inicio.aspx>). En contrapartida, la red RAIF usa pluviómetros de balancín de la marca Campbell, enviando los datos de precipitación con una frecuencia de 24 horas y una frecuencia de muestreo de 1 hora a su página web (<https://ws142.juntadeandalucia.es/agriculturaypesca/fit/clima/inicio.do>). Ambas redes permiten obtener la distribución de la precipitación, su duración y la intensidad, pudiéndose construir el hietograma de un evento dado. Finalmente, la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir dispone de una densa red automática que se integra en SAIH Guadalquivir (Figura 24a). Dispone de pluviómetros de balancín de la marca Vaisala y Young que retransmiten en tiempo real a la web de la red (<https://www.chguadalquivir.es/saih/>). Una vez procesados, los datos de precipitación se pueden obtener con una frecuencia de muestro horaria, representando la duración, intensidad y distribución de la precipitación.

Dentro de la zona de estudio existen diecisiete pluviómetros de los cuales nueve se encuentran en el sector Mengíbar-Marmolejo, cuatro en la cuenca del arroyo Salado de Arjona, tres en la cuenca del Arroyo Salado de Porcuna y uno en la cuenca del Arroyo de Ibros (Figura 24b). Dentro de la baja densidad existente en las redes pluviométricas, la mayor se encuentra en la cuenca del Arroyo de Ibros con un pluviómetro cada 26 km². Dicho valor es más bajo en el sector Mengíbar-Marmolejo (un pluviómetro en 50 km²) y en Salado de Arjona (un pluviómetro cada 123 km²). La menor densidad se encuentra en la cuenca del arroyo Salado de Porcuna con un medidor cada 269 km². De los diecisiete pluviómetros existentes, once (64,7%) son de carácter automático y permiten obtener el hietograma de un evento de inundación dado. Los cinco restantes aportan el dato de la precipitación acumulada cada 24 h.

4.4.2.2. Bases de precipitación

Las bases de precipitación consisten en recopilaciones de datos históricos de valores de precipitación acumulada durante un período y área determinada. Los datos se distribuyen a partir de una malla estructurada cuadrangular o rectangular que cubre total o parcialmente el territorio. Las bases de precipitación que cubren la totalidad del planeta se denominan globales, siendo regionales las dedicadas a un área determinada. Los datos de partida que alimentan las bases de datos de precipitación provienen de diferentes fuentes: pluviómetros, satélites y reanálisis (Sun et al., 2018).

Las bases de datos basadas en pluviómetros toman como dato de partida la precipitación acumulada provista por diferentes redes de pluviómetros globales o regionales, trasladando los valores puntuales existentes previos a una malla mediante técnicas estadísticas. La fiabilidad de este tipo de bases de datos depende de la densidad y distribución de los pluviómetros, llegando a ser muy limitada en áreas de baja densidad debido a la intrínseca variabilidad espacial de la precipitación. Existen seis

bases de datos globales que proporcionan una cobertura temporal mayor o igual a 30 años con una resolución espacial entre 0,5-2,5 °, que equivale a unos 50-250 km para una latitud entre 30 y 40° N (Tabla 1):

- *Climate Research Unit* (CRU) (Harris et al., 2014) fue desarrollada por investigadores de la University of East Anglia (Reino Unido) para la caracterización de diversas variables climáticas, entre las que se encuentra la precipitación. Los datos de partida son obtenidos a partir de las redes pluviométricas de los servicios meteorológicos de cada país, siendo AEMET en el caso de España, y otros organismos internacionales como la Organización Meteorológica Mundial (WMO) o la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). Dicha base de datos presenta un período útil de 114 años (1901-2015) con una frecuencia mensual y una resolución espacial de 0,5 °.
- *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) (Rudolf et al., 2011) fue únicamente creada para la caracterización de la precipitación. Recopila y analiza la precipitación de los servicios meteorológicos de 158 países y 31 regiones, superando los 60.000 pluviómetros en total. Ofrecen dos versiones diferentes: *GPCC* y *GPCC-daily*. *GPCC* ostenta una resolución temporal mensual y una resolución espacial de 0,5, 1,0 y 2,5 ° (Schamm et al., 2014) en el período 1901-2013 (112 años). A su vez, *GPCC-daily* ofrece una resolución temporal diaria y una resolución espacial de 1,0 ° a lo largo del período 1988 - 2013 (25 años).
- *Precipitation reconstruction over land* (PRECL) es desarrollada por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), usando como datos de partida los datos de 17.000 pluviómetros derivados de la red global Global Historical Climatology Network (GHCN). Posee tres variantes diferentes entre 0,5 y 2,5 ° con una resolución temporal mensual. Dicha base de datos cubre el período 1948-2020 (72 años) para las resoluciones espaciales 1,0-2,5 ° y 1948-2012/01 (64 años) para 0,5 °.
- *University of Delaware* (UDEL) (Willmott & Matsuura, 1995) obtiene los datos mayoritariamente de la red GHCN y de otras redes minoritarias. La resolución espacial es de 0,5 ° en un formato mensual cubriendo el período 1900-2014 (114 años).
- *Gauge-based Analysis of Global Daily Precipitation* (CPC-Global) (Xie et al., 2010) obtiene los datos a partir de 30.000 pluviómetros a lo largo del planeta en base a los reportes de diferentes redes globales de observación terrestre y servicios meteorológicos nacionales con el objetivo de crear una red unificada y de alta calidad. Presenta una resolución espacial de 0,5 ° a través de un formato diario durante el período 1979-2005 (26 años).

Tabla 1.

*Bases de datos de precipitación basadas en pluviómetros, satélites y reanálisis con una relación equilibrada entre resolución espacial, temporal y período útil
(adaptado y actualizado de Sun et al., 2018)*

Base de datos	Tipología	Resolución espacial	Resolución temporal	Período útil
CRU	Pluviómetros	0,5°	Mensual	1901-2015
GPCC	Pluviómetros	0,5-2,5°	Mensual	1901-2013
GPCC-daily	Pluviómetros	1,0°	Diaria	1988-2013
PRECL	Pluviómetros	0,5-2,5°	Mensual	1948-2020
UDEL	Pluviómetros	0,5°	Mensual	1900-2014
CPC-Global	Pluviómetros	0,5°	Diaria	1979-2005
Spain02	Pluviómetros	0,11-0,44°	Diaria-mensual	1971-2010
AEMET v2	Pluviómetros	0,05°	Diaria	1951 –2020
GPCP	Satélite	1,0-2,5°	Diaria-mensual	1996-2020 1,0° 1979-2020 2,5°
TRMM	Satélite	0,25°	3 h-mensual	1998-2020
GSMaP	Satélite	0,1°	1 h-diaria	2002-2012
PERSIANN	Satélite	0,04-0,25°	3 h-diaria	2003-2020 0,04° 1983-2020 0,25°
CMORPH	Satélite	0,07-0,25°	30'-diaria	2002-2020
GPM	Satélite	0,1°	30'-diaria	2015-2020
MSWEP	Satélite	0,1-0,5°	3 h-diaria	1979-2020
NCEP1/2	Reanálisis	1,88-2,5°	6 h-mensual	1948-2020
ERA5	Reanálisis	0,25°	1 h-mensual	1950-2020
JRA-55	Reanálisis	0,6°	3 h-mensual	1958-2020
MERRA	Reanálisis	0,5 x 0,67°	1 h-mensual	1979-2020
CFSR	Reanálisis	0,25°	6 h	1979-2020

Adicionalmente, existen dos redes pluviométricas regionales que cubren el territorio español con un mayor detalle que las redes globales, *Spain02* y *AEMETv2*. *Spain02* (Herrera et al., 2012, 2016) es una base de datos regionalizada para España para los parámetros de precipitación y temperatura media. La precipitación está basada en datos provenientes de más de 3.000 pluviómetros pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) que son tratados mediante la aplicación de diferentes técnicas de interpolación como krigeaje o spline. Consta de tres diferentes

resoluciones espaciales (0,44, 0,22 y 0,11 °) con una resolución temporal mensual y diaria a lo largo del período 1971-2010 (39 años). *AEMETv2* (Peral et al., 2017) es una base de datos de precipitación y temperatura máxima/mínima en 24 h que cubre el territorio peninsular de España y las islas Baleares. En la última versión (v2) se usan los datos de las 3.236 estaciones pluviométricas totales existentes en el Banco Nacional de Datos Climatológicos de la AEMET, que son tratados posteriormente mediante técnicas estadísticas de interpolación. La resolución espacial de *AEMET v2* es de 0,05 °, siendo la más detallada de las bases existentes en pluviómetros sobre la cuenca del Guadalquivir. Abarca 69 años (1950-2020) con una resolución temporal diaria.

Las bases de precipitación basadas en satélites se clasifican en función del tipo de sensor utilizado para la medición (Michaelides et al., 2009), existiendo bases de datos que emplean sensores visibles o infrarrojos (VIS/IR), sensores microondas pasivos (PMW), sensores microondas activos (MW) y mixtas (Prigent, 2010). Su construcción es posible gracias al desarrollo de diversos algoritmos que permiten realizar una estimación de los valores de precipitación a partir de los datos aportados por los sensores satelitales geoestacionarios o polares. Los algoritmos diseñados para sensores VIS/IR utilizan el brillo y la temperatura de las nubes para inferir la intensidad de la precipitación, asumiendo una mayor intensidad de la misma a un mayor brillo en el canal visible y una menor temperatura en el infrarrojo (Ba & Gruber, 2001). La mayor limitación de estos algoritmos es que su fundamento se basa en una relación plenamente indirecta, produciendo mayores errores cuando existen nubes de tipología alta (ej. cirros), que no producen precipitación, pero sí una baja temperatura en el espectro infrarrojo. En el caso de los satélites PMW, los algoritmos no se centran en la cobertura nubosa sino en el tamaño de gotas de precipitación. Este hecho les adquiere una ventaja respecto a los VIS/IR, ya que la medida no es tan indirecta. Por último, los algoritmos basados en satélites MW se basan en el análisis de la estructura tridimensional de la precipitación que es capaz de resolver este tipo de sensores (Kummerow et al., 2000). Su aplicación permite obtener una mayor información del comportamiento de la precipitación y realizar una estimación más fiable. Finalmente, los valores de precipitación procesados en un período de tiempo se trasladan a una malla cuadrangular o rectangular. Actualmente, existen siete bases de datos que muestran una mejor relación resolución espacio-temporal/período útil (Tabla 1), siendo la mayoría de carácter mixto con el objeto de aprovechar las fortalezas de cada técnica y reducir sus debilidades. De manera resumida, éstas son:

- *Global Precipitation Climatology Project (GPCP)* (Adler et al., 2003) se basa en la combinación de los datos obtenidos por satélites MW e IR geoestacionario que son corregidos mediante datos de pluviómetros para reducir los errores inherentes de la estimación. Ofrecen dos variantes de la base de datos que se distribuyen con una resolución temporal diaria y mensual. GPCP 1,0 ° posee una mayor resolución espacial (1,0 °) y menor período

útil (24 años, 1996-2020). En contrapartida, GPCP 2,5 ° tiene un menor detalle (2,5 °) y una serie de datos mayor (41 años, 1979-2000).

- *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)* (Yong et al., 2015) presenta dos versiones con características diferentes. TRMM 3B42 se construye a partir de satélites PWM e IR. TRMM 3B43 utiliza las mismas fuentes satelitales que TRMM 3B42 pero además incluye una corrección mediante datos de pluviómetros. Aunque se considera como base de precipitación global, técnicamente cubre desde 50 °S hasta 50 °N. La resolución temporal es de 0,25 ° para las dos variantes, manteniendo TRMM 3B42 una mayor resolución temporal (3 h - diaria) respecto a TRMM 3B43 (mensual). La escasez de datos de pluviómetros con resolución temporal inferior al mes limita la aplicación de la corrección en una escala temporal menor. Ambas variantes tienen un período útil de 22 años (1998-2020).
- *Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP)* (Ushio et al., 2009) es desarrollada a partir de los datos de satélites MW y el canal IR de todos los satélites geoestacionarios mediante la aplicación de un algoritmo de filtro de Kalman. La resolución espacial es de 0,1 ° con una frecuencia de datos de 1 h y 24 h durante 10 años (2002-2012).
- *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN)* (Hong et al., 2004) se alimenta del canal infrarrojo de los satélites geoestacionarios apoyado por medidas de satélites PMW para reducir los errores asociados a la medición indirecta. Se basan en una metodología de redes neuronales artificiales para la obtención de la precipitación estimada a muy alta resolución espacial (0,04 °) y temporal (30 min, 3 y 6 h) durante el período 2003-2020 (17 años). Adicionalmente, ofrecen una versión con menor resolución espacial (0,25 °) y temporal (3, 6, 24 h) que abarca 37 años (1983-2020).
- *Climate Prediction Center morphing technique (CMORPH)* (Joyce et al., 2004) se basa en mediciones PMW apoyadas por datos IR de satélites geoestacionarios. En este caso, solo usan los datos PMW como partida para después propagar espacialmente las masas de precipitación aprovechando la mayor frecuencia de actualización de los satélites geoestacionarios. Ofrecen dos variantes a diferentes resoluciones espaciales (0,07 y 0,25 °) con una frecuencia de datos cada 30 min o diaria durante 18 años (2002-2020).
- *Global Precipitation Measurement (GPM)* (Hou et al., 2014) se basa en satélites MW. La resolución espacial es de 0,1 ° con una frecuencia de 30', 3 y 24 h durante un período de 5 años (2015-2020).
- Finalmente, *Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP)* (Beck et al., 2017) usa una combinación de datos satelitales VIS/IR, datos

de pluviómetros derivados de la base GPCC y modelos atmosféricos (JRA, ERA...). La resolución espacial de MSWEP es de 0,1-0,5 ° con una frecuencia temporal cada 3 - 24 h desde 1979 (41 años).

Por último, las bases de datos de precipitación basadas en reanálisis pretenden reducir el efecto de la irregularidad espacial de las redes pluviométricas y la insuficiente resolución temporal de los satélites existentes. Se basan en modelos meteorológicos que simulan las condiciones existentes en un período de tiempo determinado, obteniendo la precipitación como un producto de salida de la simulación. La calidad de este tipo de bases de datos está marcada por la cantidad y calidad de los datos asimilados durante el cálculo, asignando una mayor o menor verosimilitud respecto a las condiciones reales. Existen cinco bases de datos de precipitación basadas en reanálisis que muestran una mejor relación resolución espacio-temporal y período útil (Tabla 1), que se detallan a continuación:

- ERA5 (Hersbach et al., 2020) fue creada por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) y se construye a partir de la simulación de las condiciones atmosféricas en un momento concreto usando 137 niveles verticales diferentes hasta una altura de 80 km. Los datos de partida utilizados en el cálculo provienen de multitud de satélites y de observaciones terrestre. La resolución espacial es de 0,25 ° con una frecuencia horaria o mensual de los datos en el período 1950-2020 (70 años).
- *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (Kalnay et al., 1996) posee una frecuencia de datos 6 h - mensual y resolución espacial entre 1,88 (NCEP2) (Kanamitsu et al., 2002) y 2,5 ° (NCEP1) durante 72 años útiles en NCEP1 (1948-2020) y 41 años para NCEP2 (1979-2000).
- *Japanese 55-year Reanalysis* (JRA-55) simula las condiciones atmosféricas durante 62 años con una frecuencia de datos desde 3 h al mes y una resolución espacial de 0,6 ° (Kobayashi et al., 2015).
- *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications* (MERRA) (Gelaro et al., 2017) ofrece un período válido de 41 años (1979-2020) con una resolución rectangular de 0,5 x 0,67 ° y una frecuencia de datos máxima horaria.
- *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (Saha et al., 2010) simula las condiciones existentes durante el período 1979-2010 (31 años) con una malla cuadrangular de 0,25 ° y una resolución temporal de 6 horas.

En este trabajo se han seleccionado las bases de datos de precipitación para la verificación de la precipitación máxima probable en las cuencas de estudio. En concreto, se han escogido *Spain02* y *AEMETv2* debido a su gran resolución espacial: 0,11 y 0,05 °, respectivamente. Dichas bases son construidas a partir del Banco de Datos Climatológicos de la AEMET, aportando la mayor correlación respecto a los

acumulados indicados por las redes pluviométricas para los eventos de inundación considerados. Adicionalmente, la resolución espacial de *Spain02* y *AEMETv2* es muy superior a los 0,5 ° mostrados por *GPCC-daily* y *CPC-Global*. Al disponer de áreas de estudio con un área inferior a 2.000 km², dichas bases no aportan el suficiente detalle sobre ellas, mostrando un único punto de malla para la totalidad del área. Es de resaltar que los datos que alimentan la malla no muestran ningún valor puntual dentro de las cuencas seleccionadas, mostrando las capitales de Jaén y Córdoba como zonas más cercanas. El resto de recopilaciones basadas en pluviómetros se descartaron al poseer una resolución temporal insuficiente superior al día. Las bases de datos derivadas de satélite *PERSIANN* y *CMORPH* sí muestran una adecuada resolución espacial (0,04 y 0,07 °, respectivamente) pero se observó una infraestimación de hasta 50% en el acumulado de los eventos invernales. Ello se muestra de acuerdo con lo comentado por Notti et al. (2018) para las precipitaciones con un origen no convectivo en su totalidad, que son las acaecidas durante los meses de la estación fría. Por último, las bases de datos de reanálisis presentan el mismo problema de resolución espacial comentado anteriormente. ERA5 es la de mayor detalle (0,25°, ~25 km), siendo insuficiente para caracterizar irregularidades durante los eventos de estudio.

4.5. Modelos empleados de flujo de aguas someras y transporte de sedimentos

La dinámica de fluidos computacional se ha aplicado para la caracterización de inundaciones desde finales del siglo XX (O'Brien et al., 1993; Makhanov et al., 1999), considerándose hoy en día un método estándar (Bohorquez, 2016). La recreación de las condiciones existentes mediante modelos que reproducen el proceso físico permite obtener un conocimiento inigualable de la dinámica del proceso de inundación, así como la cuantificación de una gran cantidad de parámetros derivados (ej. velocidad del flujo, número de Froude y Shields) con una alta verosimilitud. Dichos modelos se basan en códigos numéricos que resuelven las ecuaciones que rigen el proceso físico en un flujo unidimensional, bidimensional o tridimensional. En su origen, se produjo un mayor desarrollo y aplicación de códigos numéricos unidimensionales debido a su mayor simplicidad y menor coste computacional respecto a los bidimensionales y tridimensionales. El corto desarrollo de las ciencias computacionales limitaba la aplicación de los códigos numéricos para procesos complejos y extensos. El rápido avance computacional a partir del comienzo del siglo XXI ha supuesto un incremento en el desarrollo de múltiples códigos numéricos, no solo unidimensionales sino especialmente bidimensionales y, en menor lugar, tridimensionales, que aprovechan la mayor potencia de cálculo de las unidades centrales de procesamiento (CPU) para realizar cálculos una mayor complejidad, detalle y extensión en un menor tiempo computacional. Durante la última década, el uso de cálculo paralelo sobre las unidades de procesamiento gráfico (GPU) ha permitido

incrementar de nuevo la potencia de cálculo sustancialmente. Los beneficios se traducen en una disminución del tiempo de cálculo hasta en un factor de 100 respecto a los modelos hidráulicos actuales basados en CPU (García-Feal et al., 2018). Su uso permite la ejecución futura de cálculos hidráulicos e hidrológicos con una alta resolución espacial (< 5 m), superando las limitaciones tradicionales que impedían su aplicación sobre áreas de estudio mayores.

4.5.1. Modelos hidrodinámicos

Los modelos tridimensionales demandan de una potencia de cálculo computacional muy superior a la requerida por los modelos unidimensionales y bidimensionales, haciéndolos hoy en día impracticables para aplicaciones y escalas reales. Por lo tanto, se pone el foco sobre los modelos 1D y 2D en el presente trabajo, describiéndolos a continuación:

- Los modelos unidimensionales resuelven el comportamiento del flujo de agua en base a la resolución de las ecuaciones de Saint-Venant (1871):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial(Av)}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial y_b + h}{\partial x} = -\frac{P}{A} \frac{\tau}{\rho} \quad (4)$$

donde A es el área transversal de la sección, τ es el tiempo, v es la velocidad del flujo, g es la aceleración de la gravedad, y_b es la elevación del lecho, h es el calado del río, τ es el esfuerzo cortante a lo largo del perímetro húmedo P y ρ es la densidad del agua. Su menor complejidad y coste computacional permitió un gran desarrollo de código numéricos 1D desde finales del siglo XX con el objeto de ejecutar cálculos hidráulicos del flujo de agua en lámina libre bajo régimen permanente y no permanente (Gouta & Maurel, 2002). Se puede citar como ejemplo el modelo HEC-RAS (Brunner, 1995), que es el modelo unidimensional más usado desde comienzos del siglo XX. La utilidad de esta tipología de modelos está muy enfocada a secciones simples donde dominan los procesos unidimensionales (ej. valle confinado), siendo menos indicados hoy en día en secciones complejas donde se desarrollan flujos bidimensionales como las llanuras de inundación. El enorme desarrollo de las ciencias computacionales durante la última década está provocando un menor uso de este tipo de códigos numéricos en favor de los modelos bidimensionales, que aportan una mayor información y versatilidad (Crispino et al., 2015). En este trabajo no se han empleado los modelos unidimensionales para la simulación de las inundaciones de lluvia larga, lluvia corta

o relámpago debido a la alta complejidad y pendiente de las zonas de estudio, siendo más apropiado la adopción de modelos 2D como Iber+ (García-Feal et al., 2018).

- Los modelos bidimensionales se basan en códigos numéricos que resuelven las ecuaciones de Saint-Venant en un plano bidimensional. Las ecuaciones vienen promediada la velocidad en altura, dadas por:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot (h \vec{v}) = P - I \quad (5)$$

$$\frac{\partial h \vec{v}}{\partial t} + \nabla \cdot (h \vec{v} \vec{v}) + \nabla \left(\frac{g h^2}{2} \right) = -g h \nabla y_b - \frac{f}{8} \vec{v} |\vec{v}| + \nabla \cdot (v \nabla \vec{v}) \quad (6)$$

Siendo v la velocidad promediada en altura de la fase acuosa, ν es la viscosidad turbulenta de Reynolds, f es el factor de fricción de Darcy-Weisbach, P es la precipitación e I es la infiltración. El gran interés en este modelo teórico se manifiesta por el gran desarrollo de códigos numéricos que lo resuelven durante las últimas décadas (Caviedes-Voullième et al., 2012). La consideración de un promedio en altura permite la simulación verosímil de escenarios mucho más complejos que los códigos 1D, como por ejemplo una llanura de inundación o una confluencia de dos cauces diferentes. Debido a este hecho se han seleccionado los modelos numéricos bidimensionales para la simulación de las inundaciones de lluvia larga, lluvia corta y relámpago en las zonas de estudio consideradas.

En concreto se ha seleccionado el modelo 2D IBER+, que permite simular el comportamiento del flujo en lámina libre (Bladé et al., 2014). Una gran ventaja es que el código numérico se integra en una aplicación gráfica que se puede descargar libremente desde la web <http://iberaula.es/54/iber-model/downloads>. Adicionalmente, los acuerdos y convenios creados para el desarrollo de este modelo han estado motivados por la necesidad de homogeneizar el procedimiento de ejecución de los estudios hidrodinámicos y de inundaciones realizados por el Gobierno de España (detallado con la publicación “Guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables”). A la par, se da cabida al cumplimiento de diferentes normativas y directivas vigentes como son la Directiva 2000/60/CE “Directiva Marco del Agua”, la Orden ARM/2656/2008 “de la Instrucción de Planificación Hidrológica”, con su posterior modificación ARM/1195/2011, y la Directiva 2007/60 “de evaluación y gestión de los riesgos de inundación”. Otra gran ventaja de IBER+ es que su ejecución se puede realizar de forma paralela sobre las unidades de procesamiento gráfico (GPU) en lugar de la unidad central de procesamiento (CPU) de una forma simple. Las comparativas entre ambos sistemas de cálculo han indicado una reducción de 100 veces en el coste computacional en favor del cálculo sobre GPU (García-Feal et al., 2018).

4.5.2. Modelos morfodinámicos

Existe un destacado interés a lo largo de las últimas décadas en obtener un modelo morfodinámico promediado en profundidad que pueda predecir el origen de las formas de lecho. Los primeros intentos centrados en la predicción de dunas y antidunas (Reynolds, 1965; Gradowczyk, 1968) a través de las ecuaciones de Saint-Venant indicaron que su aplicación amortiguaba el desarrollo de las formas unidimensionales del lecho a $Fr < 1$. Posteriormente, el empleo de una teoría de transporte de no-equilibrio (Deigaard, 2006; Di Cristo et al., 2006) consiguió resolver las formas de lecho unidimensionales del régimen superior, especialmente ondas rodantes y pozas-rápidos. La predicción de la formación de dunas en régimen subcrítico y antidunas en flujos supercríticos a partir de un modelo basado en las ecuaciones de aguas someras (5)-(6) continúa estando en una fase inicial de conocimiento. Desde 2013, los avances más reseñables se han situado en la modificación de los diagramas de estabilidad clásicos para la región de las dunas y antidunas.

En Bohorquez et al. (2019) se desarrolló un modelo teórico unidimensional en base al análisis de la estabilidad lineal, llamado sdSVE, que permite acoplar el modelo de transporte de sedimento a las ecuaciones unifilares de Saint-Venant (5)-(6), el cual está inspirado en la teoría de Albert Einstein:

$$(1 - \xi_b) \frac{\partial y_b}{\partial t} = D - E \approx \nabla \cdot \vec{q}_s \quad (7)$$

donde t es el tiempo, y_b es la elevación del lecho, ξ_b es la porosidad, y D y E son, respectivamente, las tasas de erosión y deposición. Estas ecuaciones se complementan con dos ecuaciones escalares adicionales:

$$\frac{\partial \langle \gamma \rangle}{\partial t} + \nabla \cdot (\langle \gamma \rangle \vec{u}_s) - \nabla \cdot (D_u \nabla \langle \gamma \rangle) = E - D \quad (8a)$$

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \nabla \cdot (b \vec{u}_s) - \nabla \cdot (D_u \nabla b) = E' - D + \sqrt{2 \mu b} \xi(t) \quad (8b)$$

Donde u_s es la velocidad de los granos de sedimento, D_u es la difusividad de la fase sólida, μ es la tasa de erosión colectiva y $\xi(t)$ es un ruido Gaussiano.

Ancey & Heyman (2014) mostraron que el número de granos de sedimento transportados por unidad de área del lecho, denominado actividad de las partículas γ , es una variable aleatoria que puede ser calculada usando la teoría de Markov. La probabilidad de la función de densidad de γ puede ser estudiada usando la repre-

sentación de Poisson. La variable resultante se denota por b . La ecuación (8b) es la ecuación para b : es de tipo Langevin que toma la forma de una ecuación de convección-difusión con términos fuente y ruido coloreado. Una propiedad interesante de la transformación de Poisson es la relación existente entre los momentos de b y γ . Resolviendo la Ecuación (8b) se caracteriza plenamente las fluctuaciones de la carga de sedimento mientras que la resolución de la Ecuación (8a) proporciona el valor promedio (Bohorquez & Ancey, 2015). Este modelo, a diferencia de las teorías clásicas de transporte de sedimento, permite el cálculo de las fluctuaciones estocásticas que se suele observar en la carga de sedimento incluso en condiciones perfectamente controladas de laboratorio y suministro constante de caudal de la fase acuosa. Como segunda ventaja y más importante, se puede predecir la formación de las formas de lecho en los flujos de agua sobre lechos erosionables, tanto en experimentos de canales a pequeña escala como ríos a gran escala y megainundaciones.

Un elemento clave en las teorías de transporte de sedimento es el vector de flujo de sedimento q_s en la ecuación (7). No hay una definición unívoca de q_s . En la teoría desarrollada se adoptó el resultado de Furbish et al. (2012), definiendo:

$$\vec{q}_s = \langle \gamma \rangle \vec{u}_s - D_u \nabla \langle \gamma \rangle \quad (9)$$

Nótese que existen dos contribuciones al flujo de sedimento en (9): el primer sumando corresponde al flujo convectivo debido al arrastre de partículas sólidas por la fase acuosa, mientras que la segunda contribución está asociada al flujo difusivo de material sólido en presencia de un gradiente en la concentración superficial de partículas. Bohorquez & Ancey (2015) demostró la importancia del flujo difusivo que sorprendentemente no había sido considerado en ningún modelo numérico de transporte por arrastre o carga de fondo.

Sustituyendo (9) en (7) - (8a), se obtiene el modelo clásico de Exner:

$$\nabla \cdot \vec{q}_s = D - E - \frac{\partial \gamma}{\partial t} \quad (10)$$

$$(1 - \xi_b) \frac{\partial y_b}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{q}_s = 0 \quad (11)$$

A diferencia de los modelos denominados capacitivos o de equilibrio en los que la capacidad de transporte de sedimento q_s se evalúa mediante fórmulas algebraicas en función del esfuerzo cortante ejercido por la fase líquida sobre el lecho τ . En el modelo desarrollado en Bohorquez et al. (2019) el término $\nabla \cdot q_s$ viene dado por el desequilibrio entre los flujos de erosión y deposición, que se expresan en función

no solo de τ sino también de $\langle \gamma \rangle$ o b. Por tanto, se hace necesario resolver las ecuaciones escalares (8a) - (8b) de forma previa a (10) - (11).

Las ecuaciones (7) - (10) requieren como leyes de cierre las tasas de erosión y deposición D y E, la difusividad de la partículas sólidas D_u , la velocidad U_s y la erosión colectiva μ

Desde la introducción por Felix Maria Exner (1925) de la ecuación de continuidad de la fase de sedimento (que toma su nombre),

$$(1 - \xi_b) \frac{\partial y_b}{\partial t} = - \frac{\partial \bar{q}_s}{\partial x}, \quad (12)$$

la cual relaciona la evolución temporal de la elevación del lecho y_b y su porosidad ξ_b con la variación espacial del valor promedio de la carga de fondo q_s , la mayoría de los modelos de transporte de sedimento adoptados en estudios morfodinámicos todavía se basan en ella junto con alguna fórmula empírica que permite evaluar la capacidad de transporte q_s en función del esfuerzo cortante ejercido por la fase líquida sobre el lecho τ (Vanoni, 2006; Garcia, 2008): $q_s = q_{ss}(\tau)$.

La evaluación de la capacidad de transporte $q_{ss}(\tau)$ se realiza tradicionalmente adoptando un paradigma determinista para el inicio del movimiento introducido por Albert Frank Shields en 1936, asumiendo las condiciones más simples de flujo estacionario y uniforme ante condiciones de disponibilidad máxima de la fase sólida. Siguiendo principios de análisis dimensional (Yalin & da Silva, 2001) el flujo de sedimento se evalúa como:

$$\Pi_{\bar{q}_{ss}} = \frac{\bar{q}_{ss}}{\sqrt{g D^3 \left(\frac{\rho_p}{\rho} - 1 \right)}} = \Pi_{\bar{q}_{ss}}(\text{Sh}, \text{Re}_*, d, \theta) \quad (13)$$

Donde g es la aceleración de la gravedad, D es el tamaño característico del grano y ρ y ρ_p son la densidad de la fase líquida y sólida. El primer grupo adimensional es el denominado número de Shields Sh , dado por:

$$\text{Sh} = \frac{\tau}{(\rho_p - \rho) g D} \quad (14)$$

en la que τ es el esfuerzo cortante. El segundo grupo es el número de Reynolds del grano Re_* :

$$Re_* = \frac{u_* D}{\nu} \quad (15)$$

Siendo u_* la velocidad de fluctuación turbulenta. El tercer parámetro d es el tamaño de grano relativo al calado del flujo:

$$d = \frac{D}{h} \quad (16)$$

Donde h la profundidad de la lámina de agua. Finalmente, θ es el ángulo formado por el lecho respecto de la horizontal.

Se demostró en Bohorquez & Ancey (2015) que el modelo sdSVE (5)-(13) es consistente con los modelos de transporte de sedimento capacitivos o de equilibrio en flujos casi uniformes y casi estacionarios fijada una relación específica entre E , D y q_{ss} . Es más, aunque inicialmente el modelo sdSVE fue formulado para transporte débil de sedimento por carga de fondo, existe similitud matemática entre la ecuación promediada (8a) y los modelos de transporte de sedimento no capacitivos, que se expresan como:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\bar{q}_s}{\bar{u}_s} \right) + \frac{\partial \bar{q}_s}{\partial x} = \frac{1}{l_c} (\bar{q}_s - \bar{q}_{ss}) \quad (17)$$

Siendo l_c la longitud de adaptación. La diferencia principal del modelo sdSVE frente a (17) es que éste incluye efectos de transporte difusivo cuando la concentración superficial de sedimento es no uniforme, dado por la ecuación (9). La inclusión de transporte difusivo en el modelo permite disminuir la incertidumbre y error en los cálculos de los flujos de sedimento.

Los diagramas de estabilidad obtenidos en Bohorquez et al. (2019) a partir del modelo morfodinámico de aguas someras sdSVE se muestran en la Figura 25. Como se ha indicado anteriormente, el modelo predice el desarrollo de las formas de lecho en los flujos de agua sobre lechos erosionables, tanto en experimentos de canales a pequeña escala, ríos a gran escala y megainundaciones. Para ello, se han tomado como base los datos experimentales aportados por Brock (1969); Carling & Shvidchenko (2002); Recking et al. (2009); Cheng (2016) y Bradley & Venditti (2017). En la Figura 25a se representan los datos experimentales indicados en una vista en plano del número de Froude, Fr (1), y el número de onda adimensional (k) para la predicción de ondas rodantes (RW), dunas (D) y antidunas (AD). k se encuentra definido como:

$$k = \frac{2\pi h}{\lambda} \quad (18)$$

donde h es la profundidad del flujo y $\bar{\lambda}$ es la longitud de onda de la forma de lecho dada. Adicionalmente, la rugosidad de grano relativa al calado, d (16), amplía el rango en los valores característicos de grandes ríos arenosos ($10^{-5} < d < 3 \cdot 10^{-3}$), de experimentos sobre canal ($5 \cdot 10^{-4} < d < 5 \cdot 10^{-2}$) y de ríos con lecho de grava ($d > 5 \cdot 10^{-2}$). Los valores correspondientes de Fr aumentan progresivamente desde 0,1 (grandes ríos arenosos) hasta valores mayores de 2, asociados a cauces con lecho de grava. La relación entre número de Froude, Fr , y la rugosidad del grano d (Figura 25b) muestra un borde claro entre la duna y la antiduna en los experimentos de canal. El número de Froude se acota entre 0,7 y 0,8 para $5 \cdot 10^{-4} < d < 5 \cdot 10^{-2}$ en el área limitada donde coexisten ambas formas del lecho. Las ondas rodantes pueden desarrollarse con una rugosidad del grano similar, pero con números de Froude más altos (2-6). Si Fr es bajo, no se produce erosión

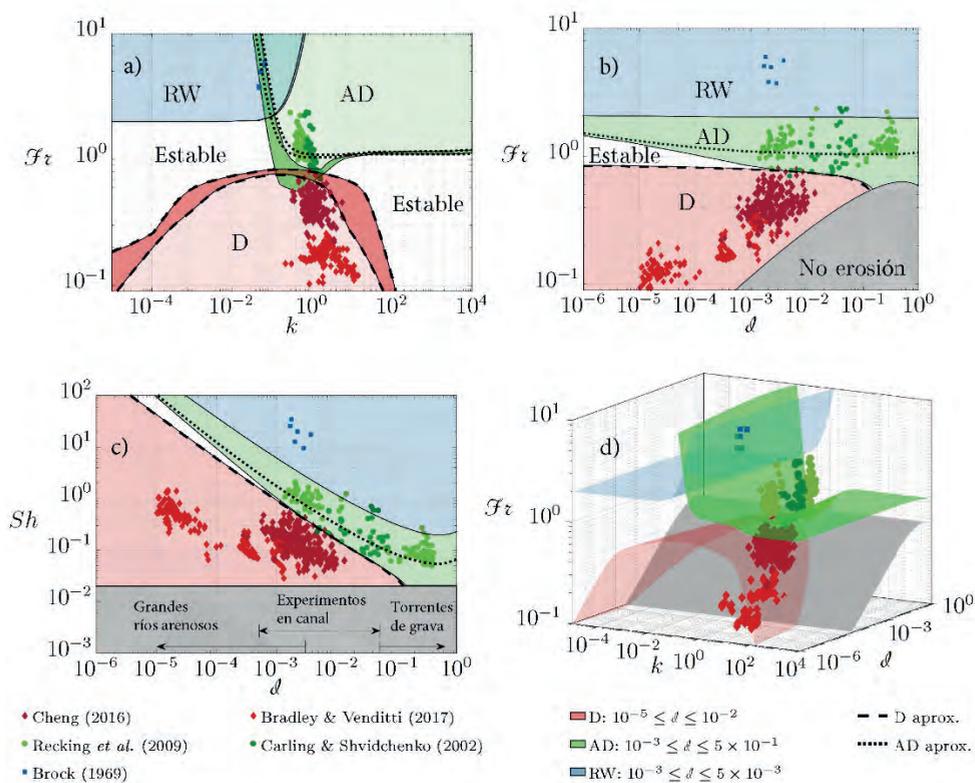


Figura 25. Vista en plano de las regiones donde se desarrollan ondas rodantes (RW), dunas (D) y antidunas (AD) en función los parámetros k y Fr . Formación de RW, D y AD en función de Fr (b) y Sh (c) para valores de k observados en los experimentos indicados. (d) Vista tridimensional elaborada a partir de las gráficas planares mostrando que los puntos experimentales se encuentran en las regiones inestables (Bohorquez et al., 2019).

(área gris en Figura 25b) debido a la condición de umbral general para el movimiento incipiente dado por el número de Shields ($Sh > Sh_{cr} = 0,02$), como indica Julien (2010). Las antidunas excepcionales con un movimiento aguas abajo ocurren cuando la rugosidad del grano aumenta a $10^{-2} < d < 10^{-1}$, recuperando la dirección de migración aguas arriba con una rugosidad mayor ($d > 10^{-1}$). A esta rugosidad del grano, no se observan dunas. En el límite opuesto, un alto caudal como el existente en los grandes ríos y las megainundaciones inducen valores mucho más pequeños de la rugosidad relativa del grano d porque este parámetro representa la inversa de la profundidad relativa.

El diagrama indica la incompatibilidad de la formación de dunas en arroyos con lecho de grava, y la ausencia de mediciones in situ del desarrollo de antidunas en grandes ríos arenosos. Adicionalmente, también se consideró el número de Shields Sh (14) en la Figura 25c en función de la rugosidad relativa d . Curiosamente, el número de Shields para las dunas es mayor en los ríos grandes ($0,06 \leq Sh \leq 1,4$) que en los experimentos de canal ($0,03 \leq Sh \leq 0,5$), incluso cuando el Fr correspondiente es mucho menor en la escala de laboratorio. La ausencia de antidunas en los grandes ríos arenosos se puede entender debido a la baja velocidad medida por Bradley & Venditti (2017), de modo que el flujo se vuelve subcrítico. El valor máximo del número de Shields fue $Sh = 1,4$ para $Fr = 0,18$ y $d = 1,5 \cdot 10^{-5}$, mientras que los experimentos de laboratorio exhiben el máximo más bajo, dado por $Sh = 0,5$ para $Fr = 0,72$ y $d \approx 10^{-3}$. Las antidunas muestran valores característicos de Shields, Froude y rugosidad adimensional de $0,05 \leq Sh \leq 0,27$, $0,9 \leq Fr \leq 2,2$ y $d \geq 0,1$, respectivamente. Las dunas no pueden formarse si el sedimento es muy grueso o el flujo es muy poco profundo. Finalmente, se representa toda la información disponible en una novedosa gráfica tridimensional en la Figura 25d.

Por primera vez, el modelo morfodinámico sdSVE se aplicó en esta tesis desde un punto de vista teórico, quedando pendiente su aplicación en modelos de simulación numérica durante futuros trabajos.

Capítulo 5

Resumen de resultados

En el Capítulo 4, en primer lugar, se comentan los resultados de la caracterización de las inundaciones de lluvia larga en el sector Mengíbar-Marmolejo (Sección 5.1) en función de la geomorfología de la sección dada (ej. valle confinado o llanura de inundación). En segundo lugar, se indican los resultados obtenidos tras la caracterización de las inundaciones de lluvia corta en las cuencas de drenaje de los arroyos Salado de Porcuna y Arjona (Sección 5.2) tras la ejecución del estudio previo, cálculo hidrológico promediado y cálculo refinado. Adicionalmente, se indican las aplicaciones ingenieriles derivadas para la detección de puntos negros en las infraestructuras viarias. Para finalizar, se expone la caracterización de las inundaciones relámpago que afectan a la cuenca del Arroyo de Ibros (Sección 5.3).

5.1. Caracterización de las inundaciones de lluvia larga en el sector Mengíbar-Marmolejo

El contenido de esta sección se ha estructurado en base a la descripción geomorfológica del Apartado 2.2, dividiéndose el sector Mengíbar-Marmolejo en una llanura de inundación y valle confinado. En primer lugar, se reconstruye el nivel de la inundación de lluvia larga de febrero de 2010 a partir de diferentes metodologías (paleohidrología de inundaciones, fotogrametría, teledetección, etc.) que sirven para validar la simulación numérica realizada mediante un modelo hidráulico bidimensional. Finalmente, se cuantifica la evolución de la capacidad del canal fluvial desde el inicio del siglo XX. Los resultados correspondientes al valle confinado se muestran en los subapartados 5.1.1.1 y 5.1.1.2. Posteriormente, los pertenecientes a las llanuras de inundación se indican en los subapartados 5.1.2.1 y 5.1.2.2.

5.1.1. Valles confinados

5.1.1.1. Tramo de entrada

En el valle confinado de entrada se caracterizó el ancho que adquiere el río Guadalquivir durante condiciones de inundación para establecer la aptitud de las imágenes de los satélites de media resolución espacio-temporal en la delimitación del área inundada. El incremento de un 39% del caudal de agua desde 648 (valor pico en el aforo de Mengíbar en abril 2013) hasta 1.070 m³·s⁻¹ (caudal pico en febrero 2010) solo supuso un cambio en el ancho de inundación del río Guadalquivir de 118 a 139,2 m. Dicho aumento de 21,2 m se encuentra por debajo de los 30 m de resolución espacial que presenta el satélite Landsat-5, descartando su aplicación. Debido a ello, se delimitó el nivel de agua de la inundación de febrero de 2010 a partir de las fotografías de helicóptero obtenidas por Protección Civil, marcas de nivel máximo estructurales detectadas en puentes, depósitos de sedimento identificados mediante ortofotografías y datos instrumentales. La imagen de helicóptero (Figura 26a) empleada se tomó el 24 de febrero de 2010 a las 14:45 con un caudal de 1.024 m³·s⁻¹ en el valle confinado de entrada. La cota de agua fue 238,2 m s.n.m. (Tabla 2), muy próxima a los 238 m s.n.m. registrados en el aforo existente en la localidad de Mengíbar. La existencia de marcas estructurales de nivel máximo en un puente del tramo (Figura 26b) permitió obtener una cota máxima de inundación, siendo la misma que la observada en la imagen de helicóptero. En el mismo punto, la simulación numérica bidimensional infraestimó en 0,5 m la cota. Adicionalmente, sobre la ortofoto del Plan Nacional de Ortofotografía aérea (PNOA) con fecha abril de 2013 se pudieron identificar depósitos de aguas lentas localizados en el margen del canal (perímetro rojo en la Figura 27a). En dicha figura, el perímetro en negro indica el nivel de agua observado a partir de las fotografías de helicóptero y de las marcas estructurales de nivel máximo. Este nivel se encuentra en consonancia con el perímetro mojado simulado (indicado en color azul) y la posición de los depósitos de aguas lentas (perímetro en color rojo).

La precisión de la simulación numérica se evaluó a través de la comparación de las áreas inundadas observadas (A_{mod}) y simuladas (A_{obs}) mediante el cálculo del índice de éxito crítico CSI (Bates & De Roo, 2000), que viene dado por:

$$CSI = \frac{A_{obs} \cap A_{sim}}{A_{obs} \cup A_{sim}} \quad (19)$$

donde A_{obs} y A_{sim} representan el área inundada observada y simulada, respectivamente. Un valor de $CSI = 0$ representa solapamiento nulo y $CSI = 1$ una coincidencia plena. Se obtuvo en el presente tramo un valor de 0,81 (Tabla 3). Por tanto, el área obtenida en la simulación numérica mostró una buena similitud con el área obser-



Figura 26. (a) Imagen de helicóptero de la entrada del tramo Mengíbar-Espelúy, empleada para la delimitación del nivel de agua de la inundación. (b) Marcas de sedimento fino sobre un puente anexo a la localidad de Mengíbar (Jaén) que permiten obtener un nivel máximo de la inundación.

vada, validando el cálculo numérico. Atendiendo a la bibliografía, existen escasos estudios que muestren un CSI mayor a 0,7 (Wood et al., 2016). Se concluye que la paleohidrología de inundaciones clásica es un método eficaz para delimitar el área inundada en emplazamientos donde las técnicas de teledetección por sí solas aun no son aplicables.

Tabla 2.

Cotas altimétricas para cada fuente de datos en sectores relevantes de la zona de estudio. Adicionalmente, se presenta el error cuadrático medio (ECM)

Localización	Simulación	Satélite	Imágenes	Medidor	Marcas nivel máximo	ECM
Valle de salida	185,6	-	185,7	-	185,7	0,1
Salida del embalse	190,9	-	-	190,4	-	0,5
Granjas	197,7	196,8	197,2	-	-	0,5
Llanos del Sotillo	197,9	197,0	197,5	-	-	0,4
Andújar (Puente)	198,9	-	199,3	198,8	-	0,1
Andújar (Autovía)	201,1	201,5	200,9	-	-	0,2
Valtodano	[210,8, 206]	[205,4, 210]	-	-	-	0,6
	206,3	-	206,2	-	-	0,1
Vva. de la Reina	[214,9, 221]	[215, 219,5]	-	-	-	0,7
	215,8	-	216	-	-	0,2
	217,6	217	-	-	217,7	0,6
Valle de entrada	237,5	-	238,2	238	238,2	0,5

Los contornos de la elevación de la superficie del agua derivados de la simulación numérica indicaron la presencia de un flujo unidireccional en el tramo considerado. Están alineados a la sección transversal del canal y son perpendiculares a la dirección del flujo de agua (Figura 27b). Analizando el perfil longitudinal de la superficie del agua (Figura 10b), éste se hace horizontal entre los puentes. A una distancia de 3,5 km aguas abajo de la presa de Mengíbar se recupera la pendiente del canal, siendo prácticamente constante a lo largo del valle confinado de entrada y con una geometría paralela al fondo del canal hasta la llegada a la llanura de inundación meandriforme.

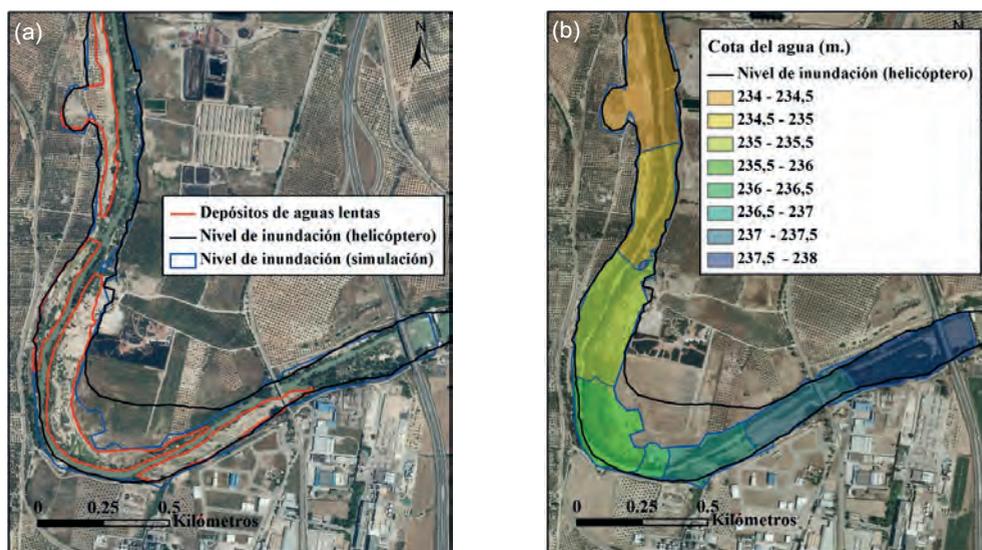


Figura 27. (a) Área observada y simulada de la inundación, junto a los depósitos de aguas lentas (SWD) identificados. (b) Cota simulada de la superficie de agua. El flujo del agua discurre de este a oeste (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

Tabla 3.

Comparación de las áreas inundadas obtenidas mediante teledetección (A_{obs}) y simulación numérica (A_{mod}).

Sector	Fuente	A_{obs} (km ²)	A_{mod} (km ²)	$A_{obs} \cap A_{mod}$	CSI
Valle confinado de entrada	Helicóptero	0,580	0,528	0,461	0,81
Llanura meandriforme	Satélite + helicóptero	10,303	10,937	9,408	0,80
Llanura urbanizada	Satélite + helicóptero	16,279	15,761	14,516	0,83
Valleconfinado de salida	Helicóptero	1,911	1,941	1,755	0,84

La capacidad del canal fluvial se define, atendiendo a la bibliografía, como el caudal que puede circular por el canal en la etapa previa a la inundación (Figura 28a) (Masterman & Thorne, 1992; Slater et al., 2015). La etapa de inundación hace referencia a una altura determinada para una ubicación concreta a partir de la cual un aumento en el nivel de la superficie de agua comienza a anegar el exterior del canal principal (Slater et al., 2015). En la zona de estudio, se identifica como el nivel de cauce lleno de la proto-llanura de inundación que sostiene la vegetación leñosa (Jacobson et al., 2016).

En el valle confinado de entrada, se observó un incremento en la cota de agua de inundación durante los eventos modernos de los años 2009-2013 respecto a los niveles de agua medidos por el aforo de Mengíbar en el período 1912-1991 (Figura 28b) para caudales análogos. Este ascenso refleja una disminución en la capacidad de canal del tramo, que se estimó a partir de la curva de gasto obtenida en la etapa de inundación. En base a esto, se obtuvo una reducción en la capacidad de canal de 1.010 a 568 $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, lo que equivale a un decrecimiento del 56% de la capacidad del canal para un calado de 8 m. Este proceso fue provocado por el desarrollo de una barra en medio del canal que fue colonizada por vegetación riparia no flexible (Figura 27a), disminuyendo en consecuencia el área efectiva del canal.

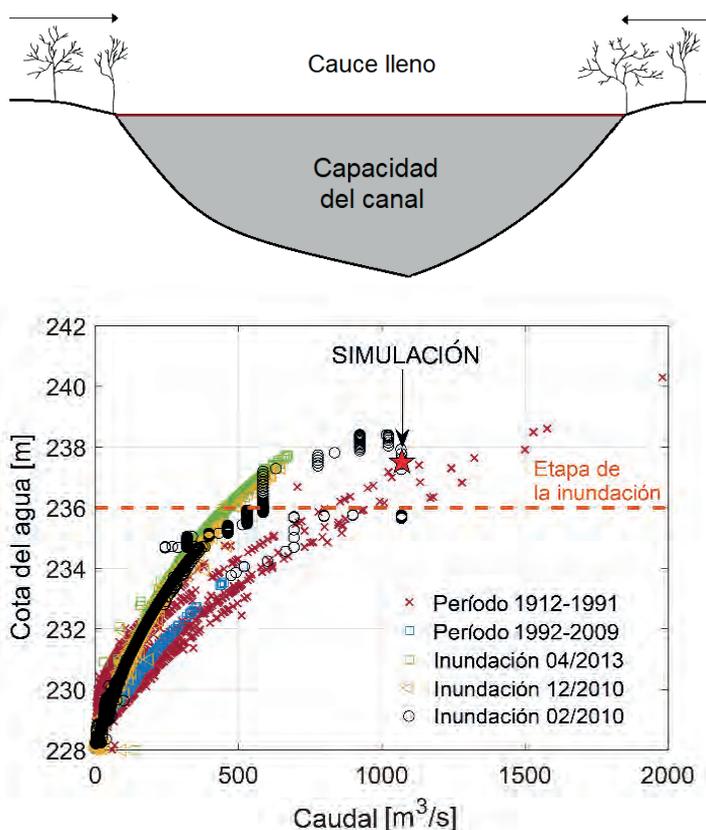


Figura 28. (a) Diagrama esquemático de la definición de capacidad de canal de un curso fluvial. Las flechas indican el proceso de colonización de la vegetación no flexible observado que conlleva su reducción en el río Guadalquivir. (b) Curva de gasto de la estación de aforo de Mengíbar en el período 1912-2013. Nótese la sobreelevación de los eventos modernos respecto al período 1912-1991. ★ indica la cota de agua de la simulación numérica bidimensional para $Q = 1.070 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (caudal pico de la inundación de febrero de 2010) (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

5.1.1.2. Tramo de salida

En el valle confinado de salida, la verificación de la simulación numérica se realizó en dos tramos diferentes: aguas arriba y aguas abajo de la presa de Marmolejo. Aguas abajo de la presa, las cotas altimétricas del nivel máximo de agua inferidas de la fotografía de helicóptero, los paleoindicadores de inundación y la simulación hidráulica mostraron una gran similitud con un error RMS muy bajo de 0,1 m (Tabla 2). Sobre la presa, los datos del limnómetro existente arrojaron un RMS de 0,5 m respecto a la cota inferida mediante la simulación numérica (Tabla 2). Visualmente, el área observada y el área simulada presentan una gran similitud (Figura 29). El índice de éxito crítico correspondiente fue 0,84, siendo el más alto obtenido en todos los tramos de estudio del sector Mengíbar-Marmolejo (Tabla 3).

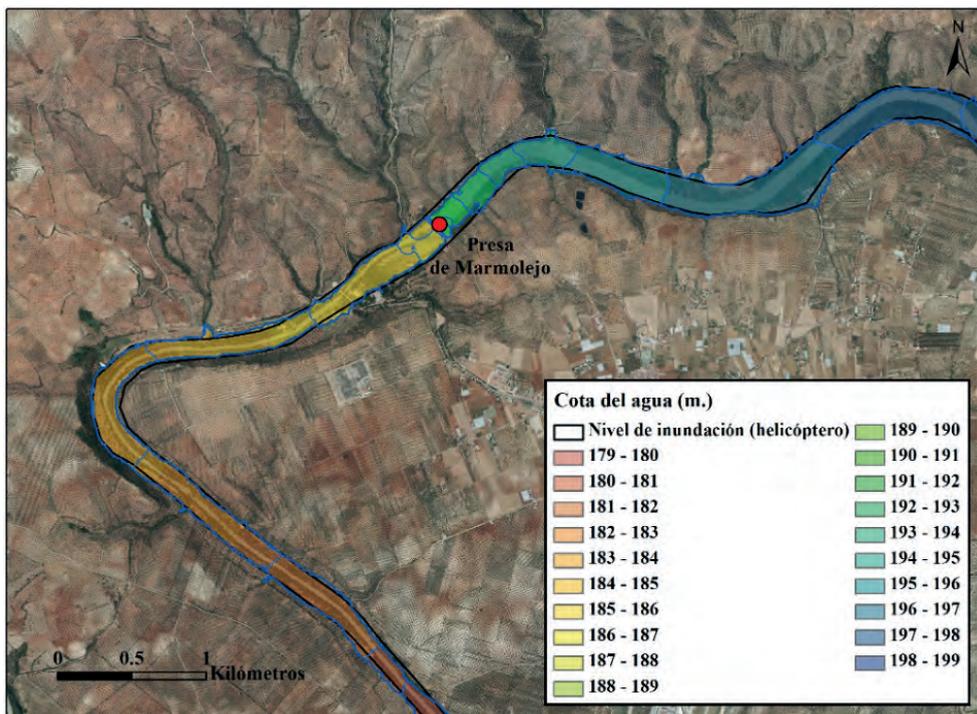


Figura 29. Cota del agua simulada (relleno en color) sobre el nivel de inundación observado (perímetro negro) en el valle confinado de salida (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

Analizando la cota simulada del agua a lo largo del sector (Figura 10b), destaca la existencia de un cambio notable de la elevación de la superficie de agua a lo largo del tramo, causada por la presencia de la presa de Marmolejo. Inicialmente, la cota del agua decrece de 198,5 a 195,5 m s.n.m. en los primeros 3 km del

valle confinado. Posteriormente, en los siguientes 1,5 km, la cota del agua se rebaja a 190,3 m s.n.m. sobre el aliviadero de la presa. A pie de presa desciende súbitamente, presentando una elevación de 186 m s.n.m. Los isocontornos de la cota del agua son perpendiculares a la dirección de flujo del agua en el tramo situado aguas abajo de la presa, al igual que ocurría en el valle confinado de entrada, mostrando un flujo unidireccional (Figura 29). Por lo tanto, el flujo natural del río no se encuentra alterado aguas abajo de la presa.

Se identificaron dos factores que están provocando una sobre elevación de la cota del agua aguas arriba de la presa. En primer lugar, la propia existencia de la presa de 12 m de altura. En segundo lugar, la acumulación de sedimentos en la presa (proceso de colmatación) que ha provocado un suavizado de la pendiente del tramo superior a la presa (0,06%) respecto a la del valle sin alteración (0,076%). Las cotas de agua simulada a pie de la presa, así como aguas debajo de la misma se comprobaron usando datos instrumentales, paleoindicadores de inundación y documentos históricos. Podemos observar la coincidencia de la cota de agua simulada (puntos en la Figura 30) respecto a los datos instrumentales para el pico de la inundación ($Q = 1.928 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y cota 190,3 m s.n.m.). Paralelamente, la simulación también se ajusta adecuadamente a los datos documentales y evidencias de inundación aguas abajo de

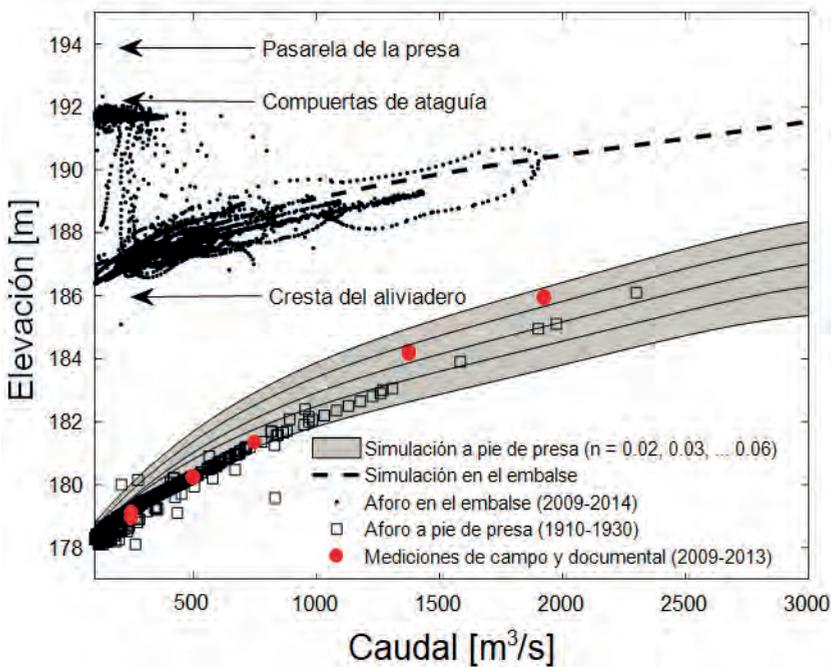


Figura 30. Curva caudal-cota de agua para los sectores situados aguas arriba y abajo de la presa de Marmolejo (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

la presa para un coeficiente de fricción de $0,06 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$, indicando un error absoluto de $0,2 \text{ m}$ para la cota 186 m s.n.m (Figura 30). Existe una sobreelevación de $4,3 \text{ m}$ en la cota de agua entre las secciones aguas arriba y abajo de la presa de Marmolejo para el caudal pico de la inundación de febrero 2010. Adicionalmente, se cuantificó comentada sobreelevación en caudales adicionales $Q = 1.000, 1.500, 2.000, 2.500$ y $3000 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, resultando en un aumento de la cota de agua de $6,9, 5,2, 4,3, 3,7$ y $3,2 \text{ m}$, respectivamente. Como el régimen de flujo durante las inundaciones fue subcrítico, dichos aumentos en la profundidad de flujo se propagaron aguas arriba, incluso hasta la llanura de inundación urbanizada.

El valle confinado de salida (Figura 31a) mostró un proceso de colonización del cauce por parte de la vegetación riparia no flexible que afectó a la capacidad del canal fluvial. Atendiendo al registro ortofotográfico, se puede observar en 1956 (Figura 31b) una escasa presencia de vegetación de ribera en el sector de estudio. La construcción de la actual presa de Marmolejo en el año 1962 favoreció la colonización de la vegetación riparia al reducirse notablemente el número de las crecidas ordinarias que prevenían su crecimiento, siendo especialmente intensa entre 1962 y 1977 (Figura 31c y d). El proceso de colonización del cauce por parte de la vegetación riparia continuó a partir de 1977 hasta la época reciente (2007-2014). Adicionalmen-

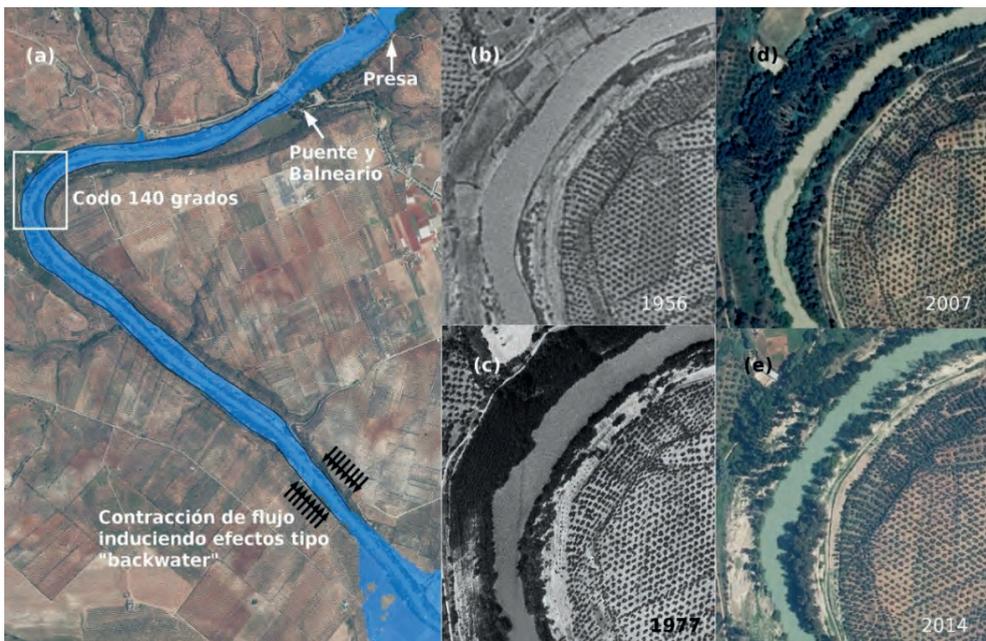


Figura 31. (a) Relleno en color azul representando el área inundada simulada para una descarga de $1.400 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ con un coeficiente de rugosidad de $0,05 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$. (b)–(e) Secuencia de ortofotografías mostrando el estado anterior y posterior a la regulación fluvial (1956 - 2014).

te, se observa un incremento del caudal medio durante la estación seca estival debido a la regulación hidrológica, asegurando la disponibilidad de agua necesaria para el crecimiento de la vegetación en cualquier época del año. La capacidad del canal fluvial en este tramo fue calculada siguiendo el mismo proceso que en el apartado anterior, obteniéndose una reducción de 1.565 a 1.377 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (reducción del 12% de la capacidad original).

5.1.2. Llanuras de inundación

5.1.2.1. Tramo meandriforme

En la llanura de inundación meandriforme se evaluó la precisión de la simulación numérica a través de la comparativa de las cotas de agua simulada e inferidas con la imagen del satélite Landsat el día 24 de febrero a las 11:40 (Figura 32a). Debido a la existencia de nubosidad residual, en algunos sectores se obtuvo el nivel de agua a partir de las fotografías de helicóptero disponibles a las 11:45 del mismo día. Para este instante de tiempo, el caudal existente fue 1.024 y 1.882 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a la entrada y a la salida del sector Mengíbar-Marmolejo, respectivamente. Dichos valores de caudal se encuentran muy próximos a las descargas pico (1.070 y 1.928 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). A lo largo de este tramo, el RMS mostró valores entre 0,1 y 1,5 m en el área registrada por el satélite. En las zonas grabadas por el helicóptero, la precisión mejoró notablemente (RMS \leq 0,2 m). La intensa actividad agrícola en este sector evita la longevidad y abundancia de los paleoindicadores de inundación, detectándose en zonas puntuales donde dicha actividad es escasa. En estas zonas se identificaron depósitos de aguas lentas, restos de broza sobre la vegetación riparia y el desarrollo de formas erosivas (ej. pozas) asociadas a la presencia de remolinos durante la inundación. Dichas evidencias, aunque escasas, permitieron obtener una cota de inundación de 217,7 m s.n.m muy similar a la cota de agua de la simulación numérica (217,6 m s.n.m.).

La Figura 32b muestra la superficie de agua simulada (mapa de contornos) y observada (línea negra). El solapamiento entre el área observada (A_{obs}) y el área simulada (A_{sim}) se aprecia visualmente. Para este sector, se obtuvo un valor de éxito crítico de 0,8. Por lo tanto, la simulación hidráulica presenta una notable precisión respecto a los datos de teledetección y fotogrametría utilizados. Las mayores discrepancias se observan en la localidad de Villanueva de la Reina, asociadas a la presencia de islas. Las líneas en color azul en la Figura 32b representan la cota altimétrica de la lámina de agua en intervalos de 1 m. La distribución de los isocontornos es compleja a lo largo de la llanura de inundación, indicando la presencia de flujos bidimensionales.

La capacidad del canal en la llanura de inundación meandriforme se evaluó siguiendo dos métodos diferentes. En primer lugar, mediante el uso de la ecuación de Dury (1976) que se basa en datos geométricos de los meandros para estimar la capacidad del canal previa a la regulación hidrológica:

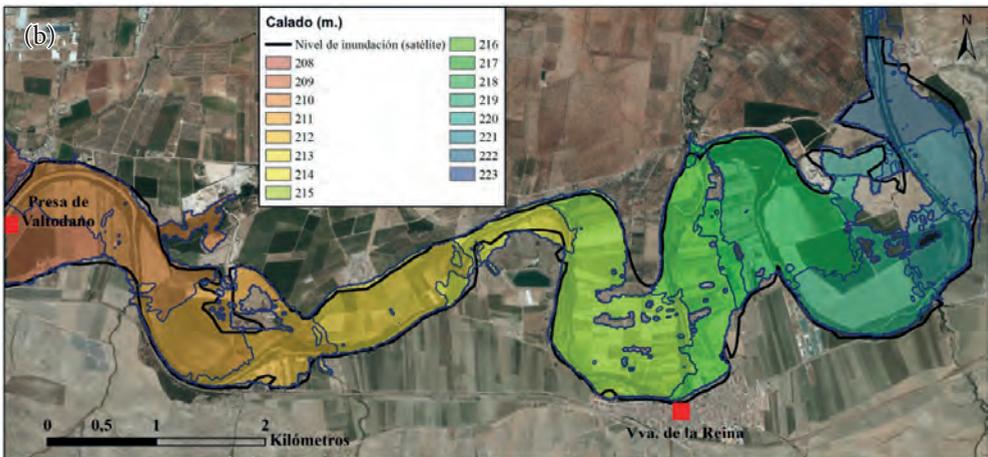
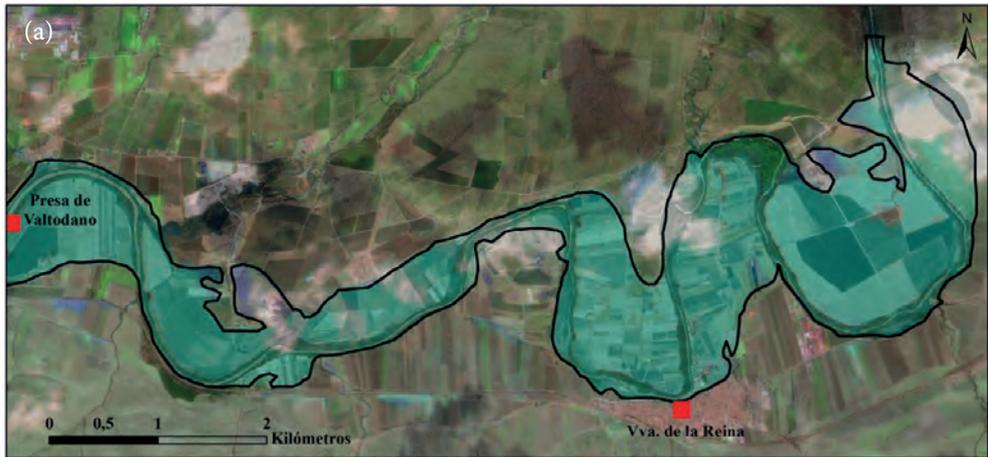


Figura 32. (a) Área inundada observada inferida a partir del satélite Landsat-5 para el día 24 de febrero de 2010 y corregida con fotografías de helicóptero en las zonas donde existe nubosidad. (b) Cota del agua simulada para la misma fecha superpuesta sobre el nivel de inundación observado. Flujo de agua en dirección este-oeste (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

$$L_m = 54,34 Q^{\frac{1}{2}} \quad (20)$$

Donde L_m es la longitud de onda del meandro y Q es el caudal.

En segundo lugar, aplicando las ecuaciones de Yalin & Da Silva (2001) que vinculan las dimensiones del cauce lleno y la descarga de agua para estimar la capacidad del canal en una situación anterior a la regulación y los cambios en la rugosidad del canal en la fase posterior a la colonización de la vegetación:

$$B = \alpha_B \sqrt{\frac{Q}{v_{*,cr}}}, \quad h = (\alpha_B^2 Fr)^{-\frac{1}{3}} \left(\frac{Q v_{*,cr}}{g} \right), \quad Fr = c^2 s_0, \quad c = \frac{h^{\frac{1}{6}}}{n \sqrt{g}} \quad (21)$$

donde α_B depende de la rugosidad del canal y de las características del sedimento, $v_{*,cr}$ es la velocidad crítica para el transporte de sedimentos, h es el calado, Fr es el número de Froude, g es la aceleración de la gravedad, s_0 es la pendiente del lecho fluvial. Finalmente, c y n indican el coeficiente de rugosidad de Manning y el factor de fricción de Chézy, respectivamente.

Tras la aplicación de (20), se obtuvo una capacidad del canal de $2.023 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en la fase previa a la regulación fluvial. En el período pre-regulación, los caudales necesarios para inundar la llanura de inundación mostraban valores superiores a $2.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A través de (21) la capacidad del canal fue estimada en el intervalo 1.406 - $2.118 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para una pendiente media del canal de $0,076\%$, una anchura del cauce lleno de 184 m y un calado entre 4 - 5 m . El límite superior se encuentra muy próximo a la solución dada por la ecuación de Dury y el Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas (CNIH) (Pascual & Bustamante, 2008) que solo registró el desbordamiento de la llanura de inundación en 1945 y 1963 con caudales superiores a $2.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. El coeficiente de rugosidad en la etapa pre-regulación fue estimado en $0,035 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$. Actualmente, dicho coeficiente se encuentra en un valor medio de $0,06 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (Figura 30a y b), conllevando una notable reducción de la capacidad del canal de 1.460 a $852 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en el sector. Durante los años 2009-2013 se produjeron inundaciones de la llanura de inundación meandriforme con caudales de 800 - $1070 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, lo que corrobora los resultados del cálculo.

Se concluye que la notable reducción de la capacidad del canal fluvial durante los últimos 100 años en la llanura de inundación meandriforme es debida a la colonización de la vegetación riparia asociada al proceso de regulación fluvial. El desbordamiento de la llanura de inundación se produce con un caudal 42% inferior al necesario respecto a las inundaciones de lluvia larga de inicios del siglo XX, aumentando el riesgo de inundación del sector estudiado en el momento actual respecto al pasado.

5.1.2.2. Sector urbanizado

La simulación hidráulica resultante se verificó en la llanura de inundación urbanizada usando las cotas inferidas a través de imágenes de satélite (Landsat-5 y TerraSAR-X), imágenes de helicóptero y datos instrumentales en cuatro secciones diferentes. En primer lugar, en la zona agrícola 6 km aguas arriba de la presa (Figura 10a), obteniendo un RMS de $0,5 \text{ m}$. Aguas arriba, en la pedanía de Llanos del Sotillo, las imágenes de helicóptero mostraron un déficit de $0,4 \text{ m}$ en la cota de agua respecto a la simulación. La existencia de un medidor de cota de agua del SAIH Guadalquivir

en la localidad de Andújar, mostrado en la Figura 33, permitió evaluar la precisión de la simulación numérica en términos del calado en el subtramo urbano. Para el intervalo de caudales entre 1.400 y 2.000 m³·s⁻¹, el limnómetro arrojó una cota de inundación entre 197,9 y 198,8 m s.n.m. Atendiendo a la simulación numérica, las cotas inferidas para el mismo intervalo oscilaron entre 198,2 y 198,5 m s.n.m. La referencia altimétrica del fondo del canal (190,0 m s.n.m.) permitió obtener la profundidad media del evento: en base al limnómetro se obtuvieron 7,9-8,8 m y con la simulación numérica 8,2-8,5 m. Comparando ambos valores, los errores absolutos y relativos son bajos, encontrándose en 0,3 m y 3,8%, respectivamente. Para el valor pico del evento ($Q = 1.928 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), el error RMS respecto a la simulación fue de tan solo 0,1 m. Finalmente, el RMS presenta un valor de 0,2 m entre la simulación hidráulica y las imágenes de helicóptero sobre la autovía A-4. Las imágenes satelitales mostraron una desviación mayor en los puntos seleccionados, debido a la presencia de nubosidad residual en la imagen de Landsat-5 y su resolución espacial (30 m), unido al desfase temporal de 9 días en el caso de TerraSAR-X respecto al pico de la inundación.

En referencia a la extensión del área inundada, se verificó la simulación numérica al igual que en la llanura de inundación meandriforme (Apartado 5.1.2.1), obteniéndose una excelente correlación entre área observada y simulada con CSI = 0,83. Analizando la Figura 33, llama la atención la gran amplitud de la zona inundada en el presente sector (2,2 km) que duplicó la presentada en la llanura de inundación meandriforme (1 km). El perfil longitudinal de la cota de agua simulada en este sec-

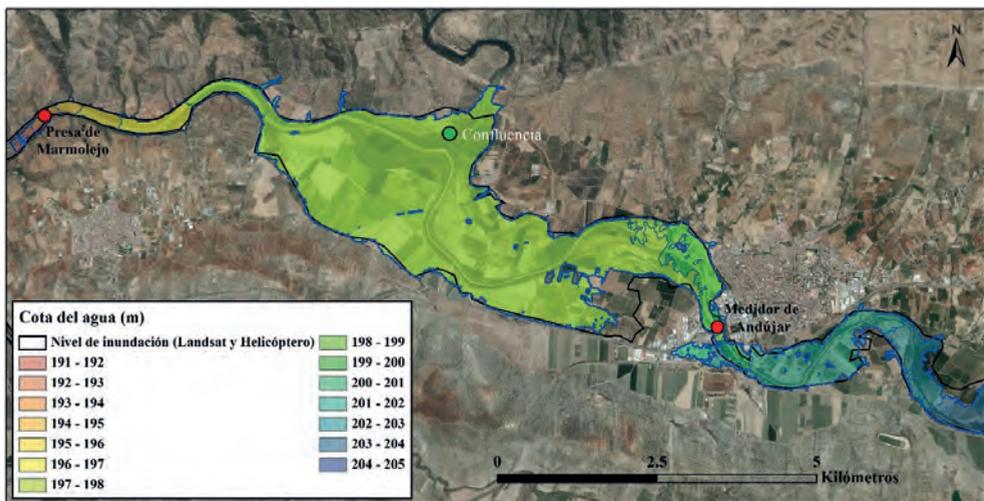


Figura 33. Simulación numérica de la inundación (contornos en color) y área inundada obtenida a partir de los satélites Landsat/TerraSAR-X e imágenes de helicóptero para el día 24 de febrero de 2010. Se indican los aforos de Andújar y la presa de Marmolejo con un punto rojo. La confluencia entre el río Jándula y el Guadalquivir se destaca con un punto verde (Bohorquez & del Moral-Erencia, 2017).

tor refleja una brusca disminución de la pendiente desde 0,072% (valor del cauce) a 0% entre Andújar y las granjas, provocado por el progresivo aterramiento del embalse de Marmolejo (relleno marrón en Figura 10b). La anchura de la inundación de febrero de 2010 para un caudal pico de $1.928 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ es mayor a lo esperado en base al análisis de los registros históricos. El CNIH (Pascual & Bustamante, 2008) indica que la anegación de Andújar y de la pedanía de Llanos del Sotillo solo ocurrió en las inundaciones de lluvia larga de 1945 y 1963 en las que se dieron caudales próximos a $2.500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, un valor muy superior al acaecido en febrero de 2010.

En base a este análisis, se concluye que el riesgo de inundación se ha incrementado en la llanura de inundación urbanizada durante las últimas décadas. Las alteraciones topográficas causadas por la construcción y posterior aterramiento de la presa de Marmolejo provocan una sobreelevación (ver Apartado 5.1.1.2) de la cota de agua que amplifica la magnitud de las inundaciones de lluvia larga. Durante estos eventos, se produjo el fenómeno hidráulico conocido como “efecto de agua atrás” (Costabile & Macchione, 2015) generado por la notable contracción del flujo subcrítico en la entrada del valle confinado de salida que propaga la sobreelevación de la lámina de agua hasta alcanzar la llanura de inundación urbanizada. Se provoca un incremento del área inundada en los eventos modernos respecto a los acaecidos a comienzos del siglo XX para el mismo caudal. Como se observa en la Figura 10b, las alteraciones del nivel base del río Guadalquivir se extienden 16,8 km aguas arriba desde la presa de Marmolejo, conllevando la sobreelevación de la cota de agua en todo ese tramo.

Adicionalmente, se cuantificó la disminución de la capacidad del canal fluvial en todo el área situada aguas arriba del embalse de Marmolejo respecto al inicio del siglo XX. En dicho sector se adoptó la metodología desarrollada por Ferguson (1997) para cuantificar la capacidad del canal, debido a la ausencia de datos instrumentales de calidad. Por lo tanto, se caracterizó el cambio del área de la sección transversal referenciada al nivel de la etapa de inundación. Para ello, se realizaron 20 perfiles transversales del río Guadalquivir desde Andújar hasta la entrada del valle confinado con una frecuencia de muestreo uniforme de 400 m. Dichos perfiles muestran una reducción notable en el ancho y en la profundidad del canal. En el tramo comprendido entre Andújar y la desembocadura del río Jándula (punto verde en la Figura 33), se redujo el ancho del canal (etapa de inundación) de 121 (6,2) a 111 (4,3) m desde comienzo del siglo XX hasta el período actual. A su vez, entre la desembocadura del río Jándula y la entrada del valle confinado, el cambio en el ancho (profundidad) del canal mostró una mayor entidad. Se redujo desde 138 (9) a 100 (4,2) m. El área del canal transversal medio en la etapa de inundación a inicios del siglo XX fue estimada en 1.249 m^2 para el tramo aguas abajo a la desembocadura del río Jándula y 711 m^2 entre la desembocadura y Andújar. Dichos valores disminuyen notablemente hasta 448 y 506 m^2 en la época actual, conllevando una reducción del área del canal transversal del 64% entre el valle confinado y la desembocadura del

Jándula y del 28% entre la desembocadura y Andújar. Actualmente, los caudales mínimos necesarios para el desbordamiento del cauce en los tramos de estudio se han reducido notablemente, conllevando, por lo tanto, un aumento adicional del riesgo por inundación en la sección de estudio.

5.2. Caracterización de inundaciones de corta duración en cuencas tributarias del Guadalquivir

La inundación de lluvia corta seleccionada como muestra se ha caracterizado mediante la aplicación de las tres etapas propuestas en Moral-Erencia et al., (2021, enviado). El flujo de trabajo seguido en el apartado actual se indica en la Figura 34.

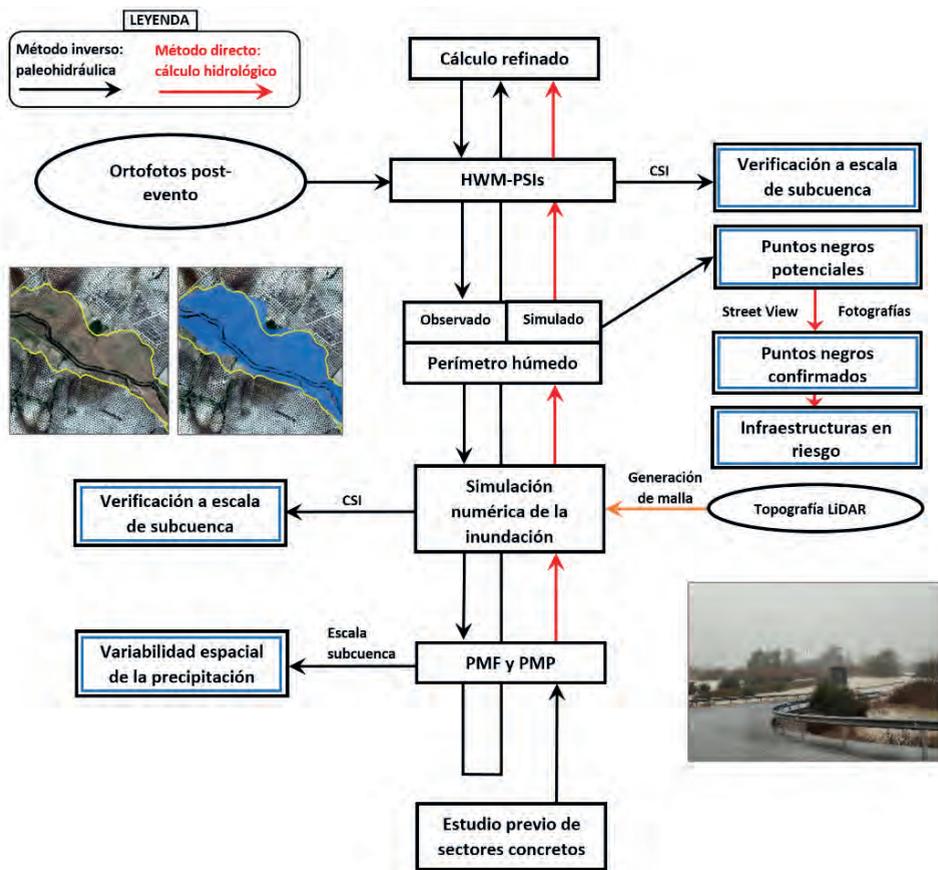


Figura 34. Diagrama de flujo resumiendo la aplicación del método inverso (flechas negras) y directo (flechas rojas) a lo largo del presente apartado. Un paso común en ambos procedimientos se indica con una flecha naranja (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

En la primera etapa (estudio de sectores concretos), se reconstruye la descarga pico cerca de la salida de la cuenca y se correlaciona con la precipitación promediada (PMP_a) (Apartado 5.2.1). En la segunda etapa (cálculo hidrológico con precipitación uniforme), se emplea PMP_a en un modelo hidrológico distribuido para catalogar nuevas áreas susceptibles de inundación a escala de cuenca (Apartado 5.2.2). En la tercera etapa (cálculo recursivo), se efectúan reconstrucciones paleohidrológicas recursivas para verificar las áreas detectadas con anterioridad e inferir la descarga y precipitación a escala de subcuenca (Apartado 5.2.3). Por último, se detalla la aplicación del método propuesto para el estudio de riesgos en infraestructuras viarias (Apartado 5.2.4).

5.2.1. Etapa 1. Estudio previo de sectores concretos.

En la etapa 1 se aplicó el estudio preliminar de sectores concretos con el objeto de inferir el caudal pico a la salida de la cuenca y la precipitación máxima probable media (PMP_a) que fuera representativa del área total de las dos cuencas de estudio. Debido a ello, se seleccionaron las subcuencas SA13 en Salado de Arjona (SA) y SP13 en Salado de Porcuna (SP) (Figura 35), localizadas en el tramo bajo de la cuenca de drenaje. SA13 se caracteriza por la existencia de una compleja llanura de inundación donde convergen cuatro cauces fluviales diferentes y en la que se produce una ruptura abrupta de la pendiente fluvial original, favoreciendo la deposición sedimentaria. Presenta un área de drenaje de 307 km², que corresponde al 62,7% del área de drenaje total (490 km²). A su vez, SP13 es una sección de curso rectilíneo situada aguas abajo de una estación de aforo. En este tramo, la llanura de inundación se encuentra bien desarrollada con una anchura de 200 m.

Las evidencias de inundación remotas presentes en la ortofotografía del satélite WorldView-2 (09/05/2011) proporcionaron una información completa en la delimitación del área inundada observada en el sector SA13. Se detectó la existencia de amplios depósitos de sedimentos de aguas lentas a lo largo del 78% de la llanura de inundación. El área restante fue delimitada a partir de hierba reciente desarrollada sobre los depósitos sedimentarios (12%), erosión y desarrollo de canales secundarios durante la crecida (8%) y árboles socavados (2%) (Figura 36a). Para una mayor precisión de la simulación numérica, se buscó que el área simulada dada por el modelo numérico solapara lo máximo posible con el área observada mediante la variación sistemática de los caudales en los cuatro aportes diferentes, denotados como I1 - I4 en la Figura 36a. El índice de éxito crítico previo alcanzó el máximo valor de $CSI_p = 0,91$ para las descargas fluviales de $PMF_{I1} = 195$, $PMF_{I2} = 180$, $PMF_{I3} = 45$ y $PMF_{I4} = 40 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A la salida de la sección considerada (O1 sobre la Figura 36a), la confluencia de los diferentes cauces provocó un caudal de $PMF_{O1} = 460 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Visualmente, el solapamiento del área simulada y observada es casi perfecto (Figura 36b). La descarga fluvial proveniente de tres cauces provocó la anegación de

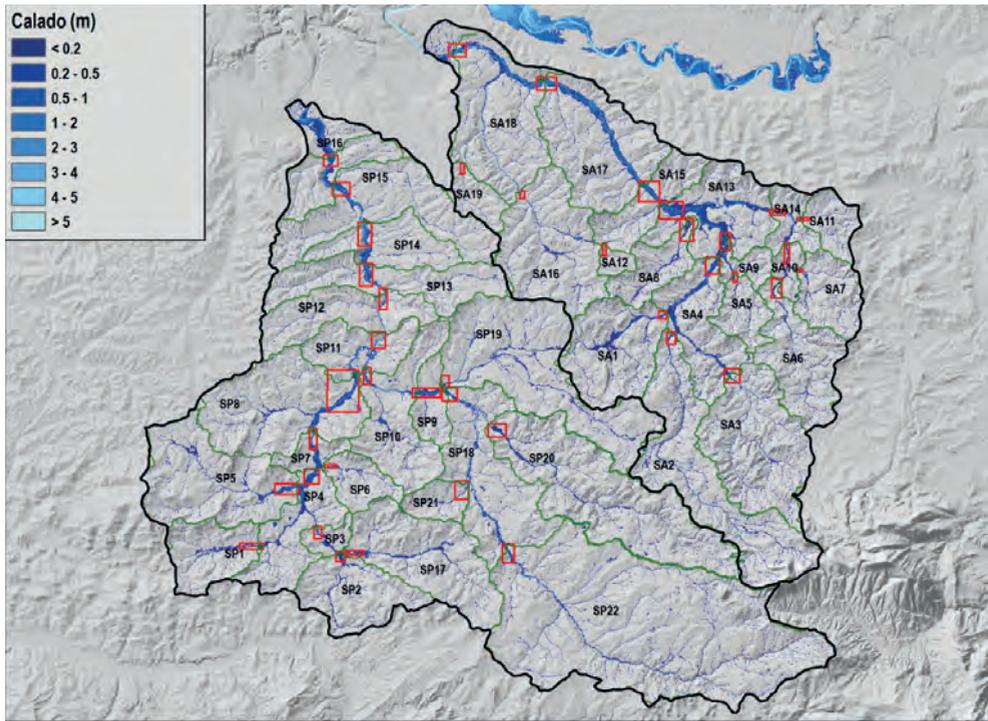


Figura 35. Calado simulado tras la aplicación del método directo mediante el modelo hidrológico distribuido, usando una precipitación de PMP_a de $2,9 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en SP y $5,4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en SA. Los perímetros en color verde designan la división de subcuencas utilizadas para la verificación del cálculo hidrológico y la realización del cálculo refinado (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

la llanura de inundación con una anchura notable en torno a 200-650 m, siendo ostensiblemente superior a la anchura del cauce principal lleno (27 m). Los calados máximos alcanzaron 5 m en el cauce principal, contrastando con los flujos someros existentes en la llanura de inundación ($h \leq 0,5 \text{ m}$). La simulación numérica refleja los canales secundarios, con calados entre 1-2 m. Analizando el campo de la velocidad, se resolvieron valores notables de $2-3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ que provocaron su incisión sobre la llanura de inundación. En el canal principal, la velocidad del flujo durante la crecida alcanzó $2-3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. En contraposición, las velocidades fueron bajas en la llanura de inundación ($< 0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y compatibles con la deposición de los sedimentos de aguas lentas observados.

En la cuenca aforada del Arroyo Salado de Porcuna se aplicó el método inverso para verificar la simulación numérica configurada con un caudal instrumental de $PMF = 533 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ dado por una estación de aforo localizada próxima al sector de estudio. Analizando el hidrograma (gráfica sobre Figura 36d), se aprecia un comportamiento simétrico en las fases de ascenso y descenso con una duración de $7,5 \pm$

0,5 h. El pico tiene un carácter amesetado durante 3 h, estimando una duración de la precipitación de 10,5 h. El área de inundación observada se delimitó en base a los abundantes paleoindicadores de inundación existentes sobre la misma ortofotografía empleada en el Salado de Arjona (Figura 36c). Los depósitos de aguas lentas volvieron a ser la evidencia más abundante a lo largo del sector, conformando el 64% del total de las evidencias detectadas. También se detectó crecimiento de hierba reciente sobre depósitos sedimentarios (16,8%), formación de canales secundarios sobre la llanura de inundación (11,9%) y árboles socavados (6,9%). El solapamiento entre el área inundada de la simulación numérica basada en la estación de aforo y el área delimitada por los paleoindicadores de inundación arrojó un excelente valor de $CSI_p = 0,85$. Se puede observar el gran acuerdo entre el área observada (línea negra gruesa sobre Figura 36d) y el área simulada (calado). La profundidad del flujo alcanzó valores máximos de 5 m en el canal principal y tuvo un carácter más somero sobre los

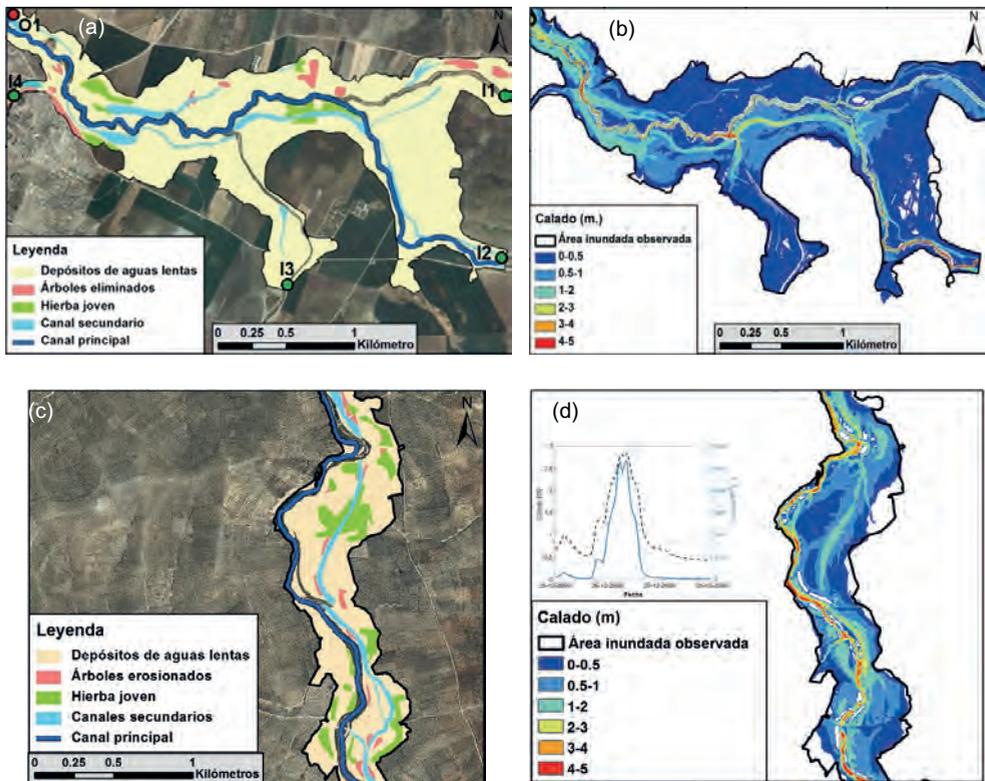


Figura 36. Localización geográfica de las evidencias de paleoinundación remotas localizadas sobre el sector SA13 Arroyo Salado de Arjona (a) y SP13 de Salado de Porcuna (c). (b) y (d) Calado simulado representado sobre el área inundada observada para los mismos sectores (Moral-Erencia et al., 2020).

canales secundarios y la llanura de inundación, en los que presentó valores cercanos a 2 y 1 m, respectivamente.

Posteriormente, la precipitación máxima probable promediada espacialmente (PMP_a) se calculó en ambas cuencas a partir del área de drenaje aguas arriba (A_{drain}) y el PMF inferido bajo una condición observada de saturación total del suelo durante las inundaciones de lluvia corta, tal y como indica la siguiente ecuación:

$$PMP = \frac{PMF}{A_{\text{drain}}} \quad (22)$$

En base a este cálculo se obtuvo $PMP_a = 5,4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en la cuenca SA y $PMP_a = 2,9 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en SP. A continuación, la duración mínima del evento de lluvia o tiempo de concentración (T) fue calculada con el método racional o de la onda cinemática en función de la velocidad de escorrentía, dada por U_{PMP} (Brutsaert, 2005):

$$T = \frac{L}{U_{PMP}}, \quad U_{PMP} = \left(\frac{PMP \cdot L}{3,6 \cdot 10^6} \right)^{\frac{2}{5}} \cdot S_0^{\frac{3}{10}} \cdot n^{-\frac{3}{5}}, \quad (23)$$

donde L es la longitud característica de la cuenca (ej. $L = A_{\text{drain}}^{1/2}$) en una cuenca de morfología cuadrada o semicuadrada como en el caso de las cuencas seleccionadas), S_0 es la pendiente media de la cuenca de drenaje y $n = 0,025 \text{ s}\cdot\text{m}^{-1/3}$ equivale al coeficiente de rugosidad de Manning para suelos con granulometría arcillosa y limosa, como los existentes. En base al cálculo, la duración mínima del evento de lluvia en el Salado de Arjona fue $T = 5,6 \text{ h}$. Por lo tanto, la profundidad de la precipitación mínima, dada por $T \times PMP$, alcanzó un valor de 30,2 mm. Dicho valor es coherente atendiendo a la base de precipitación *AEMETv2*, que indica una precipitación diaria acumulada de 45,7 mm para el mismo área de drenaje. En el Salado de Porcuna, la duración mínima del evento se estimó en $T = 7,1 \text{ h}$, mostrando un error relativo de solo 5% respecto al valor observado en el hidrograma de la estación de aforo existente (7,5 h). Finalmente, la profundidad de la precipitación mínima fue calculada en 20,6 mm. *AEMETv2* indicó una precipitación diaria (DPD) de 44,4 mm, que es notablemente mayor a la estimada. La causa de la discrepancia está originada en que la duración superior a 10,5 h del evento de precipitación no incrementó el caudal pico de $533 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, que se mantuvo estable durante 3 h en el hidrograma.

5.2.2. Etapa 2. Cálculo hidrológico con precipitación uniforme

La etapa 2 se aplicó para inferir los mapas de inundación a escala de cuenca (Figura 35). Para ello, se ejecutó la modelización hidrológica de los procesos de llu-

via-escorrentía mediante el modelo hidrológico distribuido Iber+. (García-Feal et al., 2018). El modelo emplea la precipitación máxima probable media inferida (PMP_a) durante un tiempo dado por $2 \times T = 14$ h. La construcción de la malla computacional se realizó con una alta resolución (0,5-10 m) cubriendo los 977 km² que ocupan las cuencas de estudio del Salado de Arjona y Porcuna. El número de celdas consideradas en el dominio computacional ascendió a más de 40 millones. Para asegurar un mayor realismo topográfico, las cotas altitudinales se atribuyeron a la malla a partir de modelos digitales del terreno basados en nubes de puntos LiDAR que se depuraron previamente.

La calidad del cálculo hidrológico se evaluó siguiendo el mismo proceso descrito en el Apartado 5.2.1. El CSI se cuantificó de forma individual en las 34 subcuencas que se situaban aguas arriba de los sectores de referencia SA13 y SP13, base del estudio previo de sectores concretos (Sección 5.2.1). Dichas 34 subcuencas (18 en Salado de Porcuna y 16 en Salado de Arjona) abarcan el 75 % del área de drenaje completa (Figura 35). El valor medio resultante fue $\overline{CSI} = 0,73$. En término de cuencas, se presentó ligeramente mayor en SA ($\overline{CSI}_{SA} = 0,75$) respecto a SP ($\overline{CSI}_{SP} = 0,72$). Tales valores indican una buena similitud entre el área observada y la simulada. Atendiendo a la bibliografía, un CSI superior a 0,7 no es habitual (Wood et al., 2016). En nuestro caso, $CSI > 0,7$ se observa en 26 de las 34 subcuencas consideradas. Los valores máximos y mínimos en el Salado de Porcuna se localizaron en la subcuenca SP5 ($CSI_{SPmax} = 0,77$) y SP21 ($CSI_{SPmin} = 0,44$), respectivamente. La distribución geográfica del CSI indica un mayor solapamiento entre el área observada y simulada en el sector sureste de la cuenca, con valores rondando $CSI = 0,74$ (Figura 37). En el caso del Salado de Arjona, el ajuste de los valores extremos fue mayor. El máximo se ubicó en SA13 (subcuenca de referencia), mostrando $CSI_{SAmax} = 0,9$. A su vez, el valor mínimo se encontró en la subcuenca SA11, con un valor ligeramente inferior a 0,6 ($CSI_{SAmin} = 0,59$). En SA existen subcuencas con una correlación excelente entre el área observada y la simulada ($CSI \geq 0,8$), situadas mayoritariamente en el sector noreste (áreas en color verde sobre Figura 37). El análisis de la distribución del CSI en ambas cuencas proporcionó valores en el intervalo 0,66 – 0,78 como el de mayor frecuencia relativa. Dentro de este intervalo, los valores comprendidos entre 0,72 – 0,74 resultaron ser la moda de la distribución, con una frecuencia relativa de 20,6 %.

El empleo de la precipitación máxima probable uniforme en las cuencas de estudio permite minimizar los errores derivados de la irregularidad espacial de la precipitación, especialmente en los tramos bajos de las cuencas debido a la cercanía de las cuencas de referencia. El área resultante tras la simulación se muestra muy pareja con la observada, delimitada por los paleoindicadores de inundación. La combinación del estudio previo de sectores concretos (Apartado 5.2.1) y la simulación directa de los procesos de lluvia-escorrentía a través de un único cálculo (presente Sección 5.2.2) permite la obtención precisa de nuevas áreas susceptibles de inundación y su verificación en áreas de drenaje inferiores a 2.000 km². Por lo tanto, es una

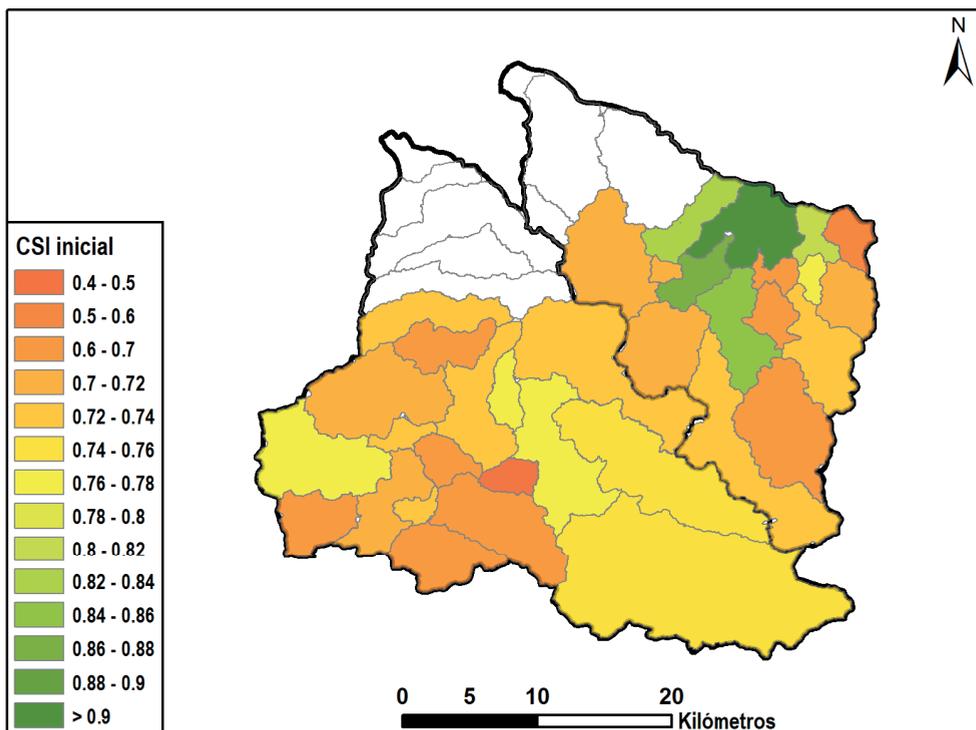


Figura 37. Mapa del CSI inicial (cálculo hidrológico con precipitación uniforme) a escala de sub-cuenca, usando PMP_a como dato de entrada (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

técnica útil para predecir la dinámica y las áreas susceptibles de inundación a escala de cuenca para eventos de lluvia corta de una forma rápida y precisa.

5.2.3. Etapa 3. Cálculo recursivo: caudal y precipitación

El cálculo refinado se ejecutó para estimar el caudal pico óptimo (indicado con el subíndice m) y la precipitación máxima probable a la salida de cada una de las 41 subcuencas consideradas en la Figura 35, pudiendo caracterizar la distribución espacial de la misma *a posteriori*. En primer lugar, se aplicó la etapa 1 (Sección 5.2.1) de forma recursiva para inferir el valor de caudal óptimo PMF_m . En este caso, la reconstrucción refinada comienza en la cabecera de la cuenca. Un total de 560 simulaciones hidráulicas bidimensionales con una malla ultrafina (0,5 m) fueron necesarias para determinar PMF_m en todos los sectores indicados. Las 41 curvas de maximización resultantes se muestran en la Figura 38.

Presentan una morfología concreta: en primer lugar, el ascenso de CSI se produce de forma rápida, suavizándose progresivamente hasta alcanzar el va-

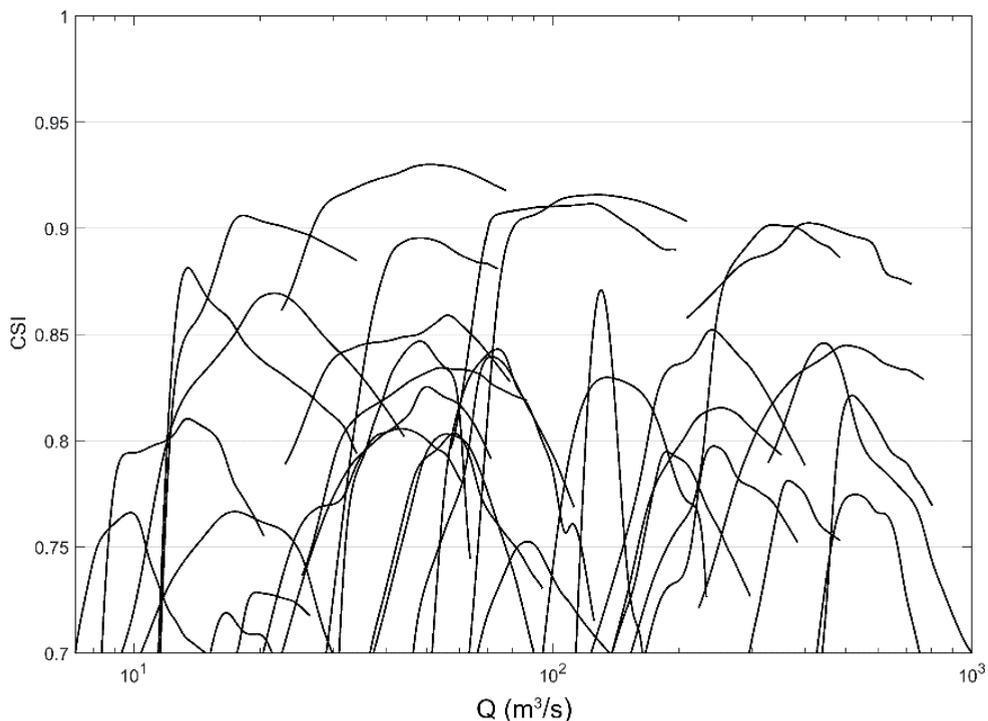


Figura 38. Curvas de maximización de las 41 subcuencas que conforman las cuencas de drenaje del Arroyo Salado de Porcuna y de Arjona (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

lor óptimo. El máximo solapamiento entre el área observada e inundada se produce cuando el índice CSI adquiere el mayor valor CSI_m y la descarga $Q = PMF_m$. Posteriormente, en caudales $Q > PMF_m$, el ramal descendente se muestra con una pendiente notablemente inferior al ascendente. La gran variedad en tamaño de las subcuencas existentes permitió simular descargas en un amplio rango comprendido entre 10 y $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Las descargas óptimas inferidas PMF_m (Figura 39a) se compararon con las descargas PMF de precipitación uniforme $PMP_a = 2,9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ en SP y $5,4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ en SA en base al parámetro λ . Se define como la proporción entre ambas descargas pico $\lambda = PMF_m / PMF$. El valor medio y la desviación típica de λ en las 41 subcuencas resultó en $\lambda = 1,05$ y $\sigma_\lambda = 0,21$. En términos de cuencas, ambos valores resultaron similares con: $\lambda^{SP} = 1,07$, $\lambda^{SA} = 1,03$, $\sigma_\lambda^{SP} = 0,18$ y $\sigma_\lambda^{SA} = 0,24$. De media, el método recursivo mejoró $\sim 20\%$ el caudal pico estimado. Las mayores mejoras se localizaron en las subcuencas SP2 y SA12 donde el cálculo hidrológico promediado (Sección 5.2.2) mostró valores superiores e inferiores en un 40 y 80%, respectivamente (Figura 39b).

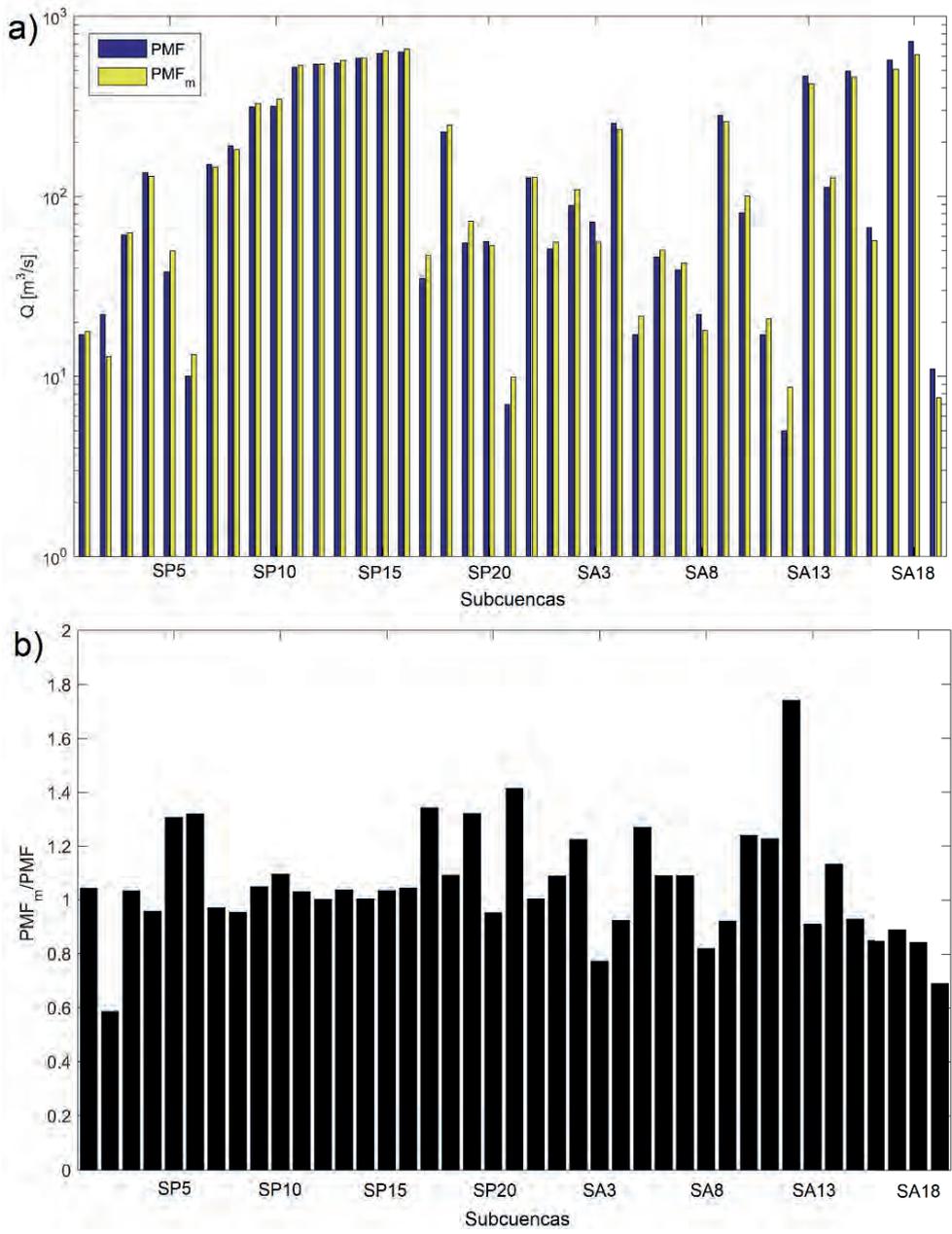


Figura 39. (a) Descarga pico obtenida con precipitación uniforme PMF (magenta) y a través del cálculo recursivo PMF_m (amarillo). (b) Proporción entre ambas descargas pico (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

La precisión del método recursivo se evaluó en la predicción del área inundada (Figura 40). Visualmente, se puede discernir una mayor precisión del método recursivo respecto a la Figura 37, siendo CSI_m mayor en todas las subcuencas. Los valores medios obtenidos fueron $CSI_m^{SP} = 0,85$ y $CSI_m^{SA} = 0,84$. CSI_m mejoró un 18,4% en Salado de Porcuna y un 12,1% en Salado de Arjona respecto de los valores iniciales. Los valores extremos de CSI_m fueron 0,93 (SP5) y 0,91 (SA8) como máximos, y 0,77 (SP21) y 0,73 (SA11) como mínimos. El método recursivo arrojó valores excelentes ($CSI_m > 0,9$) en 6 subcuencas y muy buenos ($CSI_m > 0,8$) en el 83% de ellas (34 de 41). El análisis de la distribución de CSI_m indicó la presencia de dos intervalos que engloban un mayor número de valores en los rangos 0,78-0,86 y 0,9-0,92. El subintervalo 0,84 – 0,86 presentó la mayor frecuencia relativa, con el 22,5% de la totalidad de los valores de CSI_m . La distribución geográfica muestra una correlación casi perfecta en el tramo alto de SP y en el tramo medio de SA (Figura 40). Los valores más bajos de SP se presentaron en el tramo medio con CSI_m entre 0,74 y 0,78. A su vez, en el Salado de Arjona se concentran en SA2 ($CSI_m = 0,72$) y SA11 ($CSI_m = 0,72$). El cálculo paleohidráulico proporciona un incremento mayor al 20% del solapamiento entre área simulada y observada en trece subcuencas respecto al cálculo inicial. La mayor mejora tuvo lugar en SP2 donde CSI_m incrementó un 45%, pasando de 0,6 a 0,88.

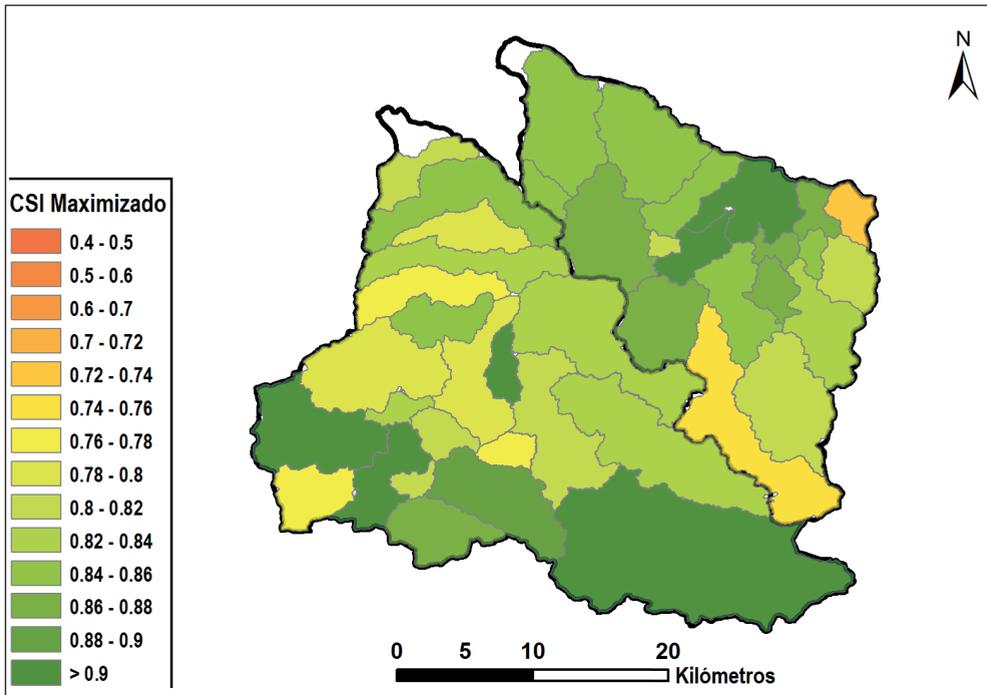


Figura 40. CSI mejorado o maximizado (CSI_m) a una escala de subcuenca, obtenido a través de la aplicación recursiva del método desarrollado en esta tesis (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

Posteriormente, la precipitación máxima probable óptima PMP_m en cada área reconstruida se calculó a partir del PMF_m inferido. En las subcuencas cuya área de drenaje es independiente de la aportación hídrica de otras suprayacentes (ej. SP22), se aplicó directamente la ecuación (22). En el caso de las subcuencas dependientes (ej. SP4), PMP_m fue inferido preservando la conservación de la masa proveniente del área de drenaje aguas arriba ($\sum_m^n PMF_m^n$), dada por:

$$PMP_m = \frac{PMF - \sum_n PMF_m^n}{A_s} \quad (24)$$

donde A_s representa el área de drenaje de la subcuenca seleccionada.

Geográficamente, la resolución espacial del mapa de precipitación obtenido (Figura 41) fue 25,3 km² en SP y 30,7 km² en SA. La alta resolución permite cuantificar la distribución irregular de la intensidad de la precipitación durante el evento de lluvia corta. Se localizaron diferencias de PMP_m superiores al 100% entre subcuencas que se encontraban a una distancia menor de 5 km. En SP, la mayor lluvia se encuentra localizada en el tramo medio con $PMP_m > 3,7 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ y los menores valores se descubrieron en el sector noroeste ($PMP_m \leq 1,3 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$). A su vez, en SA, los valores máximos se desarrollaron en el sur y sureste con $5,4 \leq PMP_m \leq 9,1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. La menor lluvia se concentró en la franja central de la cuenca, con $PMP_m \leq 2,5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. El intervalo más común de la zona de estudio se encontró en el rango 3,4-4,1 mm·h⁻¹, representando una frecuencia relativa de 22,5% (9 subcuencas de 40). Se puede intuir sobre la Figura 41 una orientación OSO-ENE de los mayores valores de intensidad de precipitación, quizá generada por la formación local de una tormenta que fue desplazándose a través de esa zona. Atendiendo a los datos de reanálisis del GDAS (Global Data Assimilation System) (Kalnay et al., 1996) para el momento del pico de precipitación, la trayectoria derivada de las masas nubosas, dada por el viento a una presión de 500 hPa (aprox. 5.000 m s.n.m.), mostró una dirección de 240-250 ° (trayectoria OSO-ENE) en el sur de España con una notable trayectoria marítima desde el océano Atlántico. Por lo tanto, las condiciones sinópticas eran compatibles con la formación de tormentas locales y la orientación observada en la distribución de los valores de PMP_m .

Se consideraron dos parámetros estadísticos para caracterizar de una forma general la tasa de precipitación inferida: la media ponderada (\overline{PMP}_m) y la desviación estándar ponderada (σ_{PMP_m}) definida por:

$$\overline{PMP}_m = \sum_{i=1}^N w_i PMP_{m,i} \quad (25)$$

$$\sigma_{PMP_m} = \left[\sum_{i=1}^N w_i (PMP_{m,i} - PMP_m)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

donde w_i se define como la proporción del área de la subcuenca A_i respecto a la extensión de la cuenca:

$$w_i = \frac{A_i}{\sum_{i=1}^N A_i} \quad (27)$$

En SP, el número de subcuencas fue $N = 22$ con $0,68 \leq w_i \leq 20 \%$. En SA, se tiene $N = 19$ con $0,7 \leq w_i \leq 12 \%$. Podemos observar el amplio rango de valores en los pesos de las subcuencas seleccionadas, siendo necesario el uso de la ponderación del área.

Se comprobó la bondad de los valores resultantes del cálculo refinado mediante la comparación del valor medio en SP y SA respecto al inferido en la Sección 5.2.1 para el mismo área de drenaje. El error relativo obtenido fue 5,6 % en SP ($PMP_m^{SP} = 3,07 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) y 17,6 % en SA ($PMP_m^{SA} = 4,59 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) respecto a los valores iniciales de 2,9 en SP y 5,4 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en SA. El método recursivo refinado tiene en cuenta la variabilidad de la precipitación, pudiendo caracterizar también la desviación estándar. Se obtuvo $\sigma_{PMP_m}^{SP} = 0,92$ y $\sigma_{PMP_m}^{SA} = 1,83 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Posteriormente, se calculó el coeficiente de variación de la precipitación $CV = PMP_m / \sigma_{PMP_m}$, resultando en 30 (SP) y 40 % (SA).

La aplicación recursiva del método en un cálculo refinado mejora los resultados obtenidos por el cálculo hidrológico en un porcentaje medio del 15,3% en la zona de estudio, equivalente a un $CSI_m = 0,845$, que es excelente. El valor resultante está notablemente por encima de la referencia de un buen cálculo, dado por $CSI = 0,7$ (Wood et al., 2016). El cálculo refinado proporciona unos mejores resultados comparativos en la cabecera de las cuencas. En el cálculo hidrológico inicial, la entrada de lluvia se basaba en una reconstrucción localizada en el tramo medio o bajo con la intención de caracterizar un mayor área de drenaje. En definitiva, el cálculo refinado supone la mejora en la caracterización del área inundada observada, caudal pico y precipitación máxima probable para los eventos de inundación de lluvia corta en todos los tramos considerados de la zona de estudio, especialmente en la cabecera.

El método refinado permite el análisis de la distribución espacial de la precipitación máxima probable de eventos de inundación de lluvia corta a una alta resolución y con un bajo error. Su aplicación permite superar la baja densidad e irregular distribución de las redes pluviométricas existentes, obteniendo datos continuos para la caracterización de la precipitación en eventos de inundación de lluvia corta. El méto-

do propuesto es útil para la elaboración de un catálogo detallado de PMP que puede ayudar a actualizar los datos pluviométricos de referencia para el diseño del drenaje en la construcción de las infraestructuras viarias en áreas agrícolas. Actualmente, se basan en bases de datos de precipitación (ej. *MAXPLU* o *AEMETv2*) con una resolución temporal de 24 h, que es insuficiente para capturar los eventos de inundación de lluvia corta ($T < 24$ h). Adicionalmente, se ha observado un incremento de la profundidad de precipitación diaria durante las últimas décadas (Figura 2) en consonancia con los escenarios climáticos (IPCC, 2013; EEA, 2017), aumentando la necesidad de disponer de nuevos métodos para la caracterización hidráulica e hidrológica de este tipo de eventos.

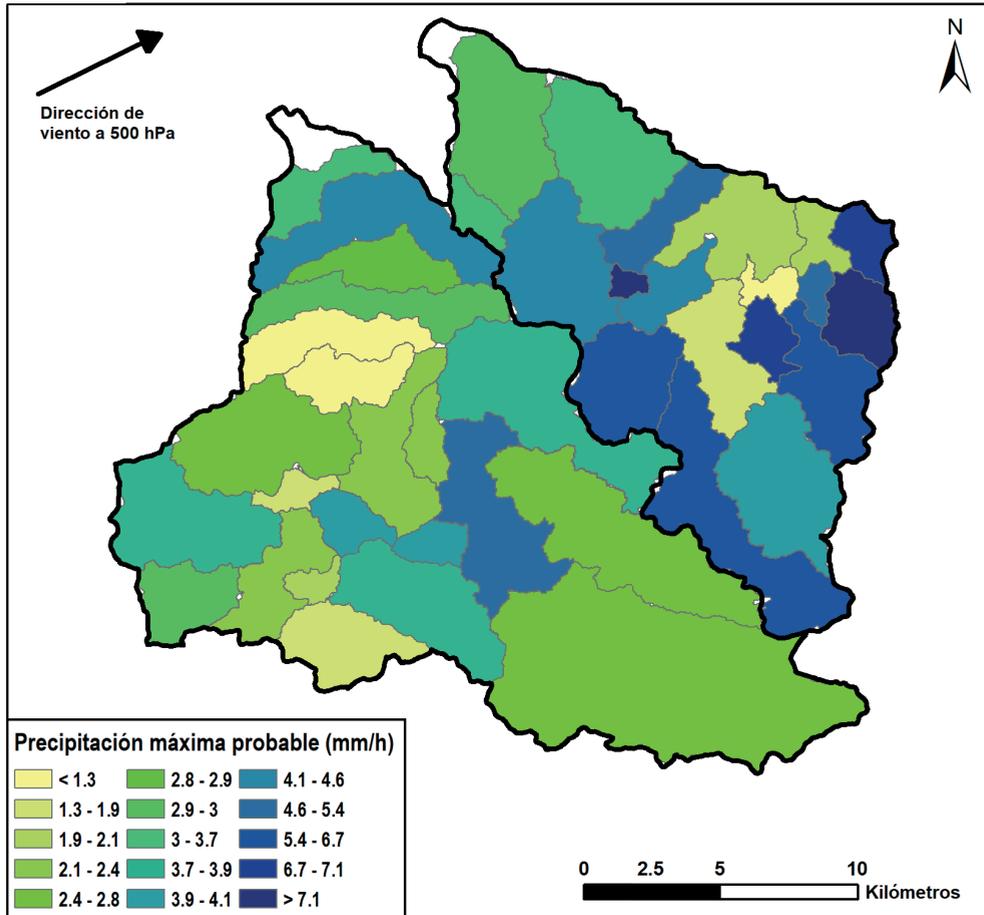


Figura 41. Precipitación máxima probable ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) en las cuencas SP y SA para el evento de inundación de lluvia corta comprendido entre 26 y 27 de diciembre de 2009. Podemos observar una distribución heterogénea de la tasa de precipitación. En la parte superior izquierda se indica la dirección del viento a 500 hPa (~ 5500 m) del reanálisis NOAA GDAS (Kalnay et al., 1996) en el momento pico de precipitación (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

5.2.4. Aplicación al estudio de riesgos en infraestructuras viarias

La directiva 2007/60/CE establece la obligación por parte de los estados miembros de detectar y revisar continuamente las áreas sujetas a riesgo de inundación potencial, especialmente en áreas urbanas e infraestructuras civiles. En la zona de estudio, se detectaron *in situ* una gran cantidad de puntos en riesgo o negros asociados a infraestructuras viales en inundaciones de lluvia corta que actualmente no se encuentran catalogados como ARPSIs (Figura 1b). La escorrentía superficial generada durante las precipitaciones provoca el funcionamiento anómalo de las infraestructuras viarias en un espacio temporal de un día con una recurrencia anual. Como consecuencia de este proceso se puede destacar la incomunicación de núcleos urbanos. Los mapas de precipitación usados en la regulación FOM/2098/2016, que establece el diseño de los elementos de drenaje en las carreteras, necesitan de una revisión y posterior corrección.

Se preparó un nuevo cálculo hidrológico a escala de cuenca con Iber+ para identificar los puntos negros potenciales, estableciendo PMP_m derivado del cálculo refinado como dato de entrada en el hietograma. Se establecieron dos criterios necesarios de cumplimiento para la definición de punto negro potencial. En primer lugar, la existencia de una intersección dada entre la infraestructura de transporte y la red de drenaje. En segundo lugar, el calado simulado en el cálculo hidrológico debía ser mayor o igual a la altura LiDAR de la infraestructura respecto al thalweg del curso fluvial. La verificación de los puntos negros potenciales resultantes se realizó en base a Google Street View (Anguelov et al., 2010), noticias de prensa local/regional e imágenes y ortofotos de alta resolución, asignándose tres niveles de confianza: alto, medio y bajo. Se atribuyó un nivel alto cuando la inundación provocó un suceso que se reflejó en la prensa, o bien cuando los indicadores de inundación se mostraban ampliamente distribuidos en las fuentes de datos (imágenes 1-6 de la Figura 42). Niveles medios y bajos se asignaron en una gradación de la abundancia detectada de evidencias de inundación durante el análisis visual.

A lo largo de las cuencas de estudio, se detectaron 79 puntos negros potenciales. Salado de Porcuna acaparó el 71,6% del total de los puntos negros detectados (55 de 79). En cambio, en Salado de Arjona, se detectaron 24. El 72,2% del total de los puntos negros detectados se calificaron con alta confianza (57 de 79). Los restantes obtuvieron una confianza media (21,5%, 17 de 79) y baja (6,3%, 5 de 79). La distribución geográfica es de forma homogénea a lo largo del área de las cuencas de estudio, observándose una densidad mayor en la franja central de Salado de Porcuna (Figura 42).

La detección de puntos negros potenciales en eventos de inundación de lluvia corta a escala de cuenca muestra una notable precisión, confirmándose el 72% de los hallados como alta confianza. El uso de modelos hidrológicos acelerados por

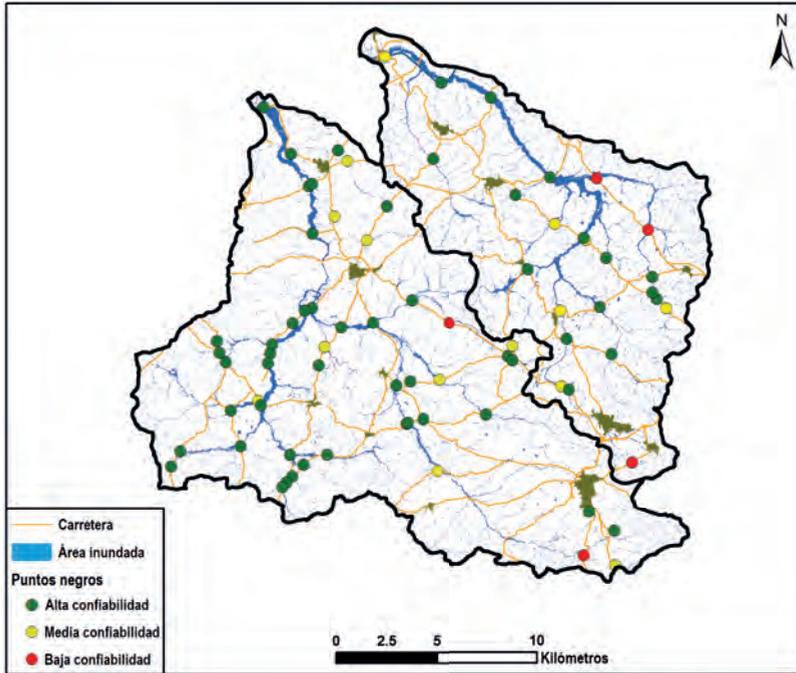


Figura 42. Verificación de los puntos negros potenciales detectados en las cuencas de estudio en base a un criterio de confianza. Alta, media y baja confianza se indica con círculos en color verde, amarillo y rojo, respectivamente. Adicionalmente, se representa el área inundada derivada del cálculo hidrológico refinado (relleno en azul) y la red de infraestructura viaria (líneas en color naranja). Las imágenes 1-6 indican algunos ejemplos de evidencias de inundación empleadas en la verificación (Moral-Erencia et al., 2021, enviado).

GPU a gran detalle (≤ 10 m), junto a técnicas LiDAR, permite hoy en día su caracterización en áreas de drenaje superiores a 2.000 km² de una forma rápida.

El uso del método como punto de partida en las estrategias de prevención puede conllevar una reducción importante de los costes económicos causados por las inundaciones de lluvia corta en las infraestructuras viarias presentes y futuras, conllevando una reducción del riesgo de inundación y un cumplimiento más eficiente de la directiva europea 2007/60/CE. Adicionalmente, el incremento observado de eventos de inundación de lluvia corta hace necesaria la aplicación de nuevas estrategias de prevención que permitan la cuantificación y localización de las infraestructuras sujetas a riesgo de inundación y el correcto diseño de las futuras infraestructuras viarias durante las últimas décadas.

5.3. Caracterización de las inundaciones relámpago en microcuencas

El estudio previo de sectores concretos (Sección 5.2.1) se aplicó en la cuenca no aforada del Arroyo de Ibros para la caracterización del caudal pico y de la precipitación máxima probable durante la inundación relámpago acaecida en septiembre de 2009, que ostenta la mayor magnitud desde 1945 (Figura 15). Para ello, se seleccionó una sección estable situada próxima a la salida de la cuenca para la estimación del caudal pico y la precipitación máxima probable media. La sección exhibe una longitud de 400 m y muestra un bajo desarrollo de la llanura de inundación, con una anchura media de 41 m. El área de drenaje caracterizada es de 23,3 km², que representa un 91% del área de drenaje total de la cuenca del Arroyo de Ibros (25,6 km²) (sombreado verde claro en la Figura 43a). El área observada se delimitó a partir de las evidencias de inundación de carácter erosivo presentes sobre la ortofotografía del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea con fecha junio de 2011. La gran magnitud del evento produjo la erosión de numerosas hileras de olivares anexas al cauce que actuaron como evidencia de inundación botánica, ocupando el 89% del área inundada observada. Adicionalmente, también se detectó la presencia de hierba joven desarrollada *a posteriori* sobre las zonas previamente inundadas, suponiendo el 11% restante de las evidencias de inundación detectadas (Figura 43b).

La simulación hidráulica produjo la mayor correlación con el área observada para un caudal PMF = 170 m³·s⁻¹, con un índice de éxito crítico de 0,77. El buen acuerdo (CSI > 0,7) refleja la calidad de la simulación numérica para un evento de inundación repentino. El calado mostró valores máximos en torno a 3-5 m en el cauce principal, siendo inferior a 1 m en la llanura de inundación poco desarrollada (Figura 43c). La velocidad del flujo de agua en todo el sector mantuvo valores muy altos que evitaron la presencia de evidencias de inundación sedimentarias. Los mayores máximos se observan en el cauce principal (6-7 m·s⁻¹). En la llanura de inundación, las velocidades fueron en torno a en 2-4 m·s⁻¹, compatibles con el socavamiento observado de los árboles a lo largo del sector estudiado (Figura 43d).

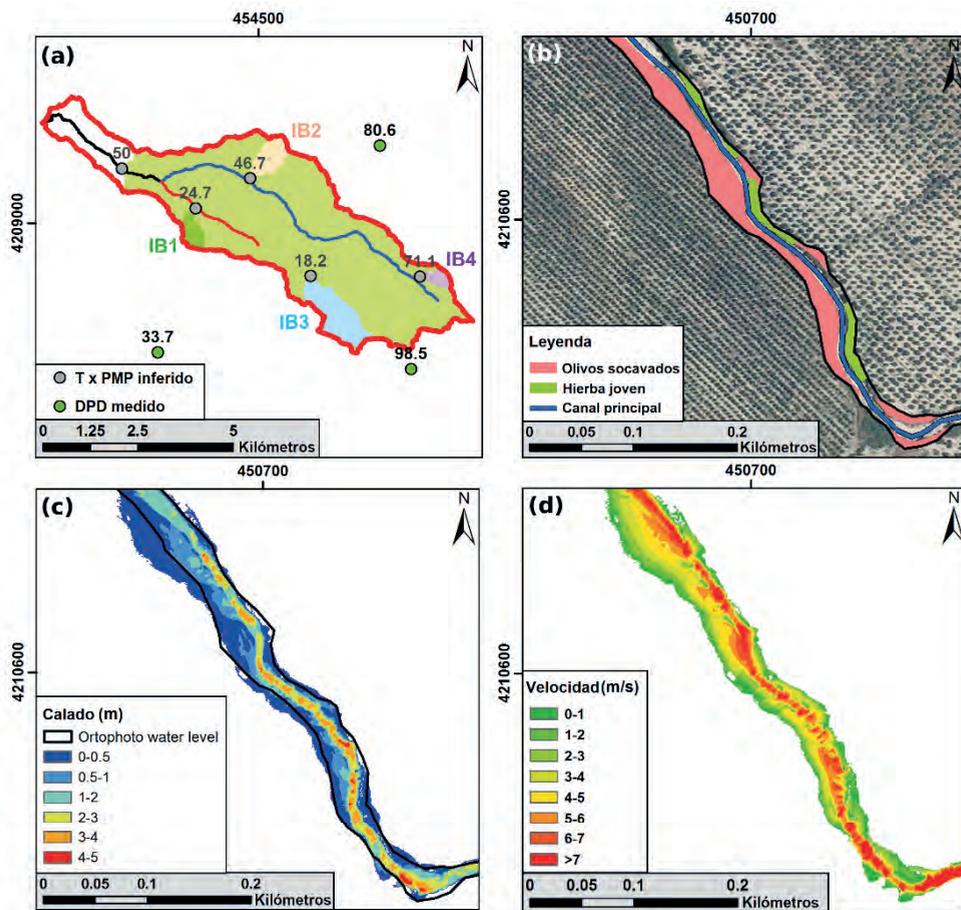


Figura 43. (a) Profundidad de precipitación mínima (mm) para la inundación observada (círculos grises) y valores diarios de las redes pluviométricas (círculos verdes). (b) Área de inundación observada a partir de los paleoindicadores remotos sobre la ortofoto PNOA de julio de 2011. Calado (c) y velocidad (d) simulada en el sector de referencia para un caudal óptimo de $PMF = 170 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Moral-Erencia et al., 2020).

La precipitación máxima probable media de la cuenca se estimó en $PMP_a = 26,3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ tras la aplicación de la ecuación (22). La duración mínima del evento dada por el método racional o de la onda cinemática (23) resultó ser 1,9 h. Por lo tanto, la precipitación mínima promediada ($T \times PMP$) del evento fue 50 mm. Comparando con las bases de datos pluviométricas más detalladas como *AEMETv2* no se observa que éstas capturen correctamente la magnitud de los eventos relámpago debido a su duración ($T \ll 24 \text{ h}$) y su carácter local. En el caso de *AEMETv2*, la profundidad de precipitación diaria media en la cuenca del Arroyo de Ibros para el

15/09/2009 presentó un bajo valor diario medio de 7,6 mm. Comparando con los datos pluviométricos disponibles (Figura 43a), se puede observar que se encuentra en el mismo orden de magnitud de los datos existentes. Desgraciadamente, no se pudo comparar con datos procedentes del interior de la cuenca del Arroyo de Ibros debido a la inexistencia de pluviómetros en toda el área de drenaje.

Posteriormente, se obtuvo el área inundada a escala de cuenca a través de un cálculo hidrológico con precipitación uniforme mediante un modelo hidrológico distribuido acelerado por GPU (García-Feal et al., 2018), al igual que en el Apartado 5.2.2. Se estableció un hietograma de entrada en el modelo dado por PMP_a mantenido constante durante un período definido por $2T$ (3,8 h) (Figura 44a). Al ser una cuenca de drenaje de pequeño tamaño, se construyó una malla computacional no estructurada de 603.375 elementos que cubría toda la zona de interés con un espacio de muestreo de solo 1,5 m. Para asegurar la fiel representación del importante desnivel existente en la cuenca, se utilizó un modelo digital del terreno construido en base a puntos LiDAR y corregido posteriormente para eliminar obstáculos al flujo (Mandlburger et al., 2009). El hidrograma derivado del cálculo hidrológico alcanzó $PMF = 170 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ tras un tiempo real de 1,67 h (Figura 44a). Comparando con el tiempo de concentración derivado de la ecuación (23) (1,9 h), el error relativo se muestra bajo con un valor del 12%. Aun así, el origen del desfase puede deberse a la asunción de la longitud característica de la cuenca (L) como la longitud del eje máximo al no ser de morfología cuadrada como en SP y SA. Se observaron calados simulados máximos de 4-5 m en el tramo inferior de la cuenca y valores inferiores a 2 m en los tramos medios y altos (Figura 44b). La escorrentía es muy intensa durante el pico de descarga en toda la cuenca estudiada, canalizándose a través de la densa red de drenaje delimitada por los arroyos, torrentes y grandes cárcavas. La zona urbana referente a la localidad de Ibros presentó un gran volumen de escorrentía (perímetro rojo en la Figura 44b) durante los eventos de inundación relámpago que provoca la inundación de la localidad y la generación de numerosos daños económicos asociados, e incluso daños personales.

Para finalizar, se caracterizó la distribución espacial de la precipitación producida durante el evento de estudio mediante la aplicación recursiva del método propuesto. Al contrario que en el Apartado 5.2.3, las evidencias de inundación no se mostraban en todas las subcuencas de estudio. Para solucionar este contratiempo, se escogieron 4 subcuencas en las que existían suficientes marcas erosivas con una localización casi geométrica espacialmente (Figura 43a) que aseguró la representatividad. Las subcuencas presentaban un área de drenaje muy reducido entre 0,26 y 1,54 km^2 . Se optimizaron los caudales pico en base al área observada y se calculó la precipitación máxima probable mediante (22). El caudal pico maximizado en dichas subcuencas fue $PMF_{IB1} = 1,5$, $PMF_{IB2} = 4,5$, $PMF_{IB3} = 4,1$ y $PMF_{IB4} = 2,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. A su vez, la precipitación máxima probable resultó ser $PMP_{IB1} = 13$, $PMF_{IB2} = 24,6$, $PMF_{IB3} = 9,6$ y $PMF_{IB4} = 37,4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Asumiendo la duración mínima del evento en 1,9 h,

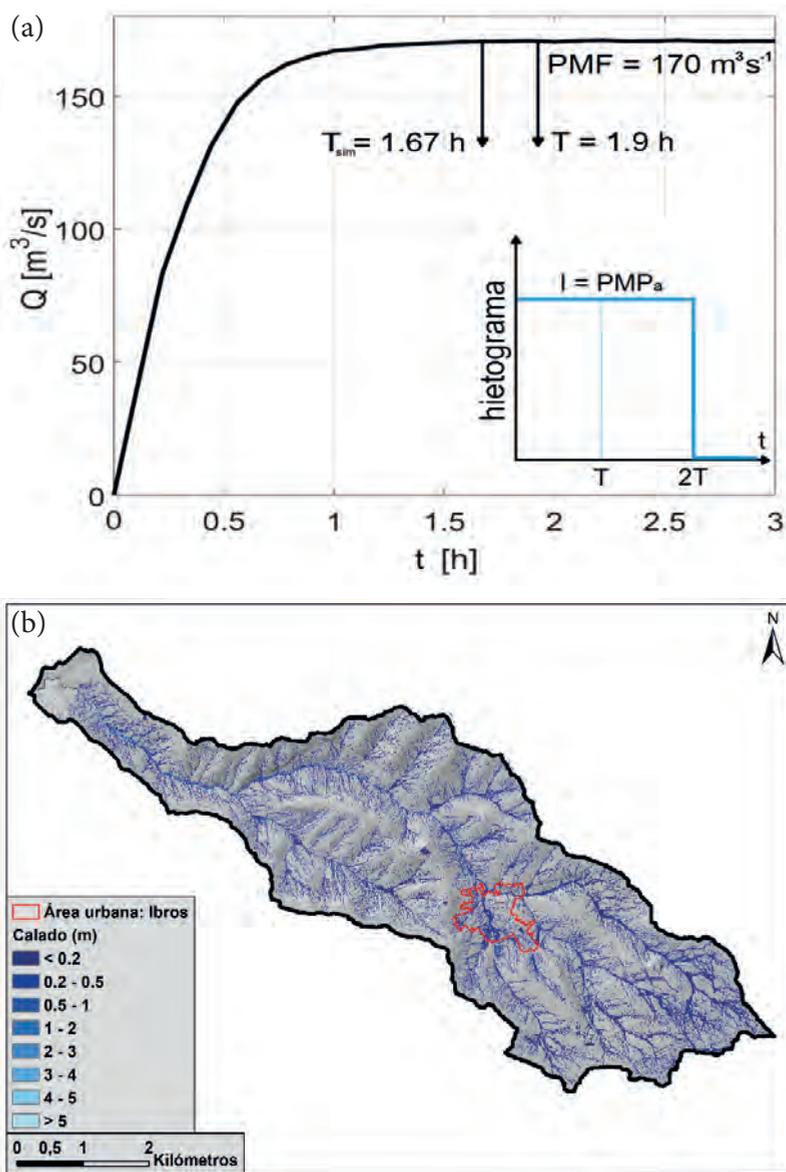


Figura 44. a) Hidrograma derivado del cálculo hidrológico de los procesos de transformación lluvia-escorrentía. Nótese que a $t = 1,67$ h se alcanza el valor inferido de $PMF = 170 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, próximo al instante $1,9$ h predicho por el método de la onda cinemática. En la parte inferior derecha se indica el hietograma aplicado en el cálculo hidrológico, dado por PMP_a durante un período $2T$. b) Calado simulado a escala de cuenca (m). Es de destacar las intensas escorrentías producidas en la inundación relámpago que son canalizadas a lo largo de la cuenca por la red de drenaje, afectando directamente a las áreas urbanas (perímetro rojo) (Moral-Erencia et al., 2020).

la precipitación mínima ($T \times PMP$) en cada subcuenca fue $TPMP_{IB1} = 24,7$, $PMF_{IB2} = 46,7$, $PMF_{IB3} = 18,2$ y $PMF_{IB4} = 71,1$ mm. Geográficamente (Figura 43a), se puede observar una gran irregularidad en los valores de precipitación inferidos a lo largo de la cuenca durante el evento pluviométrico. Los mayores acumulados se muestran en la cabecera de la cuenca. A su vez, la incidencia fue menor en el cuadrante suroeste. La intrínseca distribución irregular de la precipitación durante eventos tormentosos puede verse incrementada en este caso por la compleja orografía de la cuenca de estudio. La ausencia de datos pluviométricos con una resolución temporal inferior a 24 h impidió la comparación correcta de los valores cuantitativos inferidos. Aun así, la distribución espacial de la precipitación mínima estimada y los valores diarios de las redes pluviométricas fue análoga (Figura 43a).

En definitiva, el método inverso aplicado a las inundaciones relámpago reconstruye con precisión el caudal pico, la precipitación máxima probable media, el tiempo de concentración y la precipitación mínima media, incluso en áreas de drenaje inferiores a 1 km^2 . Paralelamente, la ejecución de un cálculo hidrológico directo a escala de cuenca proporciona las áreas inundadas y la verificación del método racional en la cuenca de estudio. La aplicación recursiva del método propuesto puede emplearse para la caracterización de la distribución de la precipitación de eventos torrenciales, cuya cuantificación es actualmente compleja debido a la gran irregularidad de los fenómenos convectivos y la baja densidad de las redes pluviométricas. La disponibilidad de nuevos métodos para caracterizar las inundaciones relámpago cobra especial interés en un escenario de cambio climático en el que se estima un incremento en recurrencia y magnitud (IPCC, 2013; EEA, 2017) que se empieza a mostrar en los datos observacionales, como se ha demostrado en este trabajo.

Capítulo 6

Conclusiones

El Capítulo 6 indica las conclusiones del presente trabajo y se discuten las problemáticas directamente relacionadas que se beneficiarían del uso de los resultados presentados. Las conclusiones se distribuyen en diez puntos diferentes en los cuales se confirma la aptitud de la paleohidrología de inundaciones para la inferencia de las áreas inundadas, descarga pico, duración mínima, precipitación máxima probable y su distribución geográfica, así como la detección rápida de puntos de riesgo crítico sobre las infraestructuras de transporte en eventos de inundación de lluvia larga, corta y relámpago. Posteriormente, se indica la evolución temporal de comentadas tipologías de eventos y las causas que conllevan a la modificación de la tendencia durante las últimas décadas. Para finalizar, se indica el potencial del modelo morfodinámico sdSVE para la predicción del desarrollo de formas de lecho y se indican aplicaciones adicionales de la metodología desarrollada sobre entornos diferentes a las inundaciones fluviales.

Las conclusiones del presente trabajo se resumen en base a tres bloques diferenciados. Primero, se relata la aptitud de la paleohidrología de inundaciones para la reconstrucción y caracterización de las inundaciones de lluvia larga, corta y relámpago (puntos 1-4). Segundo, se esboza la evolución temporal de las crecidas en la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir y las causas que conllevan a la modificación del riesgo de inundación en las zonas de estudio consideradas (puntos 5-8). Por último, se muestra la utilidad del modelo morfodinámico sdSVE para la predicción de formas de lecho (punto 9) y el potencial del método desarrollado sobre ambientes diferentes a las inundaciones fluviales (punto 10). Las diez conclusiones principales son las siguientes:

1. El uso de la teledetección de media resolución espacio-temporal y de los radares de apertura sintética se muestra como una fuente fiable para la delimitación de las áreas inundadas durante eventos de inundación de lluvia larga en los tramos de llanura de inundación del río Guadalquivir con una precisión del 82% respecto a las simulaciones hidráulicas bidimensiona-

les de alta resolución. Paralelamente, en las secciones de valle confinado, la referencia de los paleoindicadores de inundación y las fotografías del evento lograron una alta precisión del 84% respecto al cálculo numérico donde la teledetección no era aplicable por su escasa resolución espacial.

2. El método paleohidrológico aplicado al estudio de eventos modernos permite la correcta reconstrucción de los eventos recientes de inundación de lluvia corta, pudiendo inferir las áreas susceptibles de inundación, la descarga pico, la duración mínima del evento y la precipitación máxima probable y su distribución a una escala de cuenca y subcuenca. La combinación del estudio previo de sectores concretos y la posterior simulación directa del proceso de lluvia-escorrentía con precipitación promediada delimita con precisión (73%) las áreas susceptibles de inundación con la ejecución de un único cálculo hidrológico. La posterior aplicación recursiva del método en un cálculo refinado propicia adicionalmente una mejora de los resultados previos en un 12% en término areal y 20% en las descargas pico, especialmente en la cabecera de las cuencas. La obtención de las descargas pico a escala de subcuenca permite caracterizar la distribución espacial de la precipitación máxima probable de eventos de inundación de lluvia corta a una alta resolución espacial y con un bajo error relativo de 12% adquirido durante el cálculo. Su aplicación reiterada puede actualizar los datos pluviométricos de referencia para el diseño del drenaje en la construcción de las futuras infraestructuras viarias en áreas agrícolas.
3. Adicionalmente, el método propuesto permite detectar la existencia de puntos de riesgo críticos en eventos de inundación de lluvia corta a una escala de cuenca con una alta fiabilidad (72%). Su uso generalizado como punto de partida en las estrategias de prevención puede conllevar una reducción importante de los costes económicos causados por las inundaciones de lluvia corta en las infraestructuras viarias presentes y futuras, conllevando una reducción del riesgo de inundación y un cumplimiento más eficiente de la directiva europea 2007/60/CE.
4. La aplicación del método recursivo refinado sobre inundaciones relámpago es óptimo para caracterizar la distribución de la precipitación de eventos torrenciales, cuya cuantificación es actualmente compleja debido a la gran irregularidad de los fenómenos convectivos y la baja densidad de las redes pluviométricas. A su vez, el estudio previo de sectores concretos aplicado a las inundaciones relámpago reconstruye con una notable precisión (77%) el caudal pico, la precipitación máxima probable promediada, el tiempo de concentración y la precipitación mínima media, incluso en áreas de drenaje inferiores a 1 km². Su combinación con el cálculo hidrológico directo a escala de cuenca resuelve las áreas susceptibles de inundación y la verificación real del método racional.

5. Los eventos de inundación de lluvia larga en la Cuenca Alta del río Guadalquivir presentan una menor recurrencia y magnitud durante los últimos 50 años por el efecto de la regulación hidrológica y la existencia de unas condiciones más secas en la cuenca de drenaje. En contrapartida, los niveles de inundación y los daños observados de los eventos modernos ($Q \approx 1.900 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) son similares a las mayores inundaciones registradas durante el siglo XX ($Q \approx 3.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). El crecimiento observado de la vegetación riparia no flexible en el cauce del río Guadalquivir ha modificado la capacidad de transporte del canal fluvial, conllevando un descenso del caudal mínimo para la inundación medio a lo largo del sector Mengíbar-Marmolejo, logrando un incremento adicional del riesgo de inundación durante las últimas décadas. Estos fenómenos no solo tienen lugar en el sector de estudio, sino que se repiten a lo largo de la cuenca.
6. La construcción de la presa de Marmolejo y su posterior colmatación de sedimento ha provocado una sobreelevación del nivel de base del río Guadalquivir que se extiende 20 km aguas arriba de la presa, afectando directamente a la dinámica de inundación en núcleos urbanos. La combinación de cultivo mayoritario de olivar convencional y condiciones de alta pendiente en la cuenca vertiente provoca una gran incidencia de los procesos erosivos durante las crecidas, garantizando un alto aporte sedimentario que afecta directamente al correcto funcionamiento de las infraestructuras de retención hidráulica. Además, el efecto combinado junto al desarrollo de fenómenos de aguas atrás a la entrada del valle confinado provoca un ascenso extra de la cota de agua durante las inundaciones de lluvia larga que incrementa particularmente el riesgo de inundación en Andújar o Llanos de Sotillo.
7. Los eventos de inundación de lluvia corta muestran un incremento de recurrencia y de magnitud en diferentes subcuencas de arroyos tributarios del río Guadalquivir como son el Salado de Porcuna y Arjona. Durante el año 2000 se han superado en estas subcuencas los caudales designados para 200 y 500 años en 7 y 2 ocasiones, respectivamente. La tendencia observada se correlaciona con el incremento de los eventos de corta duración que establecen las proyecciones climáticas debido a la concentración temporal de las precipitaciones en el área mediterránea.
8. Las inundaciones relámpago muestran un incremento en la recurrencia y magnitud desde la década de los 90 del pasado siglo en la Cuenca Alta del Guadalquivir. La tendencia ascendente se correlaciona nuevamente con la indicada en los escenarios de cambio climático. Los eventos máximos de precipitación en 24 h superiores a 50 mm se concentran en la actualidad.
9. El modelo morfodinámico sdSVE calcula correctamente desde un punto de vista teórico la predicción del desarrollo de formas de lecho fluvial so-

bre fondos erosionables tanto en los experimentos a pequeña escala existentes en la bibliografía como en ríos a gran escala y megainundaciones.

10. La metodología propuesta a lo largo de este trabajo muestra una alta precisión para la caracterización de eventos de inundaciones con características muy diferentes en dinámica y magnitud a las inundaciones fluviales, como son las inundaciones cataclísmicas. Las recientes reconstrucciones paleohidráulicas de las megainundaciones de Altai (Bohorquez et al., 2019) y de la inundación Zancleana (Spatola et al., 2020) a través de la metodología desarrollada le confiere una gran versatilidad de aplicación, más allá de cursos fluviales de pequeño tamaño en entornos agrícolas.

Teniendo en cuenta todos los resultados, se procede a discutir aplicaciones prácticas que tomarían como datos de entrada los resultados de la presente tesis doctoral para solventar la problemática existente:

- a) En primer lugar, se plantea extender los límites del presente estudio a otras subcuencas de drenaje tributarias del río Guadalquivir, como las mostradas en la Figura 2 con un tamaño intermedio de, aproximadamente, 2.500 km². Dichas dimensiones favorecen el desarrollo de eventos de inundación de lluvia larga y corta sobre la misma subcuenca. Adicionalmente, el análisis de la precipitación máxima anual en 24 horas muestra una tendencia ascendente en alguna de las consideradas, similar a las subcuencas tributarias seleccionadas en el presente trabajo. La consideración futura de áreas de estudio adicionales permitirá conocer nuevas zonas propensas de inundación, evaluar la incidencia de cada tipología de inundación considerada y cuantificar el peso de la infiltración sobre los caudales pico.
- b) En segundo lugar, se quiere aprovechar el gran potencial que aportan los modelos hidrológicos distribuidos para la identificación y catalogación a escala de cuenca de las infraestructuras de transporte no pavimentadas que se encuentren sujetas a un alto riesgo de erosión hídrica. Se ha observado que dichas vías de comunicación pueden canalizar parte del flujo de inundación durante los eventos hidrológicos extremos, actuando como canales secundarios artificiales (Figura 45). La alta velocidad del flujo provoca una notable incidencia de los procesos erosivos que causa la irregularidad de su firme y, en ocasiones, su inutilización. Dichas infraestructuras viarias tienen una gran importancia en las zonas agrícolas, ya que se emplean como acceso a las explotaciones agrarias. Actualmente, se destina anualmente un gran montante de recursos públicos para la restauración y el mantenimiento de dichas vías de comunicación tras las inundaciones. El hecho de disponer de un catálogo detallado de las infraestructuras de transporte no pavimentadas en riesgo puede favorecer la adopción de medidas preventivas que puedan sustituir a las recurrentes medidas correctoras posteriores a la inundación, conllevando una notable reducción económica.



Figura 45. Camino rural no asfaltado que actúa como canal secundario durante los eventos extremos, provocando su rápido deterioro.

- c) Adicionalmente, se contempla el análisis de las dimensiones de la red de cárcavas y de la cuantificación de la tasa de erosión durante las inundaciones de corta duración a escala de cuenca. La red de cárcavas presente y su evolución futura puede ser caracterizada en base al análisis del cauce lleno de la cárcava durante la inundación, también conocido como capacidad del canal (recordar Figura 28), y el estudio del esfuerzo cortante. Ambos parámetros se pueden derivar con la resolución del proceso de lluvia-escorrentía usando como entrada la precipitación máxima probable. Paralelamente, la tasa de erosión durante los eventos extremos se puede estimar mediante leyes de erosión adimensionales como las expuestas por Jiménez-Ruiz et al. (2019). Actualmente, la medida directa de dicho parámetro no es posible *in situ* con el desarrollo tecnológico actual. La cartografía y localización de las áreas de mayor tasa de erosión a escala de cuenca permitirá estimar el crecimiento futuro de la red de cárcavas existente, pudiéndose adoptar medidas preventivas específicas de control de la pérdida del suelo en dichas áreas, ayudando a mitigar la reducción de la fertilidad que tanta importancia presenta en las áreas agrícolas.
- d) Ante la gran problemática descrita en el presente trabajo durante los eventos extremos de inundación, se debe buscar la adopción de intervenciones de bioingeniería con una naturaleza eco-hidráulica en áreas críticas de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir. Las medidas se podrían

enfocar en la atenuación de los caudales circulantes y las áreas inundadas, reducir la escorrentía generada durante los eventos extremos y aumentar la recarga a los acuíferos, incrementando el tiempo de concentración de las cuencas de drenaje y mitigando la pérdida de suelo asociada a los procesos de erosión hídrica. Se plantearían medidas como la instalación de albarradas, fajinas (Figura 46) o la creación de pequeños alcorques o humedales. Algunas de las medidas planteadas pueden tener consideraciones positivas más allá de las comentadas, actuando como reserva de la biodiversidad y sumidero de carbono.

- e) Por último, se busca una caracterización completa de la pluviometría de los eventos de inundación de lluvia larga, corta y relámpago en la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir. El análisis de todos los pluviómetros que se integran en las redes pluviométricas existentes permitirá conocer el comportamiento pluviométrico de las inundaciones con un mayor detalle y el cálculo preciso de los procesos de infiltración.



Figura 46. Ejemplo de instalación de fajinas de Pantalla Wolf en el margen de un curso fluvial con el objeto de disminuir la velocidad del flujo y retener material transportado durante la inundación. Fuente: Ministerio de Transición Ecológica (MITECO).

Referencias

- Abdikan, S., Sanli, F. B., Ustuner, M., & Calò, F. (2016). Land cover mapping using sentinel-1 SAR data. *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 41, 757.
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1147-1167.
- Alfieri, L., & Thielen, J. (2015). A European precipitation index for extreme rain-storm and flash flood early warning. *Meteorological Applications*, 22(1), 3-13.
- Alho, P., Baker, V. R., & Smith, L. N. (2010). Paleohydraulic reconstruction of the largest Glacial Lake Missoula draining(s). *Quaternary Science Reviews*, 29(23-24), 3067-3078.
- Allen, J. (1983). River bedforms: Progress and problems. *Modern and ancient fluvial systems*, 6, 19-
- Álvarez, A. J., Montañés, C. G., Orduña, L. M., Caballer, L. I., & Revilla, J. G. (2012). El mapa de caudales máximos de las cuencas intercomunitarias. *Revista de obras públicas*, 3533, 7-32.
- Amador, I. G., & Escudero, R. B. (2010). Inundaciones fluviales y entorno urbano: Consecuencias y estrategias en las ciudades de Praga (República Checa) y Sevilla (España). In *Cebrian-Abellan, F., Capdepón, F., & Martín, J (eds.), Las escalas de la geografía: del mundo al lugar: homenaje al profesor Miguel Panadero Moya, Spain*, 1169-1188.
- Aminou, D. (2002). MSG's SEVIRI instrument. *ESA Bulletin(0376-4265)*, 111, 15-17.
- Ancey, C., & Heyman, J. (2014). A microstructural approach to bed load transport: Mean behaviour and fluctuations of particle transport rates. *Journal of Fluid Mechanics*, 744, 129-168.
- Anguelov, D., Dulong, C., Filip, D., Frueh, C., Lafon, S., Lyon, R., Ogale, A., Vincent, L., & Weaver, J. (2010). Google Street View: Capturing the World at Street Level. *Computer*, 43(6), 32-38.

- Austen, J. R., Franke, S. J., & Liu, C. (1988). Ionospheric imaging using computerized tomography. *Radio Science*, 23(3), 299-307.
- Ba, M. B., & Gruber, A. (2001). GOES multispectral rainfall algorithm (GMSRA). *Journal of Applied Meteorology*, 40(8), 1500-1514.
- Baena-Escudero, R., Rinaldi, M., García-Martínez, B., Guerrero-Amador, I. C., & Nardi, L. (2019). Channel adjustments in the lower Guadalquivir River (southern Spain) over the last 250 years. *Geomorphology*, 337, 15-30.
- Baker, V. (1973). Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in eastern Washington (Vol. 144). *Special Paper of the Geological Society of America* 1-73, United States.
- Baker, V. (1973). Erosional forms and processes for the catastrophic Pleistocene Missoula floods in eastern Washington. In *Morisawa, M. (ed.), Fluvial Geomorphology: Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, New York*, 123-148.
- Baker, V., Pickup, G., & Polach, H. A. (1985). Radiocarbon dating of flood events, Katherine Gorge, Northern Territory, Australia. *Geology*, 13(5), 344-347.
- Baker, V. (1987). Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. *Journal of Hydrology*, 96(1-4), 79-99.
- Baker, V. (1988). Flood geomorphology and palaeohydrology of bedrock rivers. *Geomorphological studies in southern Africa. Proc. symposium, Transkei, 1988*, 473-486.
- Baker, V., Benito, G., & Rudoy, A. N. (1993). Paleohydrology of late pleistocene superflooding, Altay Mountains, Siberia. *Science*, 259(5093), 348-350.
- Baker, V. (1998). Paleohydrology and the hydrological sciences. In *Benito, G., Baker, V., & Gregory, K.J. (eds.), Palaeohydrology and environmental change. Wiley, Chichester, United Kingdom*, 1-10.
- Baker, V. (2000). Paleoflood hydrology and the estimation of extreme floods. In *Wohl, E. (ed.), Inland Flood Hazards: Human, Riparian, and Aquatic Communities, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom*, 359-377.
- Baker, V. (2008). Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, 101(1-2), 1-13.
- Baker, V. (2020). Global megaflood paleohydrology. In *Herget J., Fontana A. (eds.) Palaeohydrology. Geography of the Physical Environment. Springer, Cham, Germany*, 3-28.
- Ballesteros, J., Stoffel, M., Bodoque, J., Bollschweiler, M., Hitz, O., & Díez-Herrero, A. (2010). Changes in wood anatomy in tree rings of *Pinus pinaster* Ait. Following wounding by flash floods. *Tree-Ring Research*, 66(2), 93-103.
- Barnes, W. L., Xiong, X., & Salomonson, V. V. (2003). Status of terra MODIS and aqua MODIS. *Advances in Space Research*, 32(11), 2099-2106.
- Barredo, J. I., Saurí, D., & Llasat, M. C. (2012). Assessing trends in insured losses from floods in Spain 1971-2008. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(5), 1723-1729.

- Bartholdy, J., Ernstsen, V. B., Flemming, B., Winter, C., Bartholomä, A., & Kroon, A. (2015). On the formation of current ripples. *Scientific Reports*, 5(1), 1-9.
- Bates, P. D., & De Roo, A. P. J. (2000). A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236(1-2), 54-77.
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I., Levizzani, V., Schellekens, J., Gonzalez Miralles, D., Martens, B., & De Roo, A. (2017). MSWEP: 3-hourly 0.25 global gridded precipitation (1979-2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(1), 589-615.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., & Sopena, A. (2003). Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157(1-2), 107-132.
- Benito, G., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M. J., & Pérez-González, A. (2003). Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 22(15-17), 1737-1756.
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M. C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V. R., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., & Bobée, B. (2004). Use of systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of scientific method. *Natural Hazards*, 31(3), 623-643.
- Benito, G., & Thorndycraft, V. (2005). Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology*, 313(1-2), 3-15.
- Benito, G., Thorndycraft, V., Rico, M., Sánchez-Moya, Y., & Sopena, A. (2008). Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, 101(1-2), 68-77.
- Benito, R., & Machado, M. J. (2012). Floods in the Iberian Peninsula. In Kundzewicz, Z. W. (ed.), *Changes of Flood Risk in Europe, IAHS Special Publication 10 (21)*, IAHS Press and CRC Press, Balkema, South Africa.
- Berbel, J., Mesa-Jurado, M. A., & Pistón, J. M. (2011). Value of irrigation water in Guadalquivir Basin (Spain) by residual value method. *Water Resources Management*, 25(6), 1565-1579.
- Bessho, K., Date, K., Hayashi, M., Ikeda, A., Imai, T., Inoue, H., Kumagai, Y., Miyakawa, T., Murata, H., Ohno, T. (2016). An introduction to Himawari-8/9—Japan's new-generation geostationary meteorological satellites. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 94(2), 151-183.
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., Dolz, J., & Coll, A. (2014). Iber -River modelling simulation tool. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, 30(1), 1-10.
- Blomquist, W., Giansante, C., Bhat, A., & Kemper, K. E. (2007). Spain: Guadalquivir Basin. In Kemper, K. E., Dinar, A., & W. Blomquist (eds.), *Integrated River Basin Management through Decentralization*, Springer, Berlin, Germany, 207-226
- Bodoque, J. M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M. A., Benito, G., Ruiz-Villanueva, V., & Ballesteros-Cánovas, J. A. (2015). Challenges in paleoflood hydrology applied to risk analysis in mountainous watersheds—A review. *Journal of Hydrology*, 529(P2), 449-467.

- Bohorquez, P., & Ancey, C. (2015). Stochastic-deterministic modeling of bed load transport in shallow water flow over erodible slope: Linear stability analysis and numerical simulation. *Advances in Water Resources*, 83, 36-54.
- Bohorquez, P. (2016). Paleohydraulic Reconstruction of Modern Large Floods at Subcritical Speed in a Confined Valley: Proof of Concept. *Water (Switzerland)*, 8(12), 567.
- Bohorquez, P., & Moral-Erencia, J. D. (2017). 100 years of competition between reduction in channel capacity and streamflow during floods in the Guadalquivir River (Southern Spain). *Remote Sensing*, 9(7), 727.
- Bohorquez, P., Cañada-Pereira, P., Jimenez-Ruiz, P. J., & Moral-Erencia, J. D. (2019). The fascination of a shallow-water theory for the formation of megaflood-scale dunes and antidunes. *Earth-Science Reviews*, 193, 91-108.
- Borja Palomo, F. (1878). Historia crítica de las riadas o grandes avenidas del Guadalquivir en Sevilla desde su reconquista hasta nuestros días. *Sevilla: Excmo. Ayto. de Sevilla*.
- Bradley, R. W., & Venditti, J. G. (2017). Reevaluating dune scaling relations. *Earth-Science Reviews*, 165, 356-376.
- Brakenridge, R., & Anderson, E. (2006). MODIS-based flood detection, mapping and measurement: The potential for operational hydrological applications. In Marsalek, J., Stancalie, G., & Balint, G. (eds.), *Transboundary floods: Reducing risks through flood management*, Springer, Netherlands, 1-12.
- Bretz, J. H. (1923). The channeled scablands of the Columbia Plateau. *The Journal of Geology*, 31(8), 617-649.
- Bretz, J. H. (1925). The Spokane flood beyond the channeled scablands. *The Journal of Geology*, 33(2), 97-115.
- Bretz, J. H. (1956). Caves of Missouri (Vol. 39), *Department of Business & Administration, Missouri, United States*
- Bretz, J. H. (1969). The Lake Missoula floods and the channeled scabland. *The Journal of Geology*, 77(5), 505-543.
- Brock, R. R. (1969). Development of roll-wave trains in open channels. *Journal of the Hydraulics Division*, 95(4), 1401-1427.
- Brunner, G. W. (1995). *HEC-RAS River Analysis System. Hydraulic Reference Manual. Version 1.0*. Hydrologic Engineering Center Davis CA.
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press; Cambridge, United Kingdom.
- Caballero, I., & Navarro, G. (2018). Application of extended full resolution MERIS imagery to assist coastal management of the area adjacent to the Guadalquivir estuary. *Progress in oceanography*, 165, 215-232.
- Cao, C., Xiong, J., Blonski, S., Liu, Q., Uprety, S., Shao, X., Bai, Y., & Weng, F. (2013). Suomi NPP VIIRS sensor data record verification, validation, and long-term performance monitoring. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(20), 11-664.

- Cao, C., Blonski, S., Wang, W., Uprety, S., Shao, X., Choi, J., Lynch, E., & Kalluri, S. (2018). NOAA-20 VIIRS on-orbit performance, data quality, and operational Cal/Val support. *Earth Observing Missions and Sensors: Development, Implementation, and Characterization V*, 10781, 107810K.
- Carling, P. A., & Shvidchenko, A. B. (2002). A consideration of the dune: Antidune transition in fine gravel. *Sedimentology*, 49(6), 1269-1282.
- Caviedes-Voullième, D., García-Navarro, P., & Murillo, J. (2012). Influence of mesh structure on 2D full shallow water equations and SCS Curve Number simulation of rainfall/runoff events. *Journal of hydrology*, 448, 39-59.
- Chan, Y. K., & Koo, V. C. (2008). An introduction to synthetic aperture radar (SAR). *Progress In Electromagnetics Research*, 2, 27-60.
- Chen, J., Wang, Z., Li, M., Wei, T., & Chen, Z. (2012). Bedform characteristics during falling flood stage and morphodynamic interpretation of the middle-lower Changjiang (Yangtze) River channel, China. *Geomorphology*, 147, 18-26.
- Cheng, N. S. (2016). Comparison of sediment-pickup rates over plane bed and dunes. *Journal of Hydraulic Engineering*, 142(12), 04016057.
- Chin, A. (1989). Step pools in stream channels. *Progress in physical geography*, 13(3), 391-407.
- Coleman, S. E., Zhang, M. H., & Clunie, T. (2005). Sediment-wave development in subcritical water flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 131(2), 106-111.
- Costabile, P., & Macchione, F. (2015). Enhancing river model set-up for 2-D dynamic flood modelling. *Environmental Modelling & Software*, 67, 89-107.
- Courault, C., & Ruiz, J. R. (2019). La muralla de madinat al-Qurtuba y el proceso de recuperación (siglos VIII-X dC) de la estructura antigua. Una reflexión a partir de algunos indicios arqueológicos y el análisis petrográfico. *ANTIQUITAS*, 31, 31-42.
- Crispino, G., Gisonni, C., & Iervolino, M. (2015). Flood hazard assessment: Comparison of 1D and 2D hydraulic models. *International Journal of River Basin Management*, 13(2), 153-166.
- Davis, G. (2007). History of the NOAA satellite program. *Journal of Applied Remote Sensing*, 1(1), 012504.
- de Saint-Venant, B. (1871). Theory of unsteady water flow, with application to river floods and to propagation of tides in river channels. *French Academy of Science*, 73, 148-154.
- de Torres Laguna, C. (1954). Historia de la ciudad de Andujar y de su patrona la Virgen de la Cabeza: Andujar a través de sus actas capitulares (1600-1850). In *de Torres Laguna, C. (ed.), Libro quinto (Vol. 5). Instituto de estudios giennenses, CSIC.*
- Deigaard, R. (2006). Breaking antidunes: Cyclic behavior due to hysteresis. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(6), 620-623.
- Di Cristo, C., Iervolino, M., & Vacca, A. (2006). Linear stability analysis of a 1-D model with dynamical description of bed-load transport. *Journal of Hydraulic Research*, 44(4), 480-487.

- Díez-Herrero, A., Laín-Huerta, L., & Llorente-Isidro, M. (2008). Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones. Guía metodológica para su elaboración. *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, España*.
- Domínguez-Castro, F., Ramos, A. M., García-Herrera, R., & Trigo, R. M. (2015). Iberian extreme precipitation 1855/1856: An analysis from early instrumental observations and documentary sources. *International Journal of Climatology*, 35(1), 142-153.
- Dury, G. H. (1976). Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. *Journal of Hydrology*, 30(3), 219-245.
- Edwards, P., & Pawlak, D. (2000). MetOp: The space segment for EUMETSAT's polar system. *ESA bulletin*, 7-18.
- Eiras-Barca, J., Lorenzo, N., Taboada, J., Robles, A., & Miguez-Macho, G. (2018). On the relationship between atmospheric rivers, weather types and floods in Galicia (NW Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(6), 1633-1645.
- Elachi, C., & Van Zyl, J. J. (2006). Introduction to the physics and techniques of remote sensing (Vol. 28), *John Wiley & Sons*.
- Ely, L. L., & Baker, V. R. (1985). Reconstructing paleoflood hydrology with slackwater deposits: Verde River, Arizona. *Physical Geography*, 6(2), 103-126.
- European Environmental Agency. (2017). Climate Change, Impacts and Vulnerability in Europe 2016: An Indicator-Based Report. <https://www.eea.europa.eu/publications/climate-change-impacts-and-vulnerability-2016>.
- Feidas, H., Cartalis, C., & Cracknell, A. (2000). Use of Meteosat imagery to define clouds linked with floods in Greece. *International Journal of Remote Sensing*, 21(5), 1047-1072.
- Feldstein, S. B. (2003). The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 129(589), 901-924.
- Fergus, T. (1997). Geomorphological response of a river regulated for hydropower: River Fortun, Norway. *Regulated Rivers: Research and Management*, 13(5), 449-461.
- Fernández de Sevilla, T. (2010). Utilización de la tecnología Terrasar-X para la determinación de Zonas inundadas en fase emergencia. *14º Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica, Sevilla, España*, 830-840.
- Ferrer, M., González de Vallejo, L., García López-Davalillo, J., Rodríguez, J., Estévez, H., & Trimboli, M. (2004). Pérdidas por terremotos e inundaciones en España durante el periodo 1987-2001 y su estimación para los próximos 30 años (2004-2033). *Instituto Geológico y Minero de España y Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid, España*.
- Foulds, S. A., Macklin, M., & Brewer, P. (2014). The chronology and the hydrometeorology of catastrophic floods on Dartmoor, South West England. *Hydrological Processes*, 28(7), 3067-3087.
- Fraile-Jurado, P., & Ojeda-Zújar, J. (2013). The importance of the vertical accuracy of digital elevation models in gauging inundation by sea level rise along the Valdelagrana beach and marshes (Bay of Cádiz, SW Spain). *Geo-Marine Letters*, 33(2-3), 225-230.

- Franco-Sánchez, F. (1989). Noticias de época islámica sobre inundaciones fluviales en el Baix Vinalopó y en la Vega Baja del Segura, *Instituto Universitario de Geografía, Universidad de Alicante, Alicante, España*.
- Frazier, P. S., Page, K. J. (2000). Water body detection and delineation with Landsat TM data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 66(12), 1461-1468.
- Furbish, D. J., Roseberry, J. C., & Schmeeckle, M. W. (2012). A probabilistic description of the bed load sediment flux: 3. The particle velocity distribution and the diffusive flux. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(3).
- García, M. (2008). *Sedimentation engineering: Processes, measurements, modeling, and practice*, ASCE, United States.
- García-Feal, O., González-Cao, J., Gómez-Gesteira, M., Cea, L., Domínguez, J. M., & Formella, A. (2018). An accelerated tool for flood modelling based on Iber. *Water (Switzerland)*, 10(10).
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., Randles, C. A., Darmenov, A., Bosilovich, M. G., Reichle, R. (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*, 30(14), 5419-5454.
- Gil, F. E., Zueco, S. D., Ojeda, A. O., Fabre, M. S. (2008). La crecida del Ebro de 2007: Procesos hidrometeorológicos y perspectivas de gestión del riesgo. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*.
- Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M., & Lavers, D. (2014). Atmospheric rivers: A mini-review. *Frontiers in Earth Science*, 2, 2.
- González, J. (1975). La población de Sevilla a fines del siglo XIV. *Hispania*, 35, 129.
- Gottesfeld, A. S., & Gottesfeld, L. M. J. (1990). Floodplain dynamics of a wandering river, dendrochronology of the Morice River, British Columbia, Canada. *Geomorphology*, 3(2), 159-179.
- Gouta, N., & Maurel, F. (2002). A finite volume solver for 1D shallow-water equations applied to an actual river. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 38(1), 1-19.
- Gradowczyk, M. H. (1968). Wave propagation and boundary instability in erodible-bed channels. *Journal of Fluid Mechanics*, 33(1), 93-112.
- Grandell, J., August, T., Coppens, D., Fowler, G., Lekouara, M., Munro, R., & Viticchie, B. (2020). New and improved European satellite observation capabilities for hazardous weather to be available from 2022 onwards: Meteosat Third Generation (MTG). *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 2752.
- Harris, I., Jones, P. D., Osborn, T. J., & Lister, D. H. (2014). Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3), 623-642.
- Hernández Díaz, J., Sancho Corbacho, A., & Collantes de Terán, F. (1955). Catálogo arqueológico y artístico de la provincia de Sevilla. Tomo IV. *Patronato de Cultura de la Excm. Diputación Provincial de Sevilla, Sevilla*.

- Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., & Fernández, J. (2012). Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*, 32(1), 74-85.
- Herrera, S., Fernández, J., & Gutiérrez, J. M. (2016). Update of the Spain02 gridded observational dataset for EURO-CORDEX evaluation: Assessing the effect of the interpolation methodology. *International Journal of Climatology*, 36(2), 900-908.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.
- Hervás-Gámez, C., & Delgado-Ramos, F. (2020). Are the modern drought management plans modern enough? The Guadalquivir river basin case in Spain. *Water (Switzerland)*, 12(1).
- Hjulstrom, F. (1935). Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river fyris, bulletin. *Geological Institute Upsalsa*, 25, 221-527.
- Hong, Y., Hsu, K.-L., Sorooshian, S., & Gao, X. (2004). Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system. *Journal of Applied Meteorology*, 43(12), 1834-1853.
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., & Iguchi, T. (2014). The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(5), 701-722.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom*. <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
- Irons, J. R., Dwyer, J. L., & Barsi, J. A. (2012). The next Landsat satellite: The Landsat data continuity mission. *Remote Sensing of Environment*, 122, 11-21.
- Islam, M. M., & Sado, K. (2000). Development of flood hazard maps of Bangladesh using NOAA-AVHRR images with GIS. *Hydrological Sciences Journal*, 45(3), 337-355.
- Jacobson, R. B., O'Connor, J. E., & Oguchi, T. (2016). Surficial geological tools in fluvial geomorphology. En *Tools in Fluvial Geomorphology* (pp. 13-39). John Wiley & Sons, Ltd.
- Jain, S. K., Saraf, A. K., Goswami, A., & Ahmad, T. (2006). Flood inundation mapping using NOAA AVHRR data. *Water Resources Management*, 20(6), 949-959.
- Jiménez-Ruiz, P.J., Bohorquez, P., del Moral-Erencia, J.D., Pérez-Latorre, F.J. Mapping risk of gully erosion in Mediterranean olive groves affected by climate change (Jaén, Spain). *Proceedings of 11th World Congress on Water Resources and Environment, EWRA2019, Madrid, Spain, 25-29 June 2019*; 229-230.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., & Xie, P. (2004). CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, 5(3), 487-503.
- Julien, P. Y. (2010). Erosion and sedimentation. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom*.

- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorology Society*, 77(3), 437-472.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J., Fiorino, M., & Potter, G. (2002). Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11), 1631-1644.
- Kane, D., Hinzman, L., Yu, H., & Goering, D. (1996). The Use of SAR Satellite Imagery to Measure Active Layer Moisture Contents in Arctic Alaska: Paper presented at the 10th Northern Res. Basin Symposium (Svalbard, Norway-28 Aug./3 Sept. 1994). *Hydrology Research*, 27(1-2), 25-38.
- Kanney, J. (2019). Recent Advances in Paleoflood Hydrology Research and Applications. *AGU Fall Meeting 2019, San Francisco, United States*.
- Kite, J. S., Gebhardt, T. W., & Springer, G. S. (2002). Slackwater deposits as paleostage indicators in canyon reaches of the central Appalachians: Reevaluation after the 1996 Cheat River Flood. *Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology*, 5, 257-266.
- Kleinmans, M., Wilbers, A., De Swaaf, A., & Van Den Berg, J. (2002). Sediment supply-limited bedforms in sand-gravel bed rivers. *Journal of sedimentary research*, 72(5), 629-640.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H. (2015). The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 93(1), 5-48.
- Kochel, R. C., & Baker, V. (1982). Paleoflood hydrology. *Science*, 215(4531), 353-361.
- Kochel, R. C., & Baker, V. (1988). Paleoflood analysis using slackwater deposits. In *Baker, V., Kochel, R., Patton, P. (eds.), Flood geomorphology, Wiley-Interscience, United States*, 357-376.
- Konecny, G. (2014). Geoinformation: Remote sensing, photogrammetry and geographic information systems, *cRc Press*.
- Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A., Stocker, E., Adler, R., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F. (2000). The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *Journal of applied meteorology*, 39(12), 1965-1982.
- Lam, D., Thompson, C., Croke, J., Sharma, A., & Macklin, M. (2017). Reducing uncertainty with flood frequency analysis: The contribution of paleoflood and historical flood information. *Water Resources Research*, 53(3), 2312-2327.
- Lapotre, M. G., Lamb, M. P., & McElroy, B. (2017). What sets the size of current ripples? *Geology*, 45(3), 243-246.
- Liu, T., Greenbaum, N., Baker, V. R., Ji, L., Onken, J., Weisheit, J., Porat, N., & Rittenour, T. (2020). Paleoflood hydrology on the lower Green River, upper Colorado River Basin, USA: An example of a naturalist approach to flood-risk analysis. *Journal of Hydrology*, 580, 124337.

- Macklin, M. G., Rumsby, B. T., & Heap, T. (1992). Flood alluviation and entrenchment: Holocene valley-floor development and transformation in the British uplands. *Geological Society of America Bulletin*, 104(6), 631-643.
- Makhanov, S., Vannakrairojn, S., & Vanderperre, E. (1999). 2D numerical model of flooding in east Bangkok. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(4), 407-414.
- Mandlburger, G., Hauer, C., Höfle, B., Habersack, H., & Pfeifer, N. (2009). Optimisation of LiDAR derived terrain models for river flow modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(8), 1453-1466.
- Martínez, F., & Garrido, M. Á. M. (2016). Inundaciones históricas y desertificación en el sector central de la vertiente surmediterránea andaluza (Málaga y Granada). In Vera-Rebollo, J., Olcina, J., Hernández, M., Morales, A., Paisaje, cultura territorial y vivencia de la geografía: Libro homenaje al profesor Alfredo Morales Gil, Alicante, España, 1023-1048.
- Martínez, S. L., Manrique, J. C. O., Rodríguez-Cuenca, B., & González, E. (2016). Procesado y distribución de nubes de puntos en el proyecto PNOA-LiDAR.
- Masterman, R., & Thorne, C. R. (1992). Predicting influence of bank vegetation on channel capacity. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(7), 1052-1058.
- Matoušek, V., Krupička, J., & Pícek, T. (2013). Validation of transport and friction formulae for upper plane bed by experiments in rectangular pipe. *Journal of Hydrology and Hydro-mechanics*, 61(2), 120-125.
- McCord, V. A. S. (1990). Augmenting flood frequency estimates using flood-scarred trees, *The University of Arizona, United States*.
- Merz, R., & Blöschl, G. (2003). A process typology of regional floods. *Water Resources Research*, 39(12), SWC51-SWC520.
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., & Lane, J. (2009). Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmospheric Research*, 94(4), 512-533.
- Moral-Erencia, J. D., Bohorquez, P., Jimenez-Ruiz, P. J., & Pérez-Latorre, F. J. (2020). Slackwater Sediments Record the Increase in Sub-daily Rain Flood due to Climate Change in a European Mediterranean Catchment. *Water Resources Management*, 34(14), 4431-4447.
- Moral-Erencia, J. D., Jimenez-Ruiz, P. J., Bohorquez, P. (2021). Beyond the original scope of paleohydrology: reconstruction of the spatial distribution of peak discharge and precipitation in extreme short-rain floods. *Catena (enviado)*.
- Morán-Tejeda, E., Fassnacht, S. R., Lorenzo-Lacruz, J., López-Moreno, J. I., García, C., Alonso-González, E., & Collados-Lara, A.-J. (2019). Hydro-Meteorological Characterization of Major Floods in Spanish Mountain Rivers. *Water*, 11(12), 2641.
- Morena, L., James, K., & Beck, J. (2004). An introduction to the RADARSAT-2 mission. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(3), 221-234.
- Notti, D., Giordan, D., Caló, F., Pepe, A., Zucca, F., & Galve, J. P. (2018). Potential and limitations of open satellite data for flood mapping. *Remote sensing*, 10(11), 1673.

- O'Brien, J. S., Julien, P. Y., & Fullerton, W. (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *Journal of hydraulic engineering*, 119(2), 244-261.
- Olsen, M. J., Kuester, F., & Johnstone, E. (2013). Hinged, pseudo-grid triangulation method for long, near-linear cliff analyses. *Journal of Surveying Engineering*, 139(2), 105-109.
- Ouaknine, J., Viard, T., Napierala, B., Foerster, U., Fray, S., Hallibert, P., Durand, Y., Imperiali, S., Pelouas, P., Rodolfo, J. (2017). The FCI on board MTG: optical design and performances. *International Conference on Space Optics—ICSO 2014*, 10563, 1056323.
- Pachauri, R. K., Reisinger, A. (2007). IPCC fourth assessment report. *IPCC, Ginebra, Switzerland*.
- Pascual, G., & Bustamante, A. (2008). Catálogo Nacional de Inundaciones Históricas. *Actualización. Ministerio del Interior*.
- Peral, C., Navascues, B., & Ramos, P. (2017). *Serie de precipitación diaria en rejilla con fines climáticos, Nota Técnica no. 24, AEMET. AEMET*.
- Pierson, T. C. (2005). Hyperconcentrated flow—Transitional process between water flow and debris flow. In M. Jakob & O. Hungr (eds.), *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Heidelberg, Berlin, Germany, 159-202.
- Pitz, W., & Miller, D. (2010). The TerraSAR-X satellite. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(2), 615-622.
- Prigent, C. (2010). Precipitation retrieval from space: An overview. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(4-5), 380-389.
- Puig, I. (1949). Épocas de sequía y de lluvia en España durante la antigüedad. *Rev. Ibérica*, 167, 138-142.
- Pulvirenti, L., Pierdicca, N., Chini, M., & Guerriero, L. (2011). An algorithm for operational flood mapping from synthetic aperture radar (SAR) data based on the fuzzy logic. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 11, 529-540.
- Quirós, E., & Gagnon, A. S. (2020). Validation of flood risk maps using open source optical and radar satellite imagery. *Transactions in GIS*, 24(5), 1208-1226.
- Rajaguru, S., Gupta, A., Kale, V., Mishra, S., Ganjoo, R., Ely, L., Enzel, Y., & Baker, V. (1995). Channel form and processes of the flood-dominated Narmada River, India. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20(5), 407-421.
- Rango, A., & Anderson, A. T. (1974). Flood hazard studies in the Mississippi river basin using remote sensing. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 10(5), 1060-1081.
- Recking, A., Bacchi, V., Naaim, M., & Frey, P. (2009). Antidunes on steep slopes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(F4).
- Reynolds, A. J. (1965). Waves on the erodible bed of an open channel. *Journal of Fluid Mechanics*, 22(1), 113-133.
- Robles-Molina, J., Gilbert-López, B., García-Reyes, J. F., & Molina-Díaz, A. (2014). Monitoring of selected priority and emerging contaminants in the Guadalquivir River and other

- related surface waters in the province of Jaén, South East Spain. *Science of the Total Environment*, 479, 247-257.
- Rodrigo, F. S., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Diez, Y. (1994). An attempt to reconstruct the rainfall regime of andalusia (southern Spain) from 1601 A.D. to 1650 A.D. using historical documents. *Climatic Change*, 27(4), 397-418.
- Rodrigo, F. S., Esteban-Parra, M. J., & Castro-Diez, Y. (1998). On the Use of the Jesuit Order Private Correspondence Records in Climate Reconstructions: A Case Study from Castille (Spain) for 1634–1648 A.D. *Climatic Change*, 40(3), 625-645.
- Rodrigo, F. S., Esteban-Parra, M. J., Pozo-Vázquez, D., & Castro-Díez, Y. (2000). Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 20(7), 721-732.
- Rodrigo, F. S. (2008). A new method to reconstruct low-frequency climatic variability from documentary sources: Application to winter rainfall series in Andalusia (Southern Spain) from 1501 to 2000. *Climatic Change*, 87(3-4), 471-487.
- Rodríguez, F. J. (2014). «Quando el Agua llegare aquí Sevilla...»: La avenida del río Guadalquivir en 1626 según un documento de la Biblioteca da Ajuda (Portugal). *Historia. Instituciones. Documentos*, 41, 407-431.
- Rodríguez-Ballesteros, C. (2008). *Las estaciones termoplúviométricas de la red climatológica de AEMET*. Agencia Estatal de Meteorología.
- Rudolf, B., Becker, A., Schneider, U., Meyer-Christoffer, A., & Ziese, M. (2011). New GPCP full data reanalysis version 5 provides high-quality gridded monthly precipitation data. *Gewex News*, 21(2), 4-5.
- Ruiz, J. M., Carmona, P., & Pérez Cueva, A. (2014). Flood frequency and seasonality of the Júcar and Turia Mediterranean rivers (Spain) during the “Little Ice Age”. *Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens/Journal of Mediterranean geography*, 122, 121-130.
- Ryerson, J. (1960). Passive satellite communication. *Proceedings of the IRE*, 48(4), 613-619.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015-1058.
- Schamm, K., Ziese, M., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Schneider, U., Schröder, M., & Stender, P. (2014). Global gridded precipitation over land: A description of the new GPCP First Guess Daily product. *Earth System Science Data*, 6(1), 49.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., & Ratier, A. (2002). An introduction to Meteosat second generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(7), 977-992.
- Schumann, G. J., Brakenridge, G. R., Kettner, A. J., Kashif, R., & Niebuhr, E. (2018). Assisting flood disaster response with earth observation data and products: A critical assessment. *Remote Sensing*, 10(8), 1230.

- Seiler, R. A., Hayes, M., & Bressan, L. (2002). Using the standardized precipitation index for flood risk monitoring. *International Journal of Climatology*, 22(11), 1365-1376.
- Sheng, Y., Gong, P., & Xiao, Q. (2001). Quantitative dynamic flood monitoring with NOAA AVHRR. *International Journal of Remote Sensing*, 22(9), 1709-1724.
- Shi, F., Yi, Y., & Han, M. (1987). Investigation and verification of extraordinarily large floods on the Yellow River. *Journal of Hydrology*, 96(1-4), 69-78.
- Sigafoos, R. S. (1964). Botanical evidence of floods and flood-plain deposition (Vol. 485), *US Government Printing Office, United States*.
- Simancas, J., Poyatos, D. M., Expósito, I., Azor, A., & Lodeiro, F. G. (2001). The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: The Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332(1-2), 295-308.
- Simons, D. B., & Richardson, E. V. (1966). Resistance to flow in alluvial channels, *US Government Printing Office, United States*.
- Skakun, S., Kussul, N., Shelestov, A., & Kussul, O. (2014). Flood hazard and flood risk assessment using a time series of satellite images: A case study in Namibia. *Risk Analysis*, 34(8), 1521-1537.
- Slater, L. J., Singer, M. B., & Kirchner, J. W. (2015). Hydrologic versus geomorphic drivers of trends in flood hazard. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 370-376.
- Slotman, A., Cartigny, M. J., & Bohorquez, P. (2021). Upper-flow-regime bedforms and formative supercritical flows: Current knowledge and perspectives. *En preparación*.
- Smith, M., Carrivick, J., Hooke, J., & Kirkby, M. (2014). Reconstructing flash flood magnitudes using 'Structure-from-Motion': A rapid assessment tool. *Journal of Hydrology*, 519, 1914-1927.
- Spatola, D., Moral-Erencia, J. D., Micallef, A., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., Gupta, S., Bohorquez, P., Gutscher, M.-A., & Bertoni, C. (2020). A single-stage megaflood at the termination of the Messinian salinity crisis: Geophysical and modelling evidence from the eastern Mediterranean Basin. *Marine Geology*, 430, 106337.
- Srivastava, P., Kumar, A., Chaudhary, S., Meena, N., Sundriyal, Y., Rawat, S., Rana, N., Perumal, R., Bisht, P., Sharma, D. (2017). Paleofloods records in Himalaya. *Geomorphology*, 284, 17-30.
- Stedinger, J. R., & Cohn, T. A. (1986). Flood frequency analysis with historical and paleoflood information. *Water Resources Research*, 22(5), 785-793.
- Stokes, S. (1999). Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, 29(1-2), 153-171.
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., & Hsu, K.-L. (2018). A review of global precipitation data sets: Data sources, estimation, and intercomparisons. *Reviews of Geophysics*, 56(1), 79-107.
- Tarpanelli, A., Camici, S., Nielsen, K., Brocca, L., Moramarco, T., & Benveniste, J. (2019). Potentials and limitations of Sentinel-3 for river discharge assessment. *Advances in space research, In Press*.

- Thorndycraft, V., Benito, G., Rico, M., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., & Casas, A. (2005). A long-term flood discharge record derived from slackwater flood deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Journal of hydrology*, 313(1-2), 16-31.
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., Potin, P., Rommen, B., Floury, N., Brown, M. (2012). GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120, 9-24.
- Trigo, R. M., Varino, F., Ramos, A. M., Valente, M. A., Zêzere, J. L., Vaquero, J. M., Gouveia, C. M., & Russo, A. (2014). The record precipitation and flood event in Iberia in December 1876: Description and synoptic analysis. *Frontiers in Earth Science*, 2, 3.
- Trumbore, S. E. (2000). Radiocarbon geochronology. *Quaternary geochronology: Methods and applications*, 4, 41-60.
- Udin, W. S., Hassan, A. F., Ahmad, A., & Tahar, K. N. (2012). Digital Terrain Model extraction using digital aerial imagery of Unmanned Aerial Vehicle. *2012 IEEE 8th International Colloquium on Signal Processing and Its Applications*, 272-275.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., & Fung, A. K. (1986). Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 3-From theory to applications, *AH, United States*.
- Uribelarrea, D., Pérez-González, A., & Benito, G. (2003). Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years. *Quaternary Science Reviews*, 22(20), 2209-2221.
- Uribelarrea, D., & Benito, G. (2008). Fluvial changes of the Guadalquivir river during the Holocene in Córdoba (Southern Spain). *Geomorphology*, 100(1-2), 14-31.
- Ushio, T., Sasashige, K., Kubota, T., Shige, S., Okamoto, K., Aonashi, K., Inoue, T., Takahashi, N., Iguchi, T., Kachi, M. (2009). A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 87, 137-151.
- Vales, J. J., Carpintero, I., Granado, L., Méndez, E., Montoya, G., Pino, I., Prieto, R., Giménez de Azcárate, F., Cáceres, F., & Moreira, J. (2010). Estudio de áreas afectadas de inundación en las cuencas del Guadalquivir y Guadalete a partir de imágenes radar del satélite terra-sar-x. REDIAM. *Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica, Sevilla, España*, 587-596.
- Vanney, J.-R. (1970). L'hydrologie du Bas Guadalquivir. *Instituto de Geografía Aplicada, España*.
- Vanoni, V. A. (2006). Sedimentation engineering, *ASCE, United States*.
- Ventra, D., Cartigny, M. J., Bijkerk, J. F., & Acikalin, S. (2015). Supercritical-flow structures on a Late Carboniferous delta front: Sedimentologic and paleoclimatic significance. *Geology*, 43(8), 731-734.
- Walder, J. S. (2016). Dimensionless erosion laws for cohesive sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 142(2), 04015047.
- Wang, Q., Watanabe, M., Hayashi, S., & Murakami, S. (2003). Using NOAA AVHRR data to assess flood damage in China. *Environmental monitoring and assessment*, 82(2), 119-148.

- Willmott, C. J., & Matsuura, K. (1995). Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology*, 34(12), 2577-2586.
- Wolf, P. R., Dewitt, B. A., & Wilkinson, B. E. (2014). Elements of Photogrammetry with Applications in GIS. *McGraw-Hill Education*.
- Wood, M., Hostache, R., Neal, J., Wagener, T., Giustarini, L., Chini, M., Corato, G., Matgen, P., & Bates, P. (2016). Calibration of channel depth and friction parameters in the LISFLOOD-FP hydraulic model using medium-resolution SAR data and identifiability techniques. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(12), 4983-4997.
- Xie, P., Chen, M., & Shi, W. (2010). CPC unified gauge-based analysis of global daily precipitation. *Preprints, 24th Conf. on Hydrology, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc.*, 2.
- Yalin, M. S., & Da Silva, A. F. (2001). Fluvial processes, *CRC Press*.
- Yong, B., Liu, D., Gourley, J. J., Tian, Y., Huffman, G. J., Ren, L., & Hong, Y. (2015). Global view of real-time TRMM multisatellite precipitation analysis: Implications for its successor global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(2), 283-296.

Anexos

Anexo I.

Clasificación de los satélites en función de la resolución espacio-temporal

Satélites de baja resolución espacial y alta resolución temporal

Los satélites de baja resolución espacial y alta resolución temporal suelen ubicarse en una órbita geoestacionaria a unos 36.000 km de la Tierra a una latitud en torno a los 0 °N de latitud. Al ser geoestacionarios, realizan su órbita a la misma velocidad de la rotación terrestre, cubriendo siempre una región concreta del globo terráqueo. A este tipo de satélites se asocian los instrumentos que proporcionan la vigilancia meteorológica a diferentes regiones del globo terráqueo. Meteosat se ubica en la franja euroafricana y euroasiática (Schmetz et al., 2002), GOES en la americana y pacífica (Davis, 2007) y Himawari en la asiática (Bessho et al., 2016) (Tabla 4). Dichos satélites geoestacionarios poseen radiómetros que cubren la región visible, infrarroja cercana, infrarroja media e infrarroja térmica. Por regla general, los sensores sensibles a la región visible del espectro poseen una mayor resolución espacial dentro de la baja resolución global, oscilando entre 500 m (GOES-T y Himawari-8) y 1 km (Meteosat 8 y 11) en el punto nadir del satélite. En contrapartida, los radiómetros sensibles a la región infrarroja son capaces de trabajar a una resolución menor, oscilando entre 2 km del GOES-T y los 3 km del Meteosat 8 y 11. La gran potencialidad de esta tipología de satélites es la gran resolución temporal que poseen, siendo la mayor de los satélites existentes. Proporcionan una rápida respuesta ante la variable dinámica atmosférica. GOES-T y Meteosat 8 y 11 capturan una instantánea de su cobertura total cada 15 minutos, llegando hasta una resolución temporal de 30 s en el modo de escaneo rápido en una región de 1.000 x 1.000 km² en el caso de GOES-T y cada 5 minutos en el caso de Meteosat 11 para la región europea. Meteosat-11 es el satélite que da cobertura a la zona de estudio seleccionada. Posee un sensor pasivo hiperespectral, denominado SEVIRI (Aminou, 2002), que es capaz de detectar la radiación reflejada o emitida en 12 diferentes bandas espectrales o canales. Dos de ellas se sitúan en la región visible (0,635 y 0,8 μm), una en el infrarrojo cercano (1,64 μm), tres en el infrarrojo medio (3,92, 6,25 y 7,35 μm) y cinco en el infrarrojo térmico (8,7, 9,66, 10,8, 12 y 13,4 μm). Adicionalmente también incluye un canal de alta resolución en la región visible en una longitud de onda comprendida entre los 0,6 y 0,9 μm . La resolución espacial oscila entre los 3 km de los

canales estándar y 1 km del canal visible de alta resolución. Al ser un satélite geostacionario, la resolución espacial se referencia al nadir, que se encuentra en este caso a una latitud de 0 °N. La curvatura de la esfera terrestre provoca que la resolución espacial vaya disminuyendo a medida que nos alejamos del punto nadir, siendo notablemente inferior hacia los polos. Pese a su gran resolución temporal, la comentada resolución espacial actual imposibilita la aplicación de esta tipología de satélites para la correcta caracterización de eventos de inundación, quedando únicamente para la identificación de las estructuras nubosas causantes de los fenómenos de inundación (Feidas et al., 2000) o para la estimación de los acumulados de precipitación como se ha comentado en la Sección 4.4.2.2. Con el futuro lanzamiento del Meteosat de Tercera Generación (MTG) a partir de 2022 (Grandell et al., 2020) con notables incrementos tanto en resolución espacial (0,5 km en el canal visible) como en temporal (10 min.) (Ouaknine et al., 2017) se podrá considerar su aplicación para la caracterización del perímetro húmedo durante las inundaciones de lluvia larga de grandes ríos, como ha ocurrido con el satélite GOES (Schumann et al., 2018).

Satélites de media resolución espacial y temporal

Los satélites de media resolución espacial y temporal suelen posicionarse en una órbita polar a una altitud en torno a 1.000 km respecto a la Tierra (Austen et al., 1988). A diferencia de los geostacionarios, su órbita recorre los polos terrestres con ángulos en torno a 70 y 110 ° respecto al ecuador. Ayudándose de la rotación terrestre, se consigue muestrear una cobertura completa terrestre en un período determinado de tiempo. A día de hoy, existe una multitud de satélites polares de media resolución en un rango diverso de resoluciones espaciales entre 0,25 y 1,1 km, destacando especialmente los satélites MetOp/NOAA 5ª generación, Terra/Aqua, Suomi-NPP/NOAA-20 y Sentinel-3 (Tabla 4). Los satélites MetOp (constelación MetOp A/B/C) y NOAA 5ª generación (constelación NOAA 15/16/17/18/19) son una serie de satélites polares lanzados por la Agencia Espacial Europea (ESA) (Edwards & Pawlak, 2000) y por la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA) del gobierno de los Estados Unidos (Davis, 2007) con el objeto de complementar la información proporcionada por los satélites geostacionarios y aumentan la cobertura en los polos terrestres. Poseen un sensor hiperespectral que cubre desde la región visible hasta las microondas. El radiómetro AVHRR/3 presente en ambos satélites detecta la radiación reflejada y emitida en 6 diferentes bandas, dos de ellas en el espectro visible (0,63 y 0,86 μm), una en el infrarrojo cercano (1,61 μm), una en el infrarrojo medio (3,74 μm) y dos en el infrarrojo térmico (10,8 y 12 μm). La resolución espacial para las 6 bandas indicadas es de 1,1 km y su resolución temporal es de dos imágenes al día para las bandas infrarrojas y una al día para el espectro visible. El sensor AVHRR se ha utilizado exitosamente para caracterizar el perímetro húmedo y la frecuencia de grandes inundaciones en ríos de entidad como el Brahmaputra (Bangladesh - India) (Islam & Sado, 2000; Jain et al., 2006), Huaihe (China) (Sheng et al., 2001) o Yangtsé (China) (Wang et al., 2003). En el contexto del tamaño de los ríos peninsulares, la resolución espacial de estos satélites es insuficiente para su aplicación para la caracterización de las áreas inundadas durante eventos de inundación. Terra y Aqua son dos satélites polares lanzados por la Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio (NASA) en los años 1999 y 2002 dentro del programa *Earth Observation System*. Ambos satélites incluyen varios sensores hiperespectrales que detectan la radiación en el rango desde el espectro visi-

ble hasta las microondas. El sensor VIS/IR, denominado *MODIS* (Barnes et al., 2003), posee una gran resolución espectral. *MODIS* detecta la radiación reflejada o emitida de 36 bandas espectrales diferentes desde los 0,41 hasta los 14,2 μm . La resolución espacial oscila entre los 250 m de canales visibles hasta 1 km de los canales infrarrojo medio y térmico. Este aumento de resolución respecto a los satélites anteriores le confiere un gran potencial para la detección y caracterización de inundaciones, evaluación de daños y prevención/mitigación de desastres causados por las inundaciones en ríos de gran y medio tamaño (Brakenridge & Anderson, 2006). La resolución temporal es de una pasada al día para los canales visibles y dos para los infrarrojos (~12 h). En una escala peninsular, el *MODIS* integrado en *Terra* y *Aqua* se ha considerado para la detección del área inundable del río Ebro durante una inundación de lluvia larga en 2007 sin obtener la precisión esperada al no ser suficiente su resolución espacial (Gil et al., 2008). Similares limitaciones encontramos en los satélites hiperespectrales *Suomi-NPP* / *NOAA-20* y *Sentinel-3* (Tarpanelli et al., 2019) con unas resoluciones espaciales de 375-775 (Cao et al., 2013, 2018) y 300-1.000 m, respectivamente (Tabla 4).

Tabla 4.

Resumen de los satélites más utilizados, las características espectrales y la resolución espacio-temporal

Satélite	Espectro	Resolución espacial	Resolución temporal
Meteosat/GOES/Himawari	VIS/NIR/MIR/TIR	0,5-3 km	30 s-15'
MetOp/Noaa 5ª generación	VIS/NIR/MIR/TIR/MW	1,1 km	12-24 h
Terra/Aqua	VIS/NIR/MIR/TIR/MW	0,25-1 km	12-24 h
Suomi NPP/NOAA-20	VIS/NIR/MIR/TIR/MW	0,375-0,775 km	12-24 h
Sentinel-3	VIS/NIR/MIR/TIR/MW	0,3-1 km	12 -24 h
Landsat-8	VIS/NIR/TIR	15-120 m	16 d
Sentinel-2	VIS/NIR	10-60 m	10 d
SPOT, Ikonos, WorldView ...	VIS	0,3-8 m	>1 mes

Abreviaturas: VIS: visible, NIR: infrarrojo cercano, MIR: infrarrojo medio, TIR: infrarrojo térmico y MW: microondas.

Satélites de alta resolución espacial y baja resolución temporal

Los satélites de alta resolución espacial y baja resolución temporal son satélites polares situados a una altitud en torno a 700-800 km sobre la Tierra. Hay una gran disponibilidad de esta tipología de satélite en órbita durante las últimas décadas, pudiendo discernir entre los satélites gratuitos y los satélites comerciales. Los satélites gratuitos son lanzados por

grandes organismos públicos y ofrecen de forma gratuita sus imágenes a través de portales webs. En esta tipología se destacan especialmente Landsat-8 y Sentinel-2. Landsat-8 es un satélite multispectral lanzado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) en 2013 con la colaboración de la NASA. Posee dos instrumentos que reciben la radiación reflejada (OLI) en el espectro visible y emitida por la superficie terrestre (TIRS) en el caso del espectro infrarrojo térmico. El instrumento OLI discierne 4 bandas espectrales diferentes en la región visible (0,44, 0,48, 0,57 y 0,66 μm) y en el infrarrojo cercano (0,87, 1,38, 1,65 y 2,22 μm) a una resolución espacial de 30 m. Adicionalmente, incluye banda pancromática de alta resolución (15 m) que abarca desde 0,5-0,68 μm . A su vez, TIRS detecta la radiación emitida por la superficie terrestre en dos bandas diferentes del infrarrojo térmico (10,8 y 12 μm) a una resolución espacial de 120 m. En contrapartida, la resolución temporal es baja, con una cobertura global cada 16 días para el instrumento OLI y 8 días para el TIRS. Sentinel-2 es una constelación de satélites lanzada por la Comisión Europea en colaboración con la ESA desde el año 2015. Actualmente consta con dos satélites en órbita (Sentinel-2A y Sentinel-2B). A diferencia de Landsat-8, Sentinel-2 solo incluye un radiómetro (MSI) que cubre la región visible e infrarroja cercana con 7 y 6 bandas diferenciadas, respectivamente. La resolución espacial oscila entre 10 y 60 m dependiendo de la banda considerada. La cobertura global de Sentinel-2 es de 10 días, siendo menor (~5 d) al disponer de dos satélites en órbita. La cuantiosa mejora de resolución espacial de Landsat-8 y Sentinel-2 respecto a los satélites de baja y media resolución les adquiere un enorme potencial para el análisis y caracterización de las inundaciones fluviales a una gran variedad de tamaño de cauces, desde grandes ríos principales hasta pequeños, llegando incluso a lograr una precisión del 90% en el perímetro mojado del río Ebro durante una inundación de lluvia larga (Notti et al., 2018) respecto a las cartografías oficiales. El mayor inconveniente de estos satélites viene dado por su baja resolución temporal, incrementando el tiempo que transcurre desde el pico de descarga hasta el paso del satélite. Este parámetro se ha observado que es el que más influencia tiene a la hora de detectar satisfactoriamente las áreas inundables mediante técnicas de teledetección, reduciéndose la precisión por debajo del 50% tan solo dos semanas después del pico de descarga. En zonas de alta erosión, el sedimento fino depositado permite actuar como trazador o evidencia de inundación geológica, extendiendo en el tiempo la efectividad inicial de la técnica (Notti et al., 2018). Finalmente, los satélites comerciales son diseñados por empresas privadas (ej. DigitalGlobe, Airbus, etc.), por lo que la adquisición de las imágenes no es de carácter gratuito. Los más conocidos son WorldView, SPOT, Pleiádes o Ikonos, entre otros. Son satélites multispectrales que detectan la radiación reflejada por la superficie terrestre en la región visible. La alta resolución espacial oscila entre 0,31 (WorldView-4) y los 8 m (SPOT). Pese a que son satélites de pago, una parte de sus imágenes se pueden visualizar y descargar gratuitamente a partir de plataformas como Google Earth, ArcGis maps o Bing maps. En contrapartida, la resolución temporal es muy baja, obteniendo una imagen disponible a nivel global en un período mayor de un mes. Adicionalmente, las empresas que gestionan dichos satélites ofrecen la opción de adquirir imágenes en una fecha concreta programada bajo una tarifa establecida. Esta posibilidad presenta un gran inconveniente a la hora de obtener una imagen reciente al pico de una inundación dada debido a la dificultad de predecir una baja cobertura de nubosidad en un momento concreto. Presenta una gran utilidad zonas de alta pendiente donde los depósitos de sedimento fino permiten reconstruir el área inundada una vez que se retira la crecida y la nubosidad asociada.

Índice

	Pág.
Resumen	7
1. Introducción	9
1.1. Motivación	9
1.2. Objetivos	13
1.3. Impacto nacional e internacional	14
2. Marco geográfico general y específico	17
2.1. Marco geográfico general: Cuenca hidrográfica del Guadalquivir	17
2.1.1. Características físicas y climáticas	18
2.1.2. Tipología de crecidas y problemática existente	21
2.1.2.1. Inundaciones históricas	21
2.1.2.2. Tipología de inundaciones	24
2.2. Marco geográfico específico: Cuenca Alta del Guadalquivir	28
2.2.1. Río Guadalquivir: Sector Mengíbar-Marmolejo	28
2.2.2. Arroyo Salado de Porcuna y Salado de Arjona	32
2.2.3. Arroyo de Ibros	35
3. Marco legislativo	37
3.1. Marco legal vigente comunitario y estatal	37
3.2. Aplicación de la normativa y gestión del riesgo de inundación en la D.H. del Guadalquivir.	39
4. Materiales y métodos	41
4.1. Paleohidrología de inundaciones clásica	41
4.1.1. Evidencias geológicas	43
4.1.2. Evidencias botánicas	49

	Pág.
4.2. Teledetección	52
4.2.1. Instrumentos pasivos	52
4.2.2. Instrumentos activos	54
4.3. Fotogrametría	55
4.4. Redes de medida	58
4.4.1. Estaciones de aforo	58
4.4.2. Redes y bases de datos de precipitación	62
4.4.2.1. Redes de precipitación	62
4.4.2.2. Bases de precipitación	65
4.5. Modelos empleados de flujo de aguas someras y transporte de sedimentos	71
4.5.1. Modelos hidrodinámicos	72
4.5.2. Modelos morfodinámicos	74
5. Resumen de resultados	81
5.1. Caracterización de las inundaciones de lluvia larga en el sector Mengíbar-Marmolejo	81
5.1.1. Valles confinados	82
5.1.1.1. Tramo de entrada	82
5.1.1.2. Tramo de salida	87
5.1.2. Llanuras de inundación	90
5.1.2.1. Tramo meandriforme	90
5.1.2.2. Sector urbanizado	92
5.2. Caracterización de inundaciones de corta duración en cuencas tributarias del Guadalquivir	95
5.2.1. Etapa 1. Estudio previo de sectores concretos.	96
5.2.2. Etapa 2. Cálculo hidrológico con precipitación uniforme	99
5.2.3. Etapa 3. Cálculo recursivo: caudal y precipitación	101
5.2.4. Aplicación al estudio de riesgos en infraestructuras viarias	108
5.3. Caracterización de las inundaciones relámpago en microcuencas	110
6. Conclusiones	115
Referencias	121
Anexos	137
Anexo I. Clasificación de los satélites en función de la resolución espacio-temporal	137

