

La Hidrología y su papel en Ingeniería del Agua

Hydrology and its role in water engineering

García-Marín, A.^{a1}, Roldán-Cañas, J.^{b1}, Estévez, J.^{a2}, Moreno-Pérez, F.^{b2}, Serrat-Capdevila, A.^c, González, J.^d, Francés, F.^e, Olivera, F.^f, Castro-Orgaz, O.^{b3} y Giráldez, J.V.^{b4}

^aDepartamento de Ingeniería Rural, Universidad de Córdoba, Edificio Leonardo Da Vinci - Campus Universitario Rabanales. Ctra. Madrid km 396 - 14071 Córdoba (España). E-mail: ^{a1}es2gamaa@uco.es, ^{a2}jestevez@uco.es

^bDepartamento de Agronomía, Universidad de Córdoba, Edificio Leonardo Da Vinci - Campus Universitario Rabanales. Ctra. Madrid km 396 - 14071 Córdoba (España). E-mail: ^{b1}jroldan@uco.es, ^{b2}mfatima@uco.es, ^{b3}ag2caoro@uco.es, ^{b4}ag1gicej@uco.es

^cDepartment of Hydrology and Water Resources, College of Science-School of Earth and Environmental Sciences, The University of Arizona, 1133 E James E Rogers Way, J W Harshbarger Bldg Rm 122, PO Box 210011, Tucson AZ 85721-0011. E-mail: aleix@email.arizona.edu

^dE.T.S.I. Caminos, C. y P., Universidad de Castilla La Mancha, C/Camilo José Cela s/n, 13071, Ciudad Real (España). E-mail: javier.gonzalez@uclm.es

^eInstituto de Ingeniería del Agua y el Medio Ambiente, Edificio 4E Planta 1, Universidad Politécnica de Valencia, Camino de Vera s/n, 46022 Valencia (España). E-mail: ffrances@hma.upv.es

^fTexas A&M University, Department of Civil Engineering, Environmental and Water Resources Engineering Division, Wisenbaker Engineering Research Center, Rm. 205-F3136 TAMU, College Station, Texas 77843-3136. E-mail: folivera@civil.tamu.edu

Recibido: 04/06/2014

Aceptado: 01/07/2014

Publicado: 01/08/2014

RESUMEN

La Hidrología es una ciencia esencial en Ingeniería del Agua, la cual abarca un amplio abanico de temas de investigación que engloban los diversos estadios del agua en el ciclo Hidrológico, tanto en atmósfera, superficie y suelo. Con motivo del relanzamiento de la revista Ingeniería del Agua se presenta un breve artículo de carácter introductorio en el que se muestran algunas de las líneas de investigación actuales en Hidrología, dedicadas a lluvia, interceptación de agua por la vegetación, sensores en Hidrología, agua subterránea, entre otras. Dicha revisión no pretende ser exhaustiva, dado el tamaño limitado de este formato de publicación, sino motivar la publicación en Ingeniería del Agua de artículos dentro de la temática Hidrología.

Palabras clave | Ciclo Hidrológico; Hidrología; Ingeniería del Agua.

ABSTRACT

Hydrology is the basic science for water engineering, including a wide list of research topics ranging from atmospheric water and surface hydrology to groundwater hydraulics. To initiate the new publication period of the journal Ingeniería del Agua, we present here a brief review paper where the current state of research in many hydrologic fields is discussed. The aim of the paper is not to present a complete picture of current state-of-the-art research topics, but rather to provide a broad overview and stimulate new and innovative publication of Hydrology papers in the journal Ingeniería del Agua.

Key words | *Hydrology; Water cycle; Water Engineering.*

INTRODUCCIÓN

La Hidrología es una ciencia básica en Ingeniería del Agua, necesaria para su uso por profesionales dedicados a proyectos de recursos hídricos, y que, además, posee un amplio abanico de problemas científicos actualmente bajo una intensa investigación. Con motivo del relanzamiento de la Revista Ingeniería del Agua los autores de este trabajo hemos creído adecuado realzar la importancia de la Hidrología mediante un artículo de carácter introductorio, que, además, de algunas pinceladas sobre algunos temas de actualidad, que serían muy adecuados para la revista. Debido a las limitaciones de espacio por un lado, y, por otro, al campo de investigación específico de cada autor, la revisión que aquí se presenta no es, ni lo pretende, ser exhaustiva. Lo que se pretende es motivar la publicación en Ingeniería del Agua de artículos dentro de la temática Hidrología, mostrando en este texto algunos de los fascinantes temas actualmente investigados.

Concretamente, el artículo presenta secciones específicas dedicadas a: Análisis multifractal de precipitación; Modelos estocásticos de precipitación; La medición y validación de datos hidroclimáticos; Interceptación de lluvia por la vegetación; Sensores Remotos en Hidrología; El papel de las reconstrucciones Paleo Hidroclimáticas en Hidrología; La Modelación Hidrológica Distribuida; Pérdidas anuales estimadas ocasionadas por inundaciones generadas por huracanes; y Modelos regionales de flujo en acuíferos freáticos.

ANÁLISIS MULTIFRACTAL DE PRECIPITACIÓN

La palabra fractal (Mandelbrot, 1975) fue propuesta para describir formas geométricas que podían dividirse en distintas partes, todas ellas auto-similares, y para hacer referencia a objetos demasiado irregulares para ser descritos por la geometría tradicional. Las variables (mono) fractales se caracterizan por poseer una única dimensión fractal, mientras que las variables multifractales pueden describirse por un conjunto de dimensiones conocidas como espectro multifractal. La principal ventaja del análisis multifractal reside en que sus parámetros son independientes del número de datos disponibles para las distintas escalas y en que no tiene que asumirse ninguna función de distribución para el conjunto de datos. Es por ello que este análisis se ha aplicado para describir numerosas variables de todo tipo, desde series de datos de lluvia, hasta caudales (Tessier *et al.*, 1996), contaminantes atmosféricos (Lee, 2002), entre otros fenómenos. El análisis multifractal puede también aplicarse a la descripción de la distribución espacial de una variable o de su influencia sobre otra (Kravchenko *et al.*, 1999, 2000; Veneziano y Langousis, 2005).

La lluvia es un proceso no lineal muy variable en un amplio intervalo de escalas temporales, por lo que se justifica el uso de la multifractalidad como teoría y herramienta descriptiva de las series temporales de datos de precipitación. En las últimas décadas el proceso de la lluvia ha sido ampliamente analizado desde un punto de vista multifractal y con diversas aplicaciones, desde simplemente descriptivas, hasta como herramienta de validación de modelos de lluvia o de selección de las curvas IDF más apropiadas en una determinada localización (Schertzer y Lovejoy, 1987; Ladoy *et al.*, 1993; Fraedrich y Larnder, 1993; Over y Gupta, 1994; Svensson *et al.*, 1996; Tessier *et al.*, 1993, 1996; De Lima y Grasman, 1999; Kiely e Ivanova, 1999; Sivakumar, 2001; Veneziano y Furcolo, 2002; Labat *et al.*, 2002; Olsson y Burlando, 2002; Kantelhardt *et al.*, 2006; García-Marin *et al.*, 2008, 2013). Existen aun múltiples aplicaciones del binomio lluvia-análisis multifractal por explorar, lo que deja abierto un amplio campo de investigación futura.

MODELOS ESTOCÁSTICOS DE PRECIPITACIÓN

La hidrología de una región depende, en primer lugar, de su clima, de lo que se deriva la necesidad de conocer los procesos meteorológicos que lo determinan. Entre éstos, cabe destacar la lluvia como magnitud fundamental en el balance hídrico. La complejidad de los procesos naturales y el desconocimiento de las causas que determinan los fenómenos meteorológicos han obligado a renunciar a estudios analíticos y a usar series cronológicas de sucesos observados de dichos fenómenos: los datos meteorológicos se consideran como realizaciones de un proceso estocástico.

Los modelos estocásticos se dividen en dos grupos según consideren el tiempo de ocurrencia de la lluvia de forma discreta, como es nuestro caso, o continua. Los modelos de precipitación diaria describen tanto la ocurrencia de la precipitación como la distribución de la cantidad en un punto en el espacio de una forma mucho más concisa (Roldán y Woolhiser, 1982). En aras de una deseable simplicidad, el número de parámetros debe ser pequeño, lo que a su vez obliga a la variación estacional de los mismos ajustando series de Fourier finitas.

Los sistemas asociados atmósfera-océano se han mostrado muy eficientes describiendo el modelo de comportamiento de la precipitación y de su variabilidad tanto espacial como temporal (Woolhiser, 1992). En Estados Unidos se han realizado numerosos estudios sobre la relación entre el Índice de Oscilación del Sur (SOI) o la Oscilación del Sur de El Niño (ENSO) con la precipitación (Peel *et al.*, 2002), con resultados bastante consistentes. En Europa, los mejores resultados se han alcanzado estudiando la conexión entre el régimen de lluvias y el Índice de Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Un alto valor del índice NAO ha sido correlacionado con mayores precipitaciones en el norte de Europa y un descenso en el sur (Hurrell y van Loon, 1997). Sin embargo, la gran variabilidad espacio-temporal de la lluvia debida a la orografía y a la presencia del océano dificulta la identificación de estos efectos en España (Trigo *et al.*, 2004).

Moreno Pérez *et al.* (2014) han perturbado los coeficientes de un modelo cadena de Markov de segundo orden - distribución mixta exponencial (CMME) mediante una función lineal del índice NAO, que incluye un posible retraso, usando 54 años de datos diarios pertenecientes a 33 estaciones meteorológicas situadas en el sur de España. Los resultados demuestran que la probabilidad de un día lluvioso es menor cuando el valor de NAO es positivo y viceversa. El retraso es de cero días para todas las estaciones. Durante los meses más lluviosos, de noviembre a marzo, es cuando el índice NAO mejora más el modelo CMME.

LA MEDICIÓN Y VALIDACIÓN DE DATOS HIDROCLIMÁTICOS

Las principales variables hidroclimáticas que se registran en redes de aforo, redes de estaciones meteorológicas o sistemas de alerta de información hidrológica son: precipitación, evaporación, radiación solar, temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección de viento, caudal, niveles y presión atmosférica.

Cualquier medición hidroclimática que realiza un sensor y es almacenada en un registrador de datos o cualquier otro dispositivo lleva una incertidumbre asociada. No hay técnica de medición perfecta, y todos los sensores producen errores sistemáticos y aleatorios. Sus efectos deben reducirse a un nivel aceptable mediante medidas preventivas y correctivas (WMO, 2010). Un correcto emplazamiento, un mantenimiento adecuado y la calibración de estos sensores constituyen tareas fundamentales para obtener series hidroclimáticas fiables, representativas y de calidad. Finalmente, estas series deben ser validadas como requisito previo a cualquier tipo de aplicación.

Los procedimientos de validación enmarcados en los procesos de control de calidad hidroclimática aseguran que la información está siendo generada correctamente, identifica registros erróneos y permite detectar problemas para resolverlos adecuadamente (Estévez *et al.*, 2011). Estos procedimientos están basados en algoritmos, comprobaciones o tests que son aplicados a cada registro hidroclimático de las distintas series temporales que se estén validando, asignándole un “*flag*” indicativo del grado de calidad dependiendo de si supera o no satisfactoriamente la prueba. Generalmente los procedimientos de validación se dividen en (Fiebrich *et al.*, 2010):

- Rango. Se comprueba que el dato esté dentro de un intervalo definido. Los límites superior e inferior corresponden a límites físicos e instrumentales, y también límites dinámicos (efemérides).
- Coherencia temporal del dato. Se comprueba la diferencia entre medidas hidroclimáticas consecutivas.
- Coherencia interna. Se trata de verificar la coherencia física o climatológica de cada variable y también de la consistencia entre variables. Valores medidos al mismo tiempo y en el mismo lugar no pueden ser incoherentes entre ellos.
- Coherencia temporal de la serie (persistencia). Se comprueba la escasa o nula variabilidad de un conjunto de datos consecutivos.
- Consistencia espacial. Se utilizan datos de estaciones cercanas para comprobar la verosimilitud de los registros hidroclimáticos que se están validando.

Además de estos tests, también existen técnicas estadísticas más complejas que requieren series temporales largas, comprobando la homogeneidad de la serie. Recientemente, algoritmos basados en redes neuronales han sido desarrollados con gran eficacia para la validación de datos de nivel en ríos (López-Lineros *et al.*, 2014). Cualquier proceso de validación requiere una fase final de inspección manual que debe ser realizada por técnicos expertos.

INTERCEPTACIÓN DE LLUVIA POR LA VEGETACIÓN

La interceptación debe entenderse como la parte de la lluvia que es retenida por la superficie terrestre y que, posteriormente, es devuelta a la atmósfera por evaporación (Gerrits, 2010). En áreas forestales, las cubiertas vegetales interceptan la mayoría de la lluvia, y controlan su posterior evaporación, y drenaje desde las mismas, siendo la principal causa en la diferencia de recogida de caudales entre cuencas (Gash y Morton, 1978).

La cubierta vegetal divide a la precipitación bruta en tres componentes: la parte que atraviesa directamente el dosel, que se denomina trascolación libre, que junto con la cantidad de agua que es retenida por la vegetación y, que posteriormente cae por goteo, constituye la trascolación total; otra parte es conducida por el fuste, por caer directamente sobre él o desde las copas resbalando por las ramas, que se denomina escorrentía cortical; por último, la interceptación o fracción de precipitación bruta que no alcanza el suelo.

La cantidad de precipitación que es interceptada depende de características de la vegetación como la edad, la orientación y forma de las hojas, el ángulo de las ramas o el tipo de corteza, entre otras (Crockford y Richardson, 2000). Pero también depende de las características de la propia lluvia, como la intensidad y la duración de las precipitaciones, y de otras variables climáticas. La interceptación aumenta a medida que el evento de lluvia sea de menor volumen, intensidad y duración, menor temperatura, menor velocidad del viento y la dirección del viento no sea la predominante (Pérez Arellano *et al.*, 2014), siendo la intensidad de precipitación la variable climática que mayor incidencia presenta sobre la interceptación.

Los datos experimentales muestran que la interceptación en individuos aislados de pino en un clima mediterráneo alcanza el 27%, en tanto que la trascolación se acerca al 73%, siendo la escorrentía cortical despreciable, en torno al 0,3%. Por el contrario, en jara la interceptación se reduce al 16%, valor muy similar al de la escorrentía cortical, en tanto que la trascolación disminuye ligeramente al 67%. El modelo de Rutter adaptado por Valente *et al.* (1997) es el que presenta un mejor ajuste a los datos experimentales (Moreno Pérez *et al.*, 2014).

SENSORES REMOTOS EN HIDROLOGÍA

En las últimas décadas se ha visto un gran aumento en la existencia y disponibilidad de estimaciones por sensores remotos de variables relevantes para la hidrología. Esto ha ocurrido al mismo tiempo en que la disponibilidad de observaciones hidrometeorológicas terrestres ha disminuido significativamente, debido a la falta de presupuesto, mantenimiento de estaciones, conflictos, etc. (Stokstad, 1999; Shiklomanov *et al.* 2002; GRDC 2014). Los sensores remotos nos permiten hoy estimar, con menor o mayor realismo, variables como la lluvia, humedad del suelo, evapotranspiración, elevación de la superficie del agua (en ríos grandes, lagos, estuarios y océanos), cambios en la masa de los acuíferos a gran escala (~90,000km²), cobertura nival, equivalente en agua de la nieve, temperatura, velocidad del viento, topografía (~subsistencia) y algunos parámetros de calidad del agua (clorofila, indicadores cyano-bacteriales, materia orgánica disuelta – con color – y materia suspendida).

Un reto importante en el uso de las estimaciones remotas de variables hidrológicas es su reconciliación con las observaciones terrestres, al ser datos con características muy diferentes. Por ejemplo, las observaciones de un pluviómetro representan la lluvia en unos pocos centímetros cuadrados y con intervalos de tiempo que varían de un día a segundos, con una caracterización espacial de la lluvia limitada en función del número de pluviómetros, y a menudo no disponibles en tiempo real. Las estimaciones de la lluvia por satélite son medidas indirectas (a partir de mediciones con sensores de infrarrojos, micro-ondas pasivas o de radar: micro-ondas activas) y suelen tener resoluciones espaciales entre 0.04° y 0.25° – donde un valor de precipitación es representativo para una celda

de ~16 km² a 625 km² respectivamente – y pasos de tiempo desde media hora, a tres horas o un día. Estas diferencias suponen una dificultad a la hora de evaluar y validar estas estimaciones, y muchas veces la mejor representación de la “lluvia verdadera” es una asimilación de los dos tipos de datos: las medidas puntuales directas de la lluvia que llega al suelo, y los satélites que nos dan la distribución espacial de esta lluvia. Las estimaciones remotas pueden contener tres tipos de errores: la no-detección, falsas alarmas, y errores en la magnitud de la variable correctamente detectada. Los errores de las estimaciones remotas suelen ser menores cuando se tienen en cuenta los errores de las redes de pluviómetros (Ali *et al.* 2005). En el caso de la lluvia, los errores en las estimaciones remotas varían con la geografía, la topografía y los mecanismos de generación de la lluvia (~estaciones del año), pero en términos generales, siempre funcionan mejor en sistemas convectivos y en latitudes tropicales y subtropicales. Los sesgos se pueden corregir usando observaciones históricas, y las falsas alarmas y no-detecciones usando pluviómetros transmitiendo en tiempo real, u otras estimaciones en tiempo real tales como la humedad del suelo. Debido al carácter diferente con respecto a las observaciones de pluviómetro (y el oficio implícito del proceso de calibración) se recomienda recalibrar los modelos hidrológicos con estimaciones remotas (Serrat-Capdevila *et al.* 2013).

Como en toda aplicación hidrológica, es muy importante cuantificar los posibles errores en las estimaciones remotas usadas como datos de entrada y como estos se van a propagar a través de un modelo hidrológico y aplicación específica. Por ejemplo, en simulación de crecidas, los errores relativos de la lluvia tienden a acumularse en la magnitud del caudal de avenida (Nikopoulos *et al.*, 2010). Un intervalo de incertidumbre en los resultados de modelos hidrológicos es imprescindible, así como una evaluación de la confiabilidad para una aplicación de gestión concreta. La comunidad hidrológica puede hacer una contribución con casos de estudio para evaluar y validar productos y métodos de uso de estimaciones remotas para aplicaciones hidrológicas, el monitoreo y la gestión del agua, especialmente con datos de las nuevas misiones como la *Global Precipitation Monitoring* (GPM, lanzada el 27/2/2014) o la *Soil Moisture Active Passive* (SMAP, programada para Noviembre 2014), o el Sentinel-1 (lanzada el 3/4/2014) del programa Copernicus. Cabe destacar, entre otros, los programas SERVIR de NASA (http://www.nasa.gov/mission_pages/servir/) y TIGER de la Agencia Espacial Europea (<http://www.tiger.esa.int/>), dedicados a la inclusión de estimaciones remotas en aplicaciones hidrológicas y medioambientales para informar la gestión y la planificación.

EL PAPEL DE LAS RECONSTRUCCIONES PALEOCLIMÁTICAS EN LA HIDROLOGÍA

“Para la comprensión del clima actual es necesario, en gran medida, el conocimiento de las variaciones del clima pasado y de las relaciones causa-efecto que las han provocado. [...] La posibilidad de pronosticar a largo plazo del clima y conocer de las causas que una variación de él pueden ocasionar es una referencia esencial para la planificación a largo plazo de la industria, agricultura y ordenación del territorio” (traducción adaptada). Con estas palabras H.H. Lamb resume en 1972 el objetivo de su libro *Climate: Present, Past and Future*.

En el caso de la planificación hidrológica, el conocimiento de los periodos o rachas húmedas y secas, evaluando sus características más importantes (duración, severidad, intensidad, etc.) es especialmente interesante, ya que una comprensión previa de la naturaleza y régimen de las sequías porque un interesante acercamiento y fuente de datos para la gestión y planeamiento de estos escasos recursos (Shiau, J.T., 2001).

Existen numerosas metodologías para la reconstrucción paleoclimática. Sin embargo, no todas son aplicables en todos los lugares. Destacan especialmente las posibilidades de los siguientes tres métodos de reconstrucción paleoclimática: textos históricos, agroclimatología y dendrocronología. Cabe destacar que estos métodos se complementan en el espacio y en el tiempo, pues los árboles, fuente de la dendrocronología, están en las montañas. La Agroclimatología, que emplea fundamentalmente el cereal, en las llanuras. Y los textos históricos se encuentran en las ciudades y zonas desde hace más tiempo habitadas.

Dentro de las técnicas dendrocronológicas, en las últimas décadas se han desarrollado técnicas estadísticas basadas en análisis multivariantes (Análisis de Componentes Principales) y otros métodos de reconstrucción (Método de Regresión Lineal, o Regresión Espacial Ortogonal) que han ayudado a la obtención de una función respuesta que modele la relación entre el crecimiento radial del árbol y el clima, tanto temperatura como precipitaciones (Guiot *et al.*, 1982; Till y Guiot, 1990), al igual que la reconstrucción de índices climáticos (González y Valdés, 2003) o de series de aportaciones fluviales (Woodhouse, 2006; Allen *et al.*, 2013). Los

resultados de estas reconstrucciones pueden ser utilizados para la mejor caracterización estadística de las rachas secas, en un análisis de frecuencia de extremos (González y Valdés, 2006).

A los efectos del análisis de avenidas, las reconstrucciones de paleocrecidas son de especial interés para reducir la incertidumbre inherente a la extrapolación de los métodos de caracterización estadística de extremos a bajas frecuencia de recurrencia. En este sentido destaca el uso de información documental a referencias de inundaciones históricas (Brázdil *et al.*, 1999; Benito *et al.*, 2004), o las evidencias geomorfológicas de crecidas (Brázdil *et al.*, 2006; Lumbroso y Gaume, 2012). Esta información puede ser combinada junto con los registros hidrológicos sistemáticos convencionales dentro de un análisis de caracterización de extremos (England *et al.*, 2003).

LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA DISTRIBUIDA

Desde la formulación del simple Método Racional a mediados del Siglo XIX (Mulaney, 1850), la modelación hidrológica de una cuenca mediante ecuaciones matemáticas ha tenido una larga historia de desarrollos científicos y tecnológicos, dando lugar a un amplio número de modelos con diferentes objetivos y grados de sofisticación (ver por ejemplo los libros de Singh y Frevert, 2002a y 2002b). Independientemente del tipo de ecuaciones utilizadas, el problema de su resolución integral puede abordarse con diferentes niveles de discretización espacial y temporal. Si la resolución espacial en cada paso de tiempo es a nivel de la cuenca objeto de estudio, se tienen los modelos agregados. En este caso, *inputs*, parámetros y variables de estado tienen que ser necesariamente homogéneos en el espacio. En el otro extremo, los modelos distribuidos discretizan el espacio en elementos más pequeños que la cuenca, habitualmente en una malla regular, lo que permite considerar la heterogeneidad de *inputs*, parámetros y variables de estado. Una subdivisión en subcuencas, en lo que se denominan modelos semidistribuidos, es una solución intermedia, pero con ellos va a ser difícil capturar todos los tipos de variabilidad espacial que se pueden presentar en una cuenca.

Los modelos matemáticos se implementan para predecir la variable de estado de interés en escenarios de no observación de la misma, sea en el tiempo o en el espacio. Los modelos distribuidos permiten obtener resultados en cualquier punto del territorio, aunque no sea aforado ni se haya definido a priori, lo que en la práctica ingenieril es una ventaja no despreciable. Es más, con un modelo distribuido es inmediata la obtención de mapas de alguna de las variables de estado simuladas, lo que los habilita para resolver problemas espaciales. Por poner sólo un ejemplo, el empleo de un modelo distribuido es la mejor opción para la localización de las zonas prioritarias de protección contra la erosión del suelo dentro de una cuenca a partir de un mapa de erosión, como el que se presenta en la Figura 1.

En realidad, el Ciclo Hidrológico en una cuenca es altamente variable en el espacio, porque lo son sus *inputs* y los parámetros que lo caracterizan. Adicionalmente, muchos de los procesos hidrológicos son no lineales o incluso altamente no lineales, por lo que el valor del parámetro efectivo para cualquier nivel de agregación espacial y temporal no es igual a su valor medio: en condiciones de heterogeneidad espacial y/o temporal, el resultado medio de un proceso no lineal no se obtiene con el valor medio de *inputs* y parámetros. Esto es lo que se denomina efecto de escala espacial y/o temporal, pudiéndose demostrar que, para cualquier modelo, sus parámetros efectivos tienen que ser necesariamente más pequeños que el valor medio; o lo que es peor, si las ecuaciones no son las adecuadas para el nivel de agregación, los parámetros efectivos resultan ser no estacionarios (Barrios y Francés, 2011). Evidentemente el efecto de escala espacial es mayor cuanto mayor es el nivel de agregación, por lo que los valores de los parámetros efectivos de un modelo agregado o incluso semidistribuido no tienen nada que ver con la propiedad que tratan de caracterizar. Por el contrario, en un modelo distribuido con una discretización suficientemente fina, este efecto de escala espacial podrá ser asumible.

Un inconveniente potencial de los modelos distribuidos es la calibración de sus parámetros efectivos en todas las celdas, especialmente cuando la única variable de estado observada es el caudal en el punto de desagüe de la cuenca. En la actualidad este problema puede ser resuelto mediante estrategias de regularización de los mapas de parámetros estimados inicialmente a partir de la información ambiental disponible, de tal forma que pasa a ser factible la calibración automática del modelo (Pokhrel y Gupta, 2010). Un caso particular de esta regularización es el empleo de factores correctores de los mapas de parámetros iniciales (Vieux *et al.*, 2004; Francés *et al.*, 2007).

Los resultados de los modelos hidrológicos tienen fundamentalmente tres fuentes de incertidumbre (ver por ejemplo Kavetski *et al.*, 2006): la proveniente del proceso de estimación de sus parámetros, la incertidumbre estructural por las incorrecciones de la conceptualización del modelo y los errores de los datos empleados. La modelación distribuida necesariamente no puede ser peor que la agregada, ya que los modelos distribuidos explotan toda la información espacial existente sin agregarla espacialmente y pueden reproducir la variabilidad espacial del Ciclo Hidrológico. Es decir, reducen las incertidumbres de estimación y estructural.

Sin embargo, en muchos casos la bondad de los resultados de la modelización distribuida son sólo algo superior a la agregada en el punto de desagüe, y en alguno incluso inferior, debido fundamentalmente a los errores en la información extra utilizada. Un ejemplo de este tipo de conclusión es el proyecto DMIP del *National Weather Service* de EEUU, que en su fase 1 comparó la fiabilidad de un número elevado de modelos agregados y distribuidos para ser utilizados en sus sistemas de predicción de crecidas en tiempo real (Reed *et al.*, 2004). A pesar de ello, en la segunda fase del proyecto ya sólo se compararon modelos distribuidos, abandonando la modelización agregada (Smith *et al.*, 2013). Las razones son claras y extensibles a una buena parte de los problemas actuales que requieren modelización hidrológica: por una parte el Ciclo Hidrológico es no lineal y variable en el espacio y, por otra, cada vez hay una mayor cantidad y calidad disponible de cartografía temática, así como de información obtenida por técnicas de teledetección que sólo pueden ser totalmente explotadas por un modelo distribuido.

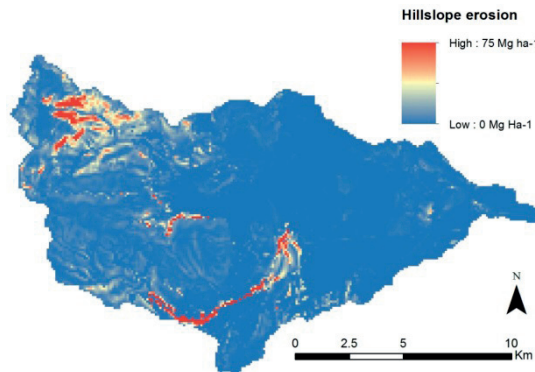


Figura 1 | Mapa de la erosión producida por un evento de tormenta de octubre del año 2000 en la cuenca de Rambla del Poyo (España), obtenido mediante el modelo distribuido de Bussi *et al.* (2013).

PERDIDAS ANUALES ESTIMADAS OCASIONADAS POR INUNDACIONES GENERADAS POR HURACANES

En general, los daños ocasionados por inundaciones pueden estimarse por medio de curvas profundidad *vs.* daño porcentual. Estas curvas, para un valor específico de la profundidad del agua en una determinada parcela, indican el porcentaje del valor de la construcción perdido. Este porcentaje del valor de la construcción perdido, obviamente, depende del tipo de construcción (Figura 2). Es decir, por ejemplo, para una misma profundidad del agua, el porcentaje del valor perdido de una casa de un piso es mayor que el de un edificio de diez pisos. En el caso específico de EEUU, un gran número de estas curvas, desarrolladas por distintos grupos, han sido consolidadas en el paquete HAZUS (*Hazard US*) de la FEMA (*Federal Emergency Management Agency*).

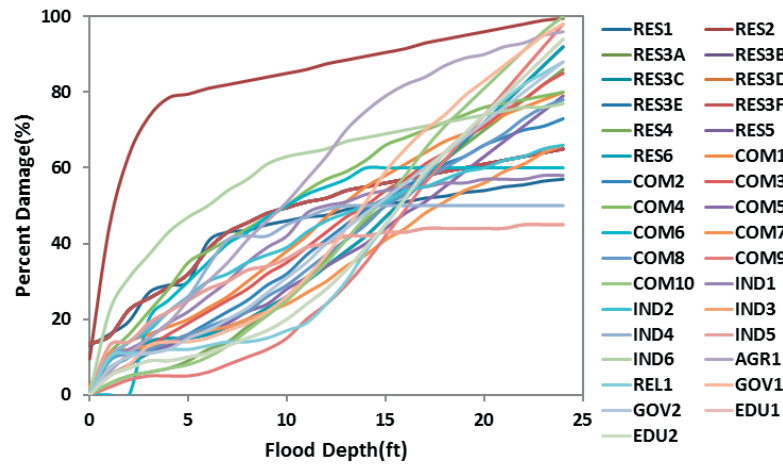


Figura 2 | Daño porcentual en función de la profundidad del agua para distintos tipos de construcciones.

El nivel de la superficie del agua, por otro lado, varía de punto a punto en función de los parámetros del huracán (déficit de presión, radio, máxima velocidad del viento, punto de ataque y ángulo de ataque) y es necesario simular cada combinación de parámetros para poder calcularlo. Estas simulaciones, sin embargo, son costosas en términos de tiempo de CPU y también de tiempo real. Para reducir estos costos, se han desarrollado métodos aproximados para estimar el nivel del agua en un determinado punto de la costa por medio de interpolación en espacios hexadimensionales, correspondientes al nivel del agua y a los cinco parámetros. El resultado de estas interpolaciones se presenta en forma de una matriz por punto de la costa en la que cada fila corresponde a un huracán (combinación única de parámetros) y las columnas contienen el valor de los cinco parámetros, el valor del nivel del agua en el punto y la probabilidad de ocurrencia del huracán. El nivel del agua tierra adentro, se estima como una proyección horizontal del nivel en la costa en la zona de influencia de cada punto (Figura 3).

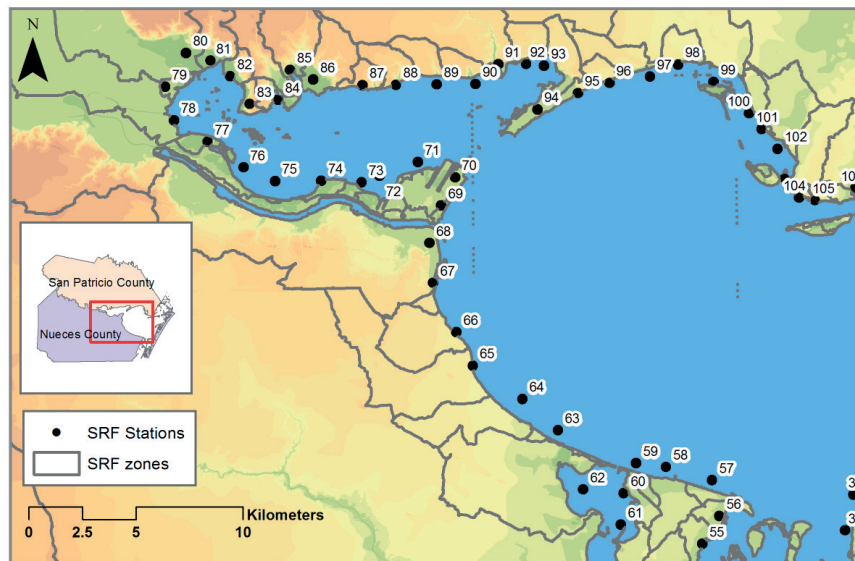


Figura 3 | Áreas de influencia de los puntos de la costa en los que se estima en nivel del agua.

La profundidad del agua se estima como la diferencia entre el nivel del agua estimado y el nivel del suelo obtenido del modelo de elevación digital del área. Las pérdidas anuales esperadas se estiman como

$$R = \sum_k \sum_m D_k(d_{km}) V_k p_m \quad (1)$$

donde R es el daño esperado, $D_k(d)$ es el daño porcentual de la estructura del tipo de la parcela k para una profundidad del agua d , d_{km} es la profundidad del agua en la parcela k causada por el huracán m , V_k es valor de la construcción (excluyendo el terreno) en la parcela k , y p_m es la probabilidad de ocurrencia del huracán m . Esta metodología ha sido aplicada exitosamente para estimar pérdidas anuales en las ciudades de Corpus Christi en Tejas, Gulfport en Mississippi y Ciudad de Panamá en Florida, en EEUU.

MODELOS REGIONALES DE FLUJO EN ACUÍFEROS FREÁTICOS

La modelización de diversos procesos a escala de cuenca, como el transporte de solutos y de contaminantes, requiere la solución matemática del flujo de agua en una matriz porosa saturada (Bear y Cheng 2010). Los modelos regionales de flujo de agua en acuíferos freáticos se basan en la formulación de la velocidad, u , mediante la ecuación de Darcy (Bear, 1972)

$$u = -K \nabla \phi \quad (2)$$

en la que K representa la conductividad hidráulica en saturación y ϕ el potencial del agua o la altura piezométrica. Por la complejidad de la ecuación y su solución tridimensional, se suele reducir el número de variables recurriendo al uso de variables integradas verticalmente. La ecuación de flujo en régimen permanente se convierte en (Strack *et al.* 2006)

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} = -N \quad (3)$$

En esta ecuación Φ es el potencial de caudales, función de las coordenadas x e y , definido por

$$\Phi(x, y) = K \int_0^{h(x, y)} \phi(x, y, z) dz - K \frac{h(x, y)^2}{2} \quad (4)$$

donde z es la coordenada vertical, h el espesor de la capa freática y N es la densidad de flujo neto. La relación entre los caudales unitarios (Q_x, Q_y) en una sección vertical de acuífero y el potencial de caudales es

$$Q_x = -\frac{\partial \Phi}{\partial x}, Q_y = -\frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (5)$$

La ecuación (3) se integra sometida a unas condiciones de contorno. Para ello, es preciso expresar las condiciones de borde en función de Φ , que es una variable que no es directamente medible. Se suele conocer h , lo que implica que es preciso tener una relación entre Φ y h para transformar las condiciones de borde y resolver la ecuación (3). Una vez resuelta, las ecuaciones (5) permiten evaluar los caudales unitarios y las líneas de corriente. La ecuación (4) requiere una relación entre ϕ y h para determinar Φ . Tradicionalmente se ha supuesto que la componente vertical de la velocidad es despreciable, aproximando el potencial del agua al espesor de la capa freática, $\phi(x, y, z) \approx h(x, y)$, lo que originó la aproximación de Dupuit-Forchheimer (Bear, 1972; Deming, 2002; Knight, 2005)

$$\Phi = K \frac{h^2}{2} \quad (6)$$

La ecuación (6) es la base de los modelos promediados verticalmente al uso (Strack, 2006; Bear y Cheng, 2010). Si la ecuación (6) se sustituye en la ecuación (3) se obtiene de forma inmediata la bien conocida Laplaciana para la función h^2 (Bear 1972). Sin embargo, esta aproximación está siendo revisada (Knight, 2005; Youngs y Rusthon, 2009; Rusthon y Youngs, 2010; Castro-Orgaz *et al.*, 2012, 2013), por implicar errores que en algunos casos revisten gran importancia. La ecuación (6) es una aproximación estática, que implica que la pendiente de la capa freática debe ser pequeña. Además, dicha función no es válida en

aquellas zonas donde la pendiente del estrato impermeable cambia de forma rápida, por inducir efectos de segundo orden dados por la curvatura local del fondo y de la superficie libre. La ecuación (6) es especialmente poco adecuada en zonas de recarga del acuífero, dado que el flujo es totalmente vertical, en contra de la hipótesis de flujo totalmente horizontal en la que se basa la ecuación (6). En resumen, una modelización matemática más precisa del flujo en acuíferos freáticos requiere unas ecuaciones de gobierno mejoradas. El reto actual consiste en encontrar una función potencial de caudales de tal forma que el modelo matemático bidimensional aproxime con gran precisión al modelo general tridimensional. Para ello es preciso que variables como la pendiente y curvatura de la capa freática, del lecho impermeable, la intensidad de recarga, la anisotropía y la heterogeneidad del acuífero, entre otras, sean incluidas en la función Φ .

CONCLUSIONES

El agua en la atmósfera, en superficie y en el suelo juega un papel fundamental en Ingeniería del Agua, tal y como se ha mostrado de forma breve en esta introducción. Existen numerosas líneas de investigación actuales, alguna de ellas presentadas aquí, otras no, que muestran de forma decisiva a la Hidrología una herramienta científica fundamental. El objetivo y mayor conclusión de este trabajo es la importancia de la Hidrología en Ingeniería del agua, lo que los autores esperan que estimule a los lectores de este trabajo para enviar sus contribuciones en este campo a la revista Ingeniería del Agua.

REFERENCIAS

- Ali, A., Amani, A., Diedhiou, A., Lebel, T. 2005. Rainfall Estimation in the Sahel. Part II: Evaluation of Rain Gauge Networks in the CILSS Countries and Objective Intercomparison of Rainfall Products. *Journal of Applied Meteorology*, 44(11), 1707-1722. doi:10.1175/JAM2305.1
- Allen, E.B., Rittenour, T.M., DeRose, R.J., Bekker, M.F., Kjelgren, R., Buckley, B.M. 2013. A tree-ring based reconstruction of Logan River streamflow, northern Utah. *Water Resources Research*, 49(12), 8579-8588. doi:10.1002/2013WR014273
- Barrios, M., Francés, F. 2011. Spatial scale effect on the upper soil effective parameters of a distributed hydrological model. *Hydrological Processes*, 26(7), 1022-1033. doi:10.1002/hyp.8193
- Bear, J. 1972. *Dynamics of fluids in porous media*. Elsevier, Nueva York. USA.
- Bear, J., Cheng, A.H.-D. 2010. *Modelling groundwater flow and contaminant transport*. Theory and Applications of Transport in Porous Media, Vol. 23, Springer, Netherlands. doi:10.1007/978-1-4020-6682-5
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M.C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V., Enzel, Y., Bárdossy, A., Coeur, D., Bobee, B. 2004. Use of systematic, paleoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of Scientific Methods. *Natural Hazards*, 31(3), 623-643. doi:10.1023/B:NHAZ.0000024895.48463.eb
- Brázdil, R., Glaser, R., Pfister, Ch., Dobrovolný, P., Antoine, J.M., Barriendos, M., Camuffo, D., Deutsch, M., Enzi, S., Guidoboni, E., Kotyza, O., Sánchez Rodrigo, F. 1999. Flood events of selected European Rivers in the sixteenth century. *Climatic Change*, 43(1), 239-285. doi:10.1023/A:1005550401857
- Brázdil, R., Kundzewicz, Z.W., Benito, G. 2006. Historical hydrology for studying flood risk in Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 51(5), 739-764. doi:10.1623/hysj.51.5.739
- Bussi, G., Rodríguez-Lloveras, X., Francés, F., Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A. 2013. Sediment yield model implementation based on check dam infill stratigraphy in a semiarid Mediterranean catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 3339-3354. doi:10.5194/hess-17-3339-2013

- Castro-Orgaz, O., Giráldez, J.V., Robinson, N. 2012. Second order two-dimensional solution for the drainage of recharge based on Picard's iteration technique: a generalized Dupuit-Forchheimer equation. *Water Resources Research*, 48(6), W06516, doi:10.1029/2011WR011751.
- Castro-Orgaz, O., Giráldez, J.V., Mateos, L. 2013. Second-order shallow flow equation for anisotropic aquifers. *Journal of Hydrology*, 501, 183-185. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.08.011
- Crockford, R. y Richardson, D. 2000. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14(16-17), 2903-2920. doi:10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.3.CO;2-Y
- Deming, D. 2002. *An introduction to hydrogeology*. McGraw-Hill, Nueva York. USA.
- De Lima MIP, Grasman J. 1999. Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semi-arid region in Portugal. *Journal of Hydrology* 220(1-2), 1-11. doi:10.1016/S0022-1694(99)00053-0
- Gash, J.H.C., Morton, A.J. 1978. An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford forest. *Journal of Hydrology*, 38(1-2), 49-58. doi:10.1016/0022-1694(78)90131-2
- Gerrits, M. 2010. *The role of interception in the hydrological cycle*. PhD Dissertation. Delft University of Technology. VSSD, Delft, the Netherlands.
- Guiot, J. 1982. Response functions. In M.K. Hughes, P.M. Nelly, J.R. Pilcher and V.C. La Marche, Jr. *Climate for tree rings*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 38-45.
- Hurrell, J.W., van Loon, H. 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36(3-4), 301-326. doi:10.1023/A:1005314315270
- England, J.F., Jarrett, R.D., Salas, J.D. 2003. Data-based comparisons of moments estimators using historical and paleoflood data. *Journal of Hydrology*, 278(1-4), 172-196. doi:10.1016/S0022-1694(03)00141-0
- Estévez, J., Gavilán, P., Giráldez, J.V., 2011. Guidelines on validation procedures for meteorological data from automatic weather stations. *Journal of Hydrology*, 402(1-2), 144-154. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.02.031
- Fiebrich, C.A., Morgan, C.R., McCombs, A.G., Hall, P.K., McPherson, R.A. 2010. Quality assurance procedures for mesoscale meteorological data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(10), 1565-1581. doi:10.1175/2010JTECHA1433.1
- Fraedrich K, Larnder C. 1993. Scaling regimes of composite rainfall time series. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology and Oceanography* 45(4), 289-298. doi:10.1034/j.1600-0870.1993.t01-3-00004.x
- Francés, F., Vélez, I., Vélez, J. 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1-2), 226-240. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.032
- García-Marín, A.P., Jiménez-Hornero, F.J., Ayuso-Muñoz, J.L. 2008. Multifractal analysis as a tool for validating a rainfall model. *Hydrological Processes*, 22(14), 2672-2688. doi:10.1002/hyp.6864
- García-Marín, A.P., Ayuso-Muñoz, J.L., Jiménez-Hornero F.J., Estévez, J. 2013. Selecting the best IDF model by using the multifractal approach. *Hydrological Processes*, 27(3), 433-443. doi:10.1002/hyp.9272
- González, J., Valdés, J. 2003. Bivariate drought recurrence analysis using tree-ring reconstructions. *Journal of Hydrologic Engineering*, 8(5), 247-257. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(2003)8:5(247)
- González, J., Valdés, J. 2006. New drought frequency index: Definition and comparative performance analysis. *Water Resources Research*, 42(11), W11421. doi:10.1029/2005WR004308
- GRDC. 2014. http://www.bafg.de/GRDC/EN/02_srvcs/services_node.html Global Runoff Data Center website, Koblenz, Germany (ultima visita 24/5/2014).

- Kantelhardt, J.W., Koscielny-Bunde E., Rybski, D., Braun, P., Bunde, A., Havlin, S. 2006. Long-term persistence and multifractality of precipitation and river runoff records. *Journal of geophysical research-atmospheres* 111(D1), D01106. doi:10.1029/2005JD005881
- Kavetski, D., Kuczera, G., Franks, S.W. 2006. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling: 1. Theory. *Water Resources Research*, 42(3), W03407. doi:10.1029/2005WR004368
- Kiely, G., Ivanova, K. 1999. Multifractal analysis of hourly precipitation. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere* 24(7), 781-786. doi:10.1016/S1464-1909(99)00080-5
- Knight, J.H. 2005. Improving the Dupuit-Forchheimer groundwater free surface approximation. *Advances Water Resources*, 28(10), 1048-1056. doi:10.1016/j.advwatres.2005.04.014
- Kravchenko, A.N., Boast, C.W., Bullock, D.G. 1999. Multifractal analysis of soil spatial variability. *Agronomy Journal* 91(6), 1033-1041. doi:10.2134/agronj1999.9161033x
- Kravchenko, A.N., Bullock, D.G., Boast, C.W. 2000. Joint Multifractal Analysis of Crop Yield and Terrain Slope. *Agronomy Journal* 92(6), 1279-1290. doi:10.2134/agronj2000.9261279x
- Labat, D., Mangin, A., Ababou, R. 2002. Rainfall-runoffs relations for karstic springs: multifractal analyses. *Journal of Hydrology*, 256(3-4), 176-195. doi:10.1016/S0022-1694(01)00535-2
- Ladoy, P., Schmitt, F., Schertzer, D., Lovejoy, S. 1993. The multifractal temporal variability of Nimes rainfall data. *Comptes Rendus del Academie des Sciences Serie II*, 317(6), 775-782.
- Lee, C.K., 2002. Multifractal characteristics in air pollutant concentration time series. *Water, Air, & Soil Pollution*, 135(1-4), 389-409. doi:10.1023/A:1014768632318
- López-Lineros, M., Estévez, J., Giráldez, J.V., Madueño, A. 2014. A new quality control procedure based on non-linear autoregressive neural network for validating raw river stage data. *Journal of Hydrology*, 510, 103-109. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.12.026
- Mandelbrot B. 1975. *Les objets fractals: forme, hazard et dimension*. Flammarion, Paris, France.
- Moreno Pérez, M.F., Serrano Gómez, A., Roldán Cañas, J., Rueda Sánchez, S. 2014. Application of interception models in a watershed with Mediterranean type climate. European Geosciences Union General Assembly, Viena.
- Moreno Pérez, M.F., Woolhiser, D.A., Roldán-Cañas, J. 2014. Effects of parameter perturbation on daily precipitation models in Southern Spain using the NAO index. *International Journal of Climatology*, 34(8), 2556-2572. doi:10.1002/joc.3858.
- Mulvaney, T.J. 1850. On the use of self registering rain and flood gauges. *Proceedings - Institution of Civil Engineers*. 4, 1-8, Dublin, Ireland.
- Nikopoulos, E.I., E.N. Anagnostou, F. Hossain, M. Gebremichael, and M. Borga, 2010. Understanding the Scale Relationships of Uncertainty Propagation of Satellite Rainfall through a Distributed Hydrologic Model. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2), 520-532. doi:10.1175/2009JHM1169.1
- Olsson, J., Burlando, P. 2002. Reproduction of temporal scaling by rectangular pulses rainfall model. *Hydrological Processes*, 16(3), 611-630. doi:10.1002/hyp.307
- Over, T.M., Gupta, V.K. 1994. Statistical analysis of mesoscale rainfall: dependence of a random cascade generator on large scaling forcing. *Journal of Applied Meteorology*, 33(12), 1526-1543. doi:10.1175/1520-0450(1994)033<1526:SAOMRD>2.0.CO;2
- Peel, M.C., McMahon, T.A., Finlayson, B.L. 2002. Variability of annual precipitation and its relationship to the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15(5), 545-5. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0545:VOAPAI>2.0.CO;2
- Pérez Arellano, R., Roldán Cañas, J. y Moreno Pérez, M.F. 2014. Influencia meteorológica en la interceptación de la lluvia en Pinus Pinea y Cistus Ladanifer. *XXXII Congreso Nacional de Riegos, 10-12 Junio, 2014*, Madrid, España.
- Pokhrel, P., Gupta, H.V. 2010. On the use of spatial regularization strategies to improve calibration of distributed watershed models. *Water Resources Research*, 46(1), W01505. doi:10.1029/2009WR008066

- Lamb, H.H. 1972. *Climate: Past, Present and Future*. Richard Clay (The Chaucer Press) Ltd. Bungay, Suffolk UK.
- Lumbroso, D., Gaume, E. 2012. Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges. *Journal of Hydrology*, 414, 16-30. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.048
- Reed, S., DMIP Participants, 2004. Overall distributed model intercomparison project results. *Journal of Hydrology*, 298(1-4), 27-60. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.031
- Roldán J., Woolhiser, D.A. 1982. Stochastic daily precipitation models. 1. A comparison of occurrence processes. *Water Resources Research*, 18(5), 1451-1459. doi:10.1029/WR018i005p01451
- Rushton, K.R., Youngs, E.G. 2010. Drainage of recharge to symmetrically located downstream boundaries with special reference to seepage faces. *Journal of Hydrology*, 380(1-2), 94-103. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.10.026
- Schertzer, D., Lovejoy, S. 1987. Physical modelling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling multiplicative processes. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 92(D8), 9693-9714. doi:10.1029/JD092iD08p09693
- Serrat-Capdevila, A., Valdés, J.B., Stakhiv, E.Z. 2013. Water Management Applications for Satellite precipitation products: Synthesis and Recommendations. *Journal of the American Water Resources Association*, 50(2), 509-525. doi:10.1111/jawr.12140
- Shiklomanov, A.I., Lammers, R.B., Vörösmarty, C.J. 2002. Widespread Decline in Hydrological Monitoring Threatens Pan-Arctic Research. *EOS Transactions*, 83(2):13-17. doi:10.1029/2002EO000007
- Singh, V.P., Frevert, D.K. 2002a. *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*. Water Resources Publications. Littleton, Colorado, USA, 950 pages.
- Singh, V.P., Frevert, D.K. 2002b. *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications. Littleton, Colorado, USA, 891 pages.
- Sivakumar B. 2001. Is a chaotic multi-fractal approach for rainfall possible? *Hydrological Processes*, 15(6), 943-955. doi:10.1002/hyp.260
- Smithand, M., DMIP Participants. 2013. The Distributed Model Intercomparison Project- Phase 2: Experiment Design and Summary Results of the Western Basin Experiments. *Journal of Hydrology*, 507, 300-329. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.08.040
- Stokstad, E., 1999. Scarcity of Rain, Stream Gages Threatens Forecasts. *Science*, 285(5431), 1199-1200. doi:10.1126/science.285.5431.1199
- Strack, O.D.L., Barnes, R.J., Verrujit, A. 2006. Vertically integrated flows, discharge potential, and the Dupuit-Forchheimer approximation. *Ground Water*, 44(1), 72-75. doi:10.1111/j.1745-6584.2005.00173.x
- Svensson, C., Olsson, J., Berndtsson, R. 1996. Multifractal properties of daily rainfall in two different climates. *Water Resources Research*, 32(8), 2463-2472. doi:10.1029/96WR01099
- Tessier Y, Lovejoy S, Schertzer D. 1993. Universal Multifractals: Theory and Observations for Rain and Clouds. *Journal of Applied Meteorology*, 32(2), 223-250. doi:10.1175/1520-0450(1993)032<0223:UMTAF>2.0.CO;2
- Tessier, Y., Lovejoy, S., Hubert, P., Schertzer, D., Pecknold, S. 1996. Multifractal analysis and modelling of rainfall and river flows and scaling, causal transfer functions. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D21), 26427-26440. doi:10.1029/96JD01799
- Till, C., Guiot, J. 1990. Reconstruction of precipitation in Morocco since 1100 A.D. based on *Cedrus atlantica* tree-ring widths. *Quaternary Research*, 33(3), 337-351. doi:10.1016/0033-5894(90)90060-X
- Trigo, R.M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T.J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., Esteban-Parra, M.J. 2004. North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 24(8), 925-944. doi:10.1002/joc.1048
- Valente, F., David, J., Gash, J. 1997. Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models. *Journal of Hydrology*, 190(1-2), 141-162. doi:10.1016/S0022-1694(96)03066-1

- Veneziano, D., Furcolo, P. 2002. Multifractality of rainfall and scaling of intensity-duration-frequency curves. *Water Resources Research* 38(12), 42_1-42_12. doi:10.1029/2001WR000372
- Veneziano, D., Langousis, A. 2005. The areal reduction factor: A multifractal analysis. *Water Resources Research*, 41(7), 1-15, doi: 10.1029/2004WR003765.
- Vieux, B.E., Cui, Z., Gaur, A. 2004. Evaluation of a physics-based distributed hydrologic model for flood forecasting. *Journal of Hydrology*, 298(1-4), 155-177. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.03.035
- WMO. 2010. *Manual on the global observing system*. World Meteorological Organization, WMO-No. 544, Vol.1, Ginebra, Suiza.
- Woodhouse, C.A., Gray, S.T., Meko, D.M. 2006. Updated streamflow reconstructions for the upper Colorado River basin. *Water Resources Research*, 42(5), 1-16. doi:10.1029/2005WR004455
- Woolhiser, D.A. 1992. Modelling daily precipitation- Progress and problems. *In: Statistics in the environmental and Earth sciences*, A. Walden and P. Guttorp, Eds., Edward Arnold, London, 71-89.
- Youngs, E.G., Rushton, K.R. 2009. Dupuit-Forchheimer analyses of steady-state water table heights due to accretion in drained lands overlaying undulating sloping impermeable beds. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135(4), 467-473. doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000096