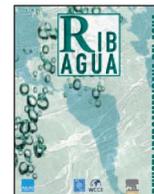




RIBAGUA

www.elsevier.es/ribagua



Original

Análisis del impacto del cambio climático en el ciclo de sedimentos de la cuenca del río Ésera (España) mediante un modelo hidrológico distribuido

F. Francés^{a,*} y G. Bussi^b^a Instituto Universitario de Investigación de Ingeniería del Agua y del Medio Ambiente (IIAMA), Universitat Politècnica de València, Valencia, España^b School of Geography and the Environment, University of Oxford, Reino Unido

INFORMACIÓN DEL ARTÍCULO

Historia del artículo:

Recibido el 12 de mayo de 2014

Aceptado el 11 de agosto de 2014

Palabras clave:

Cambio climático

Erosión de cuenca

Modelación distribuida

Sedimentación de embalses

TETIS

RESUMEN

En este trabajo, se ha aplicado el modelo distribuido del ciclo hidrológico y de sedimentos TETIS en la cuenca del río Ésera (España) con el objetivo de analizar el efecto del cambio climático sobre la dinámica de los sedimentos en la cuenca y en el aterramiento del embalse de Barasona que la drena. La implementación del submodelo de sedimentos se ha realizado utilizando como referencia los volúmenes de sedimentos depositados en el embalse medidos a partir de tres batimetrías históricas. Para analizar los efectos del cambio climático se han usado como entrada del modelo las series de precipitación y temperatura del proyecto PRUDENCE para los escenarios climáticos actual y futuros A2 y B2. De los resultados de las simulaciones con TETIS se puede concluir que las aportaciones de caudal tenderán a disminuir en el futuro, como consecuencia directa de la disminución de la precipitación, una mayor evapotranspiración potencial y una menor humedad del suelo en la cuenca. A pesar de la tendencia a una mayor torrencialidad de la precipitación, los resultados del modelo indican que las crecidas también tienden a disminuir, de forma más pronunciada para el escenario A2 que para el escenario B2, debido a la fuerte disminución en la humedad del suelo ya mencionada. Por otra parte, el transporte de sedimentos tiende a disminuir para el escenario A2 y a aumentar para el escenario B2. Esto se refleja en las tasas de aterramiento del embalse de Barasona, en el que para el escenario B2 no se prevén modificaciones relevantes con respecto a la situación del clima actual, mientras que para el escenario A2 se espera una vida útil significativamente más larga.

© 2014 IAHR y WCCE. Publicado por Elsevier España, S.L.U. Todos los derechos reservados.

Analysis of the impact of Climate Change in the Sediment Cycle of the Esera River catchment (Spain) using a distributed hydrological model

ABSTRACT

In this study, the distributed hydrological and sedimentological model TETIS was applied in the Ésera River catchment (Spain). The aim of this study was to analyze the effect of Climate Change on the sediment dynamics in the catchment and the siltation of Barasona reservoir that drains it. The implementation of the sediment sub-model was performed using the volumes of sediment deposited in the reservoir and measured from three historical bathymetries as reference. To analyze the effects of Climate Change, the precipitation and temperature series obtained from the PRUDENCE project, for the current and future A2 and B2 climate scenarios have been used as model inputs. From the results of the simulations with TETIS, it can be concluded that the flow discharges tend to decrease in the future as a direct result of reduced precipitation, increased potential evapotranspiration and reduced soil moisture within the catchment. Despite the trend towards more torrential rainfall, model results indicate that floods will also tend to decrease, more markedly for the A2 scenario than for the B2 scenario, due to the large decrease in soil moisture already mentioned. Moreover, sediment transport tends to decrease for the A2 and increase for the B2 scenario. This situation is reflected in the siltation rates of Barasona reservoir, wherein for B2 no substantial changes are expected, as compared to the situation of the current climate condition, whereas for the A2 scenario a significantly longer service life is expected.

© 2014 IAHR y WCCE. Published by Elsevier España, S.L.U. All rights reserved.

Keywords:

Catchment erosion

Climate change

Distributed modelling

Reservoir siltation

TETIS

* Autor para correspondencia.

Correo electrónico: ffrances@upv.es (F. Francés).

1. Introducción

Es claro el esfuerzo realizado en las últimas décadas para evaluar y analizar el impacto del cambio climático en el ciclo hidrológico; véase para ello cualquiera de los informes del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), desde el primero [1] hasta el más reciente [2]. Aunque en menor medida, también se han estudiado los efectos sobre el ciclo de sedimentos, dada la importancia que tienen los fenómenos de erosión del suelo y de su depositación en muchos lugares de la Tierra [3]. Cabe esperar que el incremento global de la temperatura suponga cambios en la extensión, la frecuencia y la magnitud de la erosión del suelo y de la depositación de sedimentos [4,5]. De hecho, ya se tienen noticias de estos cambios en diversos lugares del planeta, aunque en sentidos opuestos. Así, por ejemplo, Zhao *et al* [6] han observado en la Meseta de Loess, en China, una reducción significativa de los caudales líquidos y sólidos de sus ríos asociada con el cambio climático. Por el contrario, Foster *et al* [7] reportan un claro incremento de la producción de sedimentos en las cuencas de la región del Karoo, en Sudáfrica, claramente enlazado con el incremento en la frecuencia y magnitud de los eventos de fuertes precipitaciones, entre otros factores.

Los efectos del cambio climático sobre el ciclo de los sedimentos pueden clasificarse en: efectos en la cuenca, también denominados internos, y en efectos fuera de la cuenca, o externos [3]. Efectos internos son, por ejemplo, la pérdida de suelo y la disminución de la productividad del mismo, que afecta especialmente a áreas altamente erosionables como son las tropicales y subtropicales. Entre los efectos externos se pueden citar el incremento de la frecuencia de flujos hiperconcentrados, la mayor incorporación de contaminantes en el agua y el acortamiento de la vida de los embalses debido a una aceleración de su colmatación.

Estos problemas son de especial interés en el área mediterránea, dada la alta sensibilidad de sus ecosistemas a las alteraciones tanto naturales como inducidas por el hombre. Diversos estudios concluyen de forma bastante unánime que en el Mediterráneo occidental habrá una disminución general de la precipitación y escorrentía medias (por ejemplo, puede consultarse [8]), unida a un incremento de la torrencialidad de las tormentas extremas (véase, por ejemplo [9]). Sin embargo, solo un reducido número de artículos han analizado el impacto del cambio climático en el ciclo de los sedimentos en las cuencas mediterráneas. Así, Lavee *et al* [10] analizaron la evolución del cambio de suelo y de la erosión de un transecto mediterráneo sometido a condiciones climáticas cambiantes, mientras que Cerdà [11] demostró que los eventos de escorrentía superficial pueden incrementarse con una reducción de la precipitación media anual y, por tanto, también de la producción de sedimentos.

Debido a su complejidad y alta no linealidad, la forma más habitual para la evaluación de los efectos del cambio climático en los ciclos del agua y los sedimentos es mediante modelación matemática. En particular, los modelos determinísticos distribuidos en el espacio pueden explicar mejor los cambios en la redistribución de sedimentos y en la modificación de las zonas de erosión y depositación debido a cambios en el uso de suelo [12]. Ya a finales del siglo pasado, diferentes modelos distribuidos de sedimentos han sido acoplados con predicciones re-escaladas de escenarios climáticos [13,14]. Y más recientemente, Nunes *et al* [15] y Bangash *et al* [16] han aplicado esta metodología también a la evaluación de las modificaciones del ciclo de sedimentos debido al cambio climático en el Mediterráneo.

Desafortunadamente, el principal problema en la aplicación práctica de modelos matemáticos es la escasa disponibilidad de observaciones continuas del flujo de sedimentos que permitan una correcta calibración y validación de los parámetros del modelo [17], fuera de las escasas y pequeñas cuencas experimentales. Por tanto, la utilización de información escasa o difusa [18,19] y de modelos distribuidos con una mayor posibilidad de explotación de la información espacial se hace obligatoria para poder realizar una implementación adecuada

de un modelo matemático. Desde este punto de vista, los datos de los volúmenes de sedimentos retenidos en lagos y embalses se han convertido en una valiosa fuente de información a escala tanto regional como local [20-22].

2. Objetivos y metodología

Ya se ha mencionado como un fenómeno relacionado con el ciclo de sedimentos la colmatación de embalses, que puede convertirse en un problema en cuencas muy erosivas, como las que se encuentran en la media y alta montaña. Se estima que en el mundo pierden de media al año alrededor del 0,75% de su capacidad debido a este fenómeno, no siendo extraño alcanzar valores del 5% anual [23]. Es decir, con ese grado de velocidad de aterramiento estos embalses pueden quedar inoperativos en menos de 20 años. Y en realidad, este ha sido el principal objetivo de este trabajo, en el que se pretende analizar el efecto del cambio climático sobre la erosión y el transporte de sedimentos de una cuenca altamente erosionable como la cuenca del Río Ésera (España), y sus efectos sobre la sedimentación del embalse de Barasona, que drena la cuenca mencionada y que ha presentado problemas históricos de aterramiento. En la medida que el ciclo de sedimentos está acoplado al ciclo hidrológico, es necesaria la modelización conjunta de ambos y, como también se verá en la presentación de los resultados de este trabajo, cabe esperar que en gran medida las modificaciones futuras en el ciclo de sedimentos se expliquen por las modificaciones en las variables de estado hidrológicas y en las interacciones entre ellas.

El esquema metodológico seguido para alcanzar este objetivo se esquematiza y resume en la figura 1. El primer paso es la selección de cuál o cuáles son los escenarios futuros de emisión de CO₂ más razonables o recomendados oficialmente. Habitualmente se adoptan alguno o algunos de los definidos por el *Special Report on Emissions Scenarios* (SRES) [24], que indican diferentes posibilidades de evoluciones socioeconómicas del planeta en función del grado de globalización y de adopción de medidas de sostenibilidad y de defensa del medioambiente. Estas diferentes posibilidades dan lugar a cuatro escenarios futuros principales: desde el más pesimista A2 al más optimista B1, pasando por los escenarios intermedios A1 y B2. Teniendo en cuenta la escala de trabajo en modelación hidrológica, en una segunda etapa, además del modelo climático global, hay que seleccionar el modelo regional con el reescalado adecuado de las series de precipitación y temperatura y que cubra la cuenca de estudio. Desafortunadamente, las series generadas por los modelos climáticos tienen una no despreciable incertidumbre, que además es variable en el espacio, por lo que es necesario contar con los resultados de más de un modelo regional para proceder a la selección del mejor de ellos y, frecuentemente, corregir las series correspondientes. Esta selección y corrección se realizan comparando los resultados de los modelos climáticos en condiciones de emisión actuales con las observaciones históricas en lo que se denomina “período de control”. Dado que la comparación día a día no tiene sentido, esta se tiene que hacer siempre estadísticamente: los modelos climáticos no pretenden la predicción de la meteorología del pasado o del futuro, sino del clima. En paralelo hay que implementar el modelo hidrológico en la cuenca de estudio, que será alimentado con las series corregidas de precipitación y temperatura del modelo climático seleccionado en los escenarios actuales y futuros. El análisis y la comparación entre los resultados de estos escenarios permitirán obtener conclusiones respecto de la evolución futura del ciclo hidrológico y de sedimentos y la adopción de las decisiones más adecuadas.

El modelo de agua y sedimentos que se ha utilizado en este trabajo es el TETIS. Se trata de un modelo conceptual, con parámetros de base física, distribuido en el espacio mediante la división del mismo en celdas cuadradas, y la integración numérica de sus ecuaciones se realiza mediante diferencias finitas. Este modelo se ha desarrollado en la

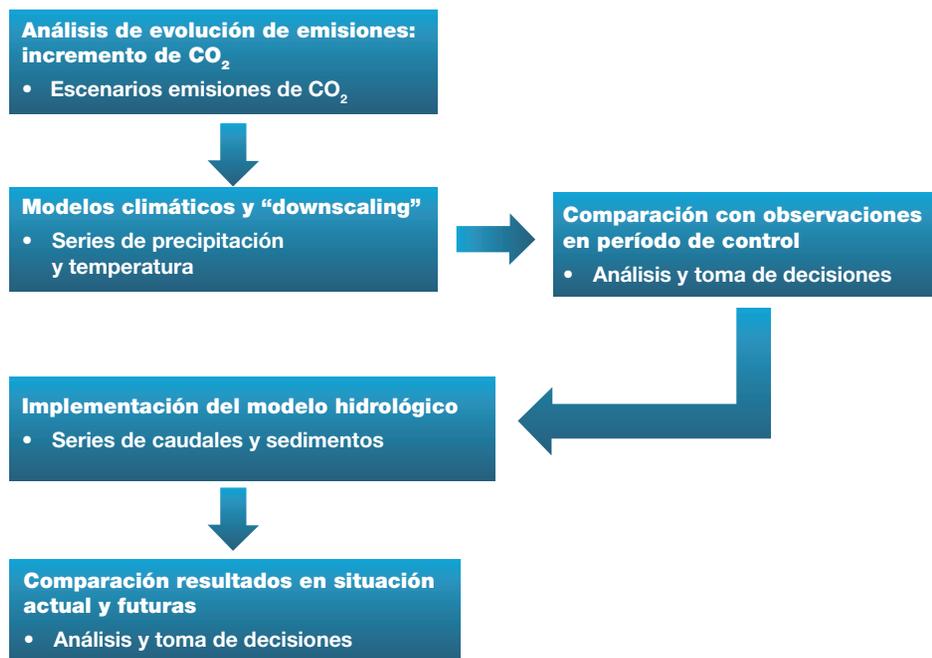


Figura 1. Esquema de la metodología seguida en este trabajo para el análisis del impacto del cambio climático.

Universitat Politècnica de València (España) a lo largo de los últimos 15 años, es de libre distribución en su versión para PC y ha sido ampliamente utilizado en España y otros países del mundo. Durante su ya prolongada vida, TETIS se ha implementado en cuencas de todo tamaño, desde menores de 1 km² (en trabajos de investigación en diversas cuencas experimentales) hasta los 98,5 km² del río Ródano en Francia, con resoluciones espaciales de 30 a 500 m y cubriendo un amplio rango de climas, desde el clima semiárido hasta el húmedo, con aplicaciones también en climas alpinos (véanse, por ejemplo [25-28]). Teniendo en cuenta los objetivos de este trabajo y la información disponible, se decidió que el modelo TETIS trabajase en la cuenca del río Ésera con una discretización en celdas de 100 m y paso temporal diario.

3. El caso de estudio: principales características e información hidrometeorológica

La cuenca del río Ésera se localiza en el norte de España, en el Pirineo central (Fig. 2), y es un afluente secundario del río Ebro por su margen izquierda. Es una cuenca altamente erosionable, debido a sus fuertes pendientes y a la presencia de amplias zonas de suelos margosos degradados, que han dado lugar a un paisaje de cárcavas (o *badlands*, en inglés) en su tercio central. La cuenca tiene una superficie de 1,51 km² y drena al embalse de Barasona, construido en 1932 con una capacidad inicial de 70 Hm³. Como prueba de las elevadas tasas de erosión de la cuenca, el embalse fue perdiendo su capacidad por la acumulación de sedimentos, por lo que fue recrecido por este motivo en 1973 y ha sido objeto de dragado mediante vaciado brusco de embalse en diversas ocasiones a lo largo de las décadas de 1970 y 1990. La capacidad del embalse recrecido sin sedimentos es de 92,2 Hm³, mientras que en la última batimetría de 2007 se estimó que su capacidad útil era de 75,2 Hm³.

La geología de la cuenca es compleja y está organizada en estructuras orientadas de oeste-noroeste a este-sur-este. Los principales tipos litológicos son calizas y areniscas en las zonas de cabecera, calizas y areniscas en la zona intermedia con una banda de margas que da lugar al paisaje de cárcavas ya mencionado y, finalmente, son los conglomerados y las calizas los que dominan en el tercio inferior de la cuenca del río Ésera. El resultado son una mayoría de suelos estrechos

de texturas limo-arcillosa y areno-arcillosa con bajo contenido de materia orgánica.

La cuenca presenta elevados relieves, desde los 400 m sobre el nivel del mar (s.n.m.) al pie del embalse de Barasona, hasta los 3.400 m s.n.m. del macizo de la Maladeta, con fuertes pendientes en su cabecera, donde el paisaje es el típico de alta montaña con pastos y zonas de escasa vegetación, que dan lugar a bosques de pino y matorrales en las zonas menos elevadas. En la parte intermedia de la cuenca son frecuentes las zonas cultivadas de secano, mientras que la cuenca baja es dominada por cultivos de regadío en parcelas de escaso tamaño, alternados con pequeñas zonas urbanas. Desde los años 50 hasta los 80 del siglo pasado, se ha producido una regresión de los cultivos de secano por abandono, lo que ha dado lugar a un incremento progresivo de las zonas de matorral, en una primera instancia, y boscosas a más largo plazo [29,30]. El resultado es que actualmente la cuenca tiene una cubierta del suelo con predominancia del bosque de pinos (34%), seguido de la superficie de matorral (27%), pastos y herbazales (12%) y cultivos de secano (10%), mientras que el resto de la cuenca está constituida por una mezcla de pequeñas poblaciones y sus cultivos asociados. Para no introducir la evolución de los usos del suelo en la modelización hidrológica y de sedimentos (con los consiguientes cambios de parámetros a lo largo del tiempo), se ha utilizado en la implementación del modelo TETIS el período de 1997 a 2008.

El clima de la región se caracteriza por la existencia de componentes de clima tanto oceánico como mediterráneo, con un predominio de este último, con inviernos relativamente secos y episodios de tormentas torrenciales en verano. La precipitación media en la cuenca es de 642 mm³ al año, siendo los meses más lluviosos los de primavera y otoño. La temperatura media es de 10°C, con un régimen nival por encima de los 1.600 m s.n.m. (lo que constituye un porcentaje significativo de la superficie de la cuenca), mientras que la evapotranspiración potencial media es de 601 mm. El resultado es un régimen hidrológico influenciado por los procesos primaverales de fusión de nieve y de mayor precipitación, con caudales mínimos al final del verano, aunque con posibilidad de crecidas relámpago en esta época del año.

La cuenca del río Ésera está monitorizada por varios organismos de la administración española, como son la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), en el caso de los datos de precipitación y temperatura diarios, y el Sistema Automático de Información Hidrológica de la

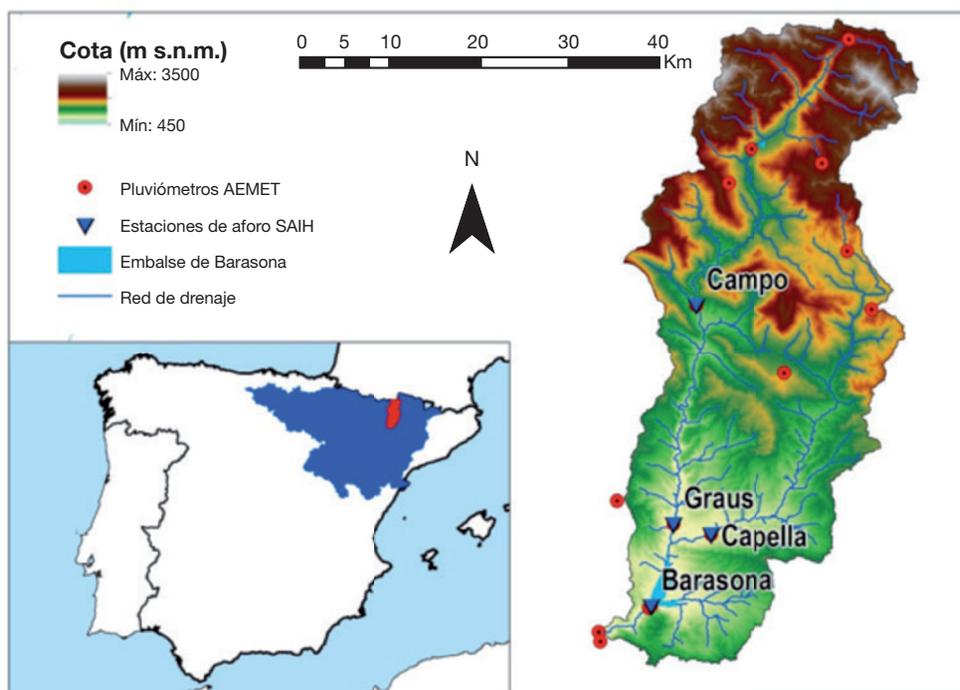


Figura 2. A la izquierda, localización de la cuenca del río Ésera (rojo) dentro de la cuenca del Ebro (azul) en España. A la derecha, el MED con la localización de pluviómetros de AEMET, estaciones de aforo del SAIH-CHE y del embalse.

Confederación Hidrográfica del Ebro (SAIH-CHE), para los datos de caudal, niveles de embalse y precipitación con discretización quince-minutal (Fig. 2). En este trabajo se han utilizado los datos del SAIH-CHE de caudales y de la AEMET para la lluvia. Además, existen varias batimetrías del embalse de Barasona realizadas por el Centro de Estudios Hidrográficos del Centro de Estudios Experimentales de Obras Públicas (CEH-CEDEX) y por la Universidad de Lérida.

En realidad, los datos meteorológicos de entrada se han obtenido del conjunto de datos *Spain02* [31]. Este conjunto está formado por mapas de precipitación y temperatura diaria que cubren toda España, con resolución de 20 x 20 km y que van desde 1950 hasta 2008, interpolados y corregidos a partir de la información puntual de la AEMET.

4. Implementación del modelo hidrológico

4.1. Descripción del modelo

El submodelo hidrológico de TETIS [25] está basado en una estructura de tanques en cada celda, interconectados vertical y horizontalmente y que representan los procesos de ladera y acuífero (tanque T4), como se esquematiza en la figura 3. La ladera se subdivide a su vez en cinco tanques que se corresponden con el manto de nieve (T0), intercepción (T6), superficie (T2) y las zonas capilar (T1) y gravitacional (T3) del suelo. El resultado es la representación de la mayoría de los procesos hidrológicos, que se indican en la figura 3. Aunque las ecuaciones que definen todos estos procesos pueden ser modificables, en la mayor parte de las aplicaciones prácticas han funcionado de forma excelente las versiones más simples (tanques lineales y umbrales de capacidad de flujo) con un total de ocho parámetros hidrológicos de celda. Las entradas del modelo son la precipitación, la evapotranspiración potencial y la temperatura.

La escorrentía directa, el interflujo y el flujo base se conectan con la red fluvial (conceptualizada con un tanque T5, no representado en la Fig. 3), como se indica en la figura 4, mediante la definición de dos umbrales de áreas de drenaje. La red fluvial se divide en cárcavas y

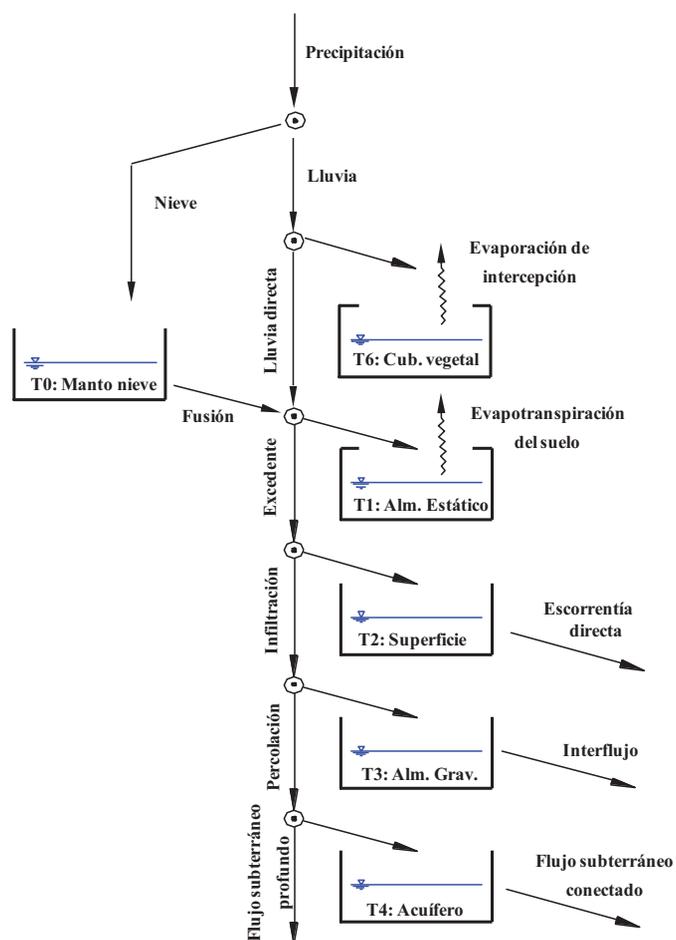


Figura 3. Esquema conceptual del ciclo hidrológico para una celda en el modelo TETIS v8.

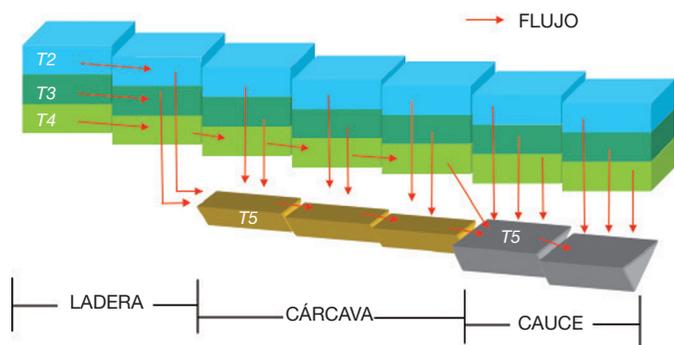


Figura 4. Esquema de las conexiones horizontales en el modelo TETIS v8, con división en laderas, cárcavas y cauces.

cauces, de tal forma que pueden tener parametrizaciones diferentes a efectos de la propagación del agua y de los procesos de erosión y transporte de los sedimentos en la red fluvial. Las laderas (y, por tanto, la escorrentía directa y el interflujo que circulan por ella) se conectan a la red de cárcavas, y solo cuando aparece un flujo permanente proveniente de la conexión del flujo base de los acuíferos se tiene la red de cauces. La propagación en la red fluvial se resuelve con la hipótesis de la onda cinemática, estimando las características hidráulicas en todas las celdas mediante relaciones morfométricas de tipo potencial en lo que se denomina onda cinemática geomorfológica [25].

En realidad, el modelo TETIS tiene una estructura separada de sus parámetros efectivos, de tal forma que el valor efectivo en una celda de un parámetro determinado es el resultado de la multiplicación del valor del mapa correspondiente estimado inicialmente por un factor corrector que es común para todas las celdas [25]. De esta forma, el número de variables que se han de calibrar se reduce drásticamente, ya que son solo nueve los factores correctores (ocho de procesos de celda y uno de propagación en la red fluvial) que se han de calibrar en vez de nueve veces el número total de celdas de la cuenca. Con ello se facilita enormemente la etapa de calibración del modelo y, además, es posible aplicar algoritmos de optimización automática para la búsqueda de un conjunto de factores correctores óptimo. Para esto último, TETIS utiliza el algoritmo SCE-UA (acrónimo de *Shuffled Complex Evolution* de la *University of Arizona*).

4.2. Calibración y validación

La primera fase en la implementación de un modelo distribuido es la estimación inicial de los mapas de sus parámetros a partir de la información espacial disponible. El Modelo de Elevación Digital (MED) se ha obtenido a partir del de 25 m del Instituto Geográfico Nacional, re-

escalándolo a 100 m y corrigiéndolo hidrológicamente forzando la red de drenaje del modelo de 25 m. A partir de él se han obtenido los mapas de dirección de drenaje, pendiente, celdas acumuladas y velocidad de ladera. Para la caracterización de la vegetación, los suelos y los acuíferos se emplearon el Mapa de Cubierta del Suelo Europeo CORINE correspondiente al año 2004 (1:100.000), el Mapa Geológico y de Permeabilidades de España del Instituto Geológico y Minero de España (1:200.000) y la Base de Datos Europea de Suelos ESDB2 (1:1.000.000) [32]. A partir de ellos se estimaron los mapas de: tipos de cubierta a efectos de la evapotranspiración, capacidad de infiltración, almacenamiento estático (suma de intercepción, charcos y suelo capilar) y permeabilidad del sustrato. Dada la escala diaria, se consideró suficiente utilizar los parámetros de propagación en la red fluvial estimados anteriormente para una cuenca de geomorfología similar.

Para comprobar la robustez espacial del modelo, la calibración no se realizó en el embalse de Barasona, sino aguas arriba del mismo en la estación de aforos de Capella, para el período desde el año 2005 hasta el 2008. Haciendo uso del algoritmo de calibración automática de TETIS con la función objetivo del índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe (NSE), se encontraron los factores correctores óptimos con un NSE de 0,72, lo que, teniendo en cuenta la escala algo grosera de la información espacial utilizada, puede considerarse como un resultado bueno. Se realizó la validación espacial en el resto de las estaciones y en el embalse para el período de calibración y espacio temporal en todas las estaciones para el período 1997-2008, con resultados satisfactorios (Fig. 5).

5. Implementación del submodelo de sedimentos

5.1. Descripción del submodelo

El submodelo del ciclo de sedimentos de TETIS [22,33] está adaptado del modelo CASC-2D de la *Colorado State University* [34]. La figura 6 representa el esquema conceptual del ciclo de sedimentos en ladera, por el cual en cada celda y para cada fracción considerada (arenas, limos y arcillas) se añaden tres tanques de sedimentos, que representan el material parental, depositado y transportado en suspensión hacia aguas abajo. El material erosionado se sitúa en el tanque de suspensión de aguas abajo, que sedimenta en el tanque de depósito en función de la velocidad de caída de cada fracción. En el caso de la red fluvial, se supone que el material base erosionable es el correspondiente a los depósitos anteriores [34], por lo que su conceptualización es como la de la ladera de la figura 6, pero sin el tanque de material parental.

Los procesos de erosión y transporte de sedimentos están basados en el balance entre la disponibilidad de cada fracción de sedimentos

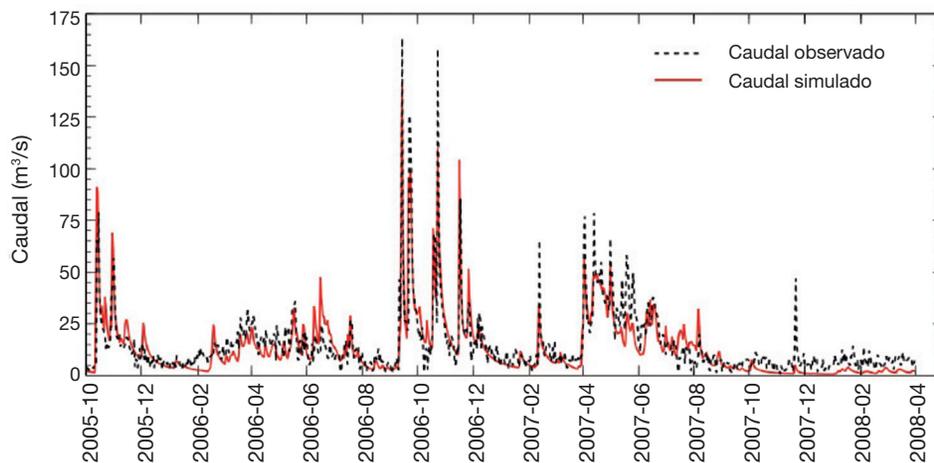


Figura 5. Validación espacial del modelo hidrológico diario en el embalse de Barasona con un índice de eficiencia de Nash y Sutcliffe de 0,72.

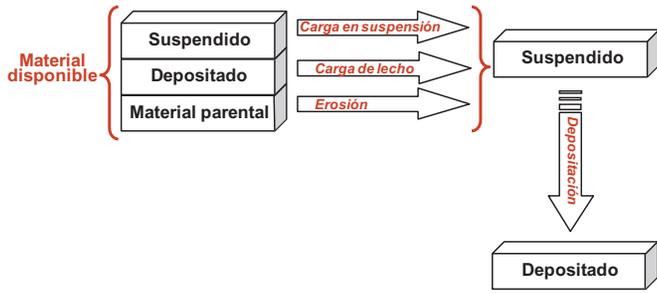


Figura 6. Esquema conceptual del ciclo de sedimentos en las celdas de ladera en TETIS v8.

en los tres tanques y la capacidad de transporte que se tenga en cada momento. La capacidad de transporte del flujo se calcula por medio de la ecuación de Kilinc y Richardson modificada [35] en el caso de tratarse de laderas, mientras que para la red fluvial se utiliza la más conocida ecuación de Engelund y Hansen [36], diferenciando entre cárcavas y canales. Lo interesante de la modificación de la ecuación de Kilinc y Richardson realizada por Julien [35] es la introducción de los factores de erosionabilidad, cubierta vegetal y prácticas de protección (K, C y P, respectivamente) de la conocida Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE). A efectos de los parámetros efectivos de este submodelo, se consideran tres factores correctores de la capacidad de transporte en ladera, cárcava y cauce, que también pueden ser calibrados automáticamente en TETIS [22].

5.2. Calibración y validación

La información espacial que requiere el submodelo de sedimentos es: un mapa de texturas, que se obtuvo a partir del mapa de la ya mencionada Base de Datos Europea de Suelos ESDB2; y los factores de la USLE utilizados, donde los factores C y K se obtuvieron a partir de estudios previos existentes sobre la erosionabilidad de la cuenca del río Ésera [21], suponiéndose igual a 1 el factor P. La resolución espacial tiene que ser necesariamente la misma que la del modelo hidrológico.

En esta aplicación con paso de tiempo diario, el submodelo de sedimentos se ha calibrado y validado a partir de la evolución histórica de la capacidad del embalse de Barasona, conocida a través de las batimetrías realizadas históricamente. Sin embargo, para estimar el volumen de sedimentos depositados en el fondo del embalse ha sido necesario tener en cuenta la densidad del material y su evolución temporal, así como la eficiencia de retención del embalse. La densidad del material se ha determinado utilizando las fórmulas de Miller [37] y los coeficientes de Lane y Koelzer [38] para depósitos casi siempre anegados. El proceso de consolidación de los sedimentos se ha reproducido calculando la densidad de los sedimentos depositados por cada año hidrológico, aumentando el valor de densidad año tras año a través de la misma fórmula de Miller [37]. La eficiencia de re-

tención se ha computado utilizando las curvas de Brune [39], donde el término dependiente de la capacidad del embalse se ha hecho variar de forma dinámica en función del volumen útil en el embalse en cada momento y de las aportaciones anuales de caudal, oscilando para el período histórico de simulación entre el 82% y el 84%.

La calibración de los tres factores correctores de las capacidades de transporte del submodelo de sedimentos se realizó utilizando el dato de sedimentos depositados entre las batimetrías de los años de 1998 y 2006, mientras que se validó con los sedimentos entre esta batimetría y la de 2007, con resultados también satisfactorios, como se puede observar en la figura 7, especialmente si se tiene en cuenta que se trata de la modelización de sedimentos. La textura de los sedimentos simulados en el embalse es de 5% de arena, 50% de limos y 45% de arcillas. Comparando este resultado con la textura medida en los sedimentos del embalse en la batimetría de 1986, se puede afirmar que la simulación es algo más arcillosa. Este resultado es explicable y podría ser mejorado si el coeficiente de retención obtenido con la curva de Brune [39] pudiera hacerse depender de la clase textural, ya que la retención lógicamente es menor cuanto menor es el tamaño del sedimento.

La simulación del período histórico de 1970 a 2008 con la cubierta del suelo actual da lugar a una producción de sedimentos muy variable en el tiempo y en el espacio. La producción anual de toda la cuenca oscila entre menos de una ton/ha/año en el año 2005, a las más de 80 ton/ha/año del año 1983, claramente en función de la magnitud y torrencialidad de las tormentas ocurridas cada año y de la humedad inicial del suelo antes de las mismas. La variabilidad espacial de la erosión media es incluso mayor, como se refleja en la figura 8, con una mayoría de la cuenca con tasas de producción de sedimentos menores a 1 ton/ha/año, pero con zonas por encima de las 1.000 ton/ha/año. En esta figura también se puede observar que las zonas simuladas de mayor producción se localizan en la parte central de la cuenca, coincidiendo con el paisaje de cárcavas y, por tanto, validando cualitativamente en el espacio el submodelo de sedimentos.

6. Escenarios de cambio climático

Para la definición de los escenarios de precipitación y temperatura en el clima futuro, en este trabajo se decidió utilizar los escenarios provenientes del proyecto PRUDENCE [40]. En este proyecto, distintos grupos de investigación europeos llevaron a cabo simulaciones con diferentes modelos de circulación global y modelos climáticos regionales para obtener campos espacialmente distribuidos sobre todo el territorio europeo de distintas variables meteorológicas, incluyendo precipitación y temperatura, con resolución de 50x50km. Estas simulaciones se realizaron tanto en condiciones atmosféricas y de emisión de CO₂ iguales a las actuales (para obtener una serie de referencia en el denominado "período de control" y que va de 1961 a 1990), como bajo condiciones de emisión creciente de CO₂. En este trabajo se seleccionaron los escenarios de emisión A2 y B2, tal y como están defi-

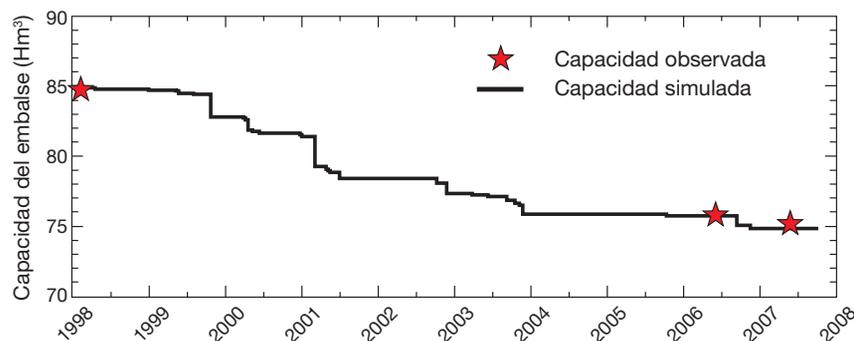


Figura 7. Evolución simulada de la capacidad útil del embalse de Barasona y la capacidad observada a partir de las batimetrías durante el período de simulación histórica 1998-2008.

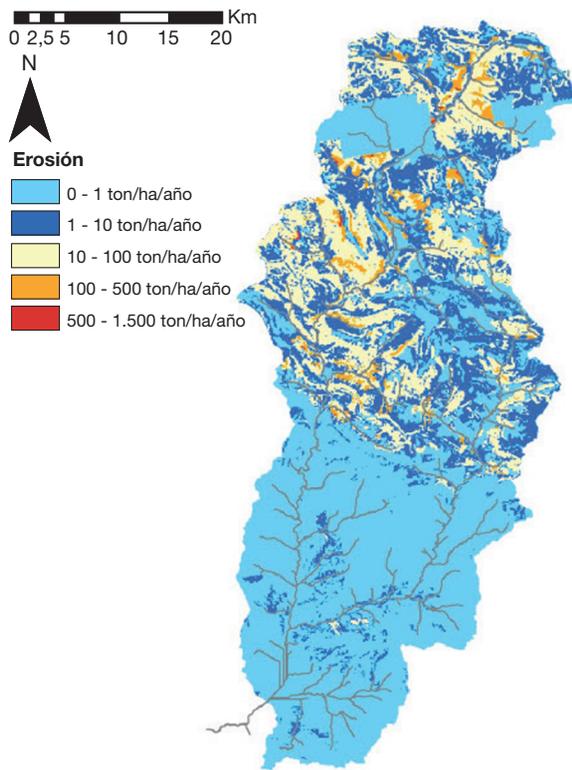


Figura 8. Mapa de erosión específica media en el período de simulación histórica 1970-2008, con la cubierta del suelo actual.

nidos por el SRES [24], para el período 2071 a 2100. El escenario A2 describe un mundo muy heterogéneo, caracterizado por una población mundial en continuo crecimiento, y en el que el crecimiento económico, así como el cambio tecnológico, están más fragmentados y son más lentos que en otros escenarios. El escenario B2 describe un mundo en el que predominan las soluciones locales a la sostenibilidad económica, social y medioambiental, es un mundo cuya población aumenta progresivamente a un ritmo menor que en A2, con unos niveles de desarrollo económico intermedios, y con un cambio tecnológico menos rápido y más diverso que en las líneas evolutivas B1 y A1. En otras palabras, A2 es la previsión más pesimista para el mundo futuro, mientras que B2 es menos pesimista que la anterior (aunque

no la más optimista). Estos escenarios se escogieron porque son los que utiliza habitualmente la administración española de forma oficial (véase, por ejemplo [41]).

Entre los diferentes modelos climáticos del proyecto PRUDENCE, y tras un análisis del régimen pluviométrico estacional en la cuenca de estudio, se decidió emplear los resultados elaborados por el Centro Nacional de Meteorología francés, obtenidos con el modelo global HadAM3 y el modelo regional ARPEGE. Este modelo, como todos los modelos climáticos, proporciona campos de precipitación diaria que pueden contener una distorsión importante con respecto a la precipitación observada, debido tanto a errores en los modelos como a la escala de trabajo que utilizan, por lo que es necesario corregirlas. En el caso de la cuenca del río Ésera, se observa que la precipitación elaborada por el modelo climático ARPEGE infravalora la precipitación observada, especialmente los valores más elevados, como se muestra en la figura 9 (izquierda), en la que se comparan los valores de precipitación diaria media areal ordenados de menor a mayor del modelo climático seleccionado y observados en Spain02 para el período de control de 1961 a 1990 (serie “precipitación sin corrección”). A la vista de esta comparación, denominada en inglés *q-q plot*, se decidió corregir linealmente los datos del modelo climático, obteniendo la serie “precipitación corregida”, que se muestra también en la misma figura 9 (izquierda). Una corrección similar se realizó con las temperaturas diarias.

La corrección de la precipitación y la temperatura del período de control ha sido también validada en términos de su efecto sobre los caudales máximos anuales. Para ello, se han utilizado los valores corregidos del modelo climático como entrada del modelo TETIS, y comparando los máximos diarios obtenidos de este proceso de modulación con la resultante del modelo TETIS alimentado con la precipitación y temperatura observadas con Spain02 para el mismo período de control. Los resultados se muestran en la figura 9 (derecha), en términos de cuantiles de caudales diarios máximos anuales estimados mediante una función de distribución de probabilidad acumulada de Gumbel. En dicha figura se observa claramente que la función de distribución de los caudales calculados con la precipitación corregida coincide con la función de distribución determinada a partir de los caudales modelados con la precipitación observada, con lo que queda validada la corrección del modelo climático a efectos del régimen de crecidas, que es clave en el ciclo de sedimentos.

Las mismas correcciones de la precipitación y temperatura propuestas y validadas para el período de control (1961-1990) de han aplicado a los otros dos escenarios obtenidos por el modelo climático para el período futuro 2071-2100: el A2 y el B2.

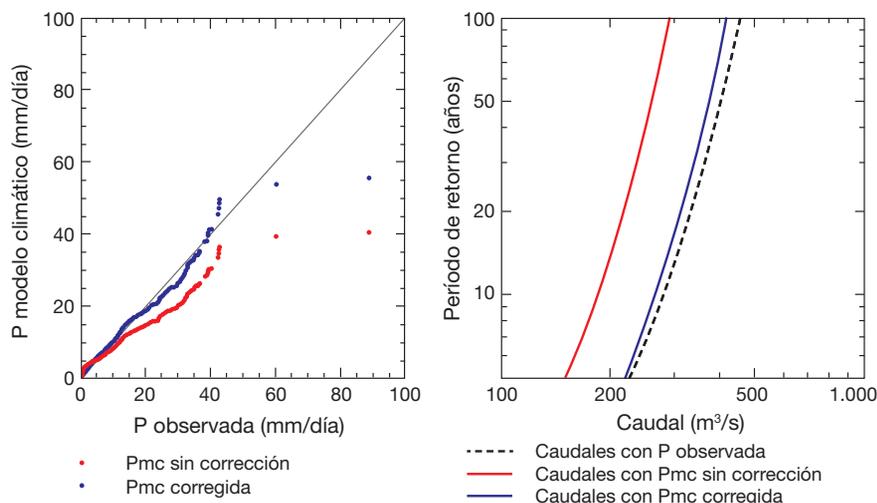


Figura 9. Corrección del error en la precipitación del modelo climático ARPEGE. Izquierda: precipitación diaria media areal ordenada ascendente observada frente a la obtenida por el modelo climático. Derecha: funciones de distribución de los caudales diarios máximos anuales. P, precipitación; Pmc, precipitación del modelo climático.

7. Resultados de los escenarios climáticos actual y futuros

Con todas las series climáticas corregidas, el modelo TETIS calibrado se ha utilizado para obtener series de precipitación y temperatura promedio en la cuenca, caudal líquido y sólido vertiente al embalse de Barasona, humedad del suelo promedio en la cuenca y altura equivalente del manto de nieve promedio en la cuenca para cada uno de los tres escenarios climáticos: clima actual (representado por resultados corregidos del modelo climático durante el período de control) y los climas futuros A2 y B2 (resultados corregidos del modelo climático para estos escenarios en el período futuro). Estos resultados van a ser analizados en los próximos apartados de esta sección.

7.1. Resultados sobre el ciclo hidrológico

En la [tabla 1](#) se muestran los valores promedios, en el tiempo y espacio, de las principales variables de entrada y de estado resultantes del análisis del efecto del cambio climático en la cuenca del río Ésera. A partir de dicha tabla se puede apreciar que, en lo que respecta a las variables meteorológicas, se espera en esta cuenca respecto del período de control un descenso de la precipitación media anual del 13% y del 12% para los escenarios A2 y B2, respectivamente. Al mismo tiempo, se prevé un incremento de las temperaturas medias de 4,07 °C para el escenario A2 y de 3,02 °C para el escenario B2, lo que se traducirá en una mayor evapotranspiración potencial y mayor fusión de la nieve en el futuro.

A partir de las previsiones anteriores, el resultado de su simulación con el modelo TETIS es un descenso significativo de la humedad del suelo del 27% y del 23% para los escenarios A2 y B2, respectivamente, y aún más significativo del manto de nieve, que disminuirá un 69% para el escenario A2 y un 61% para el escenario B2. Todas estas tendencias se traducen, a su vez, en una disminución importante de los recursos hídricos del 40% y del 35% para los escenarios A2 y B2, respectivamente. Habría que subrayar que los descensos de los recursos hídricos serán mayores que los previstos para la precipitación, lo que pone en evidencia el carácter no lineal del ciclo hidrológico.

Tabla 1.

Valores promedios de diferentes variables *input* y de estado en la cuenca del río Ésera, como resultado de la modelación de los escenarios de cambio climático y las variaciones respecto al período de control (1961-1990)

Variable	Período de control	Escenario A2	Escenario B2	Variación A2	Variación B2
Precipitación (mm/año)	686	596	607	-13%	-12%
Temperatura (°C)	7,99	12,06	11,01	+4,07 °C	+3,02 °C
Humedad del suelo (%)	74	54	57	-27%	-23%
Manto de nieve (mm agua eq.)	49	15	19	-69%	-61%
Aportación líquida (Hm ³ /año)	690,6	417,6	445,8	-40%	-35%
Aportación sólida (ton/ha/año)	6,33	3,62	7,04	-43%	+11%

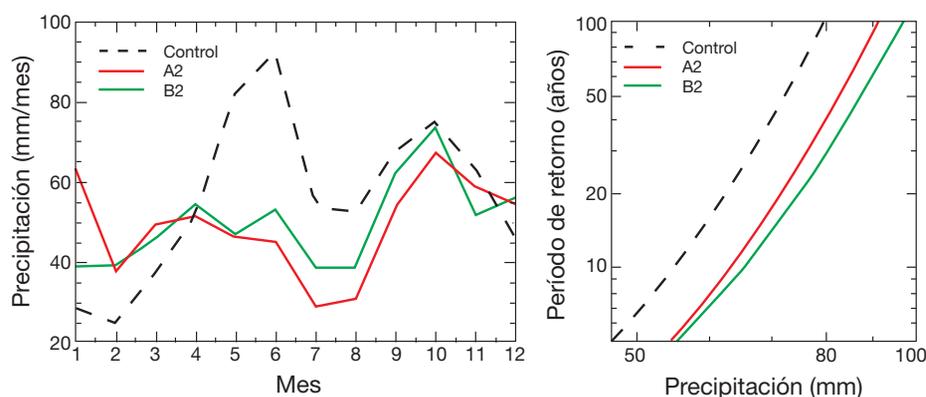


Figura 10. Comparación de la precipitación corregida media mensual (izquierda) y los cuantiles de valores diarios máximos anuales (derecha) para los tres escenarios climáticos.

La [figura 10](#) recoge los resultados más detallados para la precipitación de los 30 años simulados en los tres escenarios climáticos. En el gráfico de la izquierda se representan las medias mensuales y se puede observar claramente no solo la disminución de la precipitación en general, sino también el cambio de régimen de precipitaciones, pasando de un régimen bimodal con predominio de las lluvias primaverales, hacia una distribución unimodal con predominio de las lluvias de otoño.

Por otra parte, en el gráfico de la derecha de la [figura 10](#) se presentan los resultados para las lluvias extremas, a través de los cuantiles de la precipitación diaria máxima anual obtenidos mediante el ajuste de una función de distribución de probabilidad acumulada Gumbel. Los valores de precipitación extrema tienen especial importancia en el régimen de crecidas y de sedimentos. Como se puede observar en dicha figura, se espera que los valores extremos de precipitación aumenten en el futuro, a pesar de la disminución de la precipitación global mostrada en la [tabla 1](#). Este incremento de la torrencialidad con el cambio climático ya ha sido documentado en diversos artículos (por ejemplo, en [9]), y es mayor en el escenario B2 que en el escenario A2.

La [figura 11](#) muestra los promedios mensuales de la humedad del suelo (izquierda) y la profundidad de la nieve (derecha) en la cuenca. El efecto del cambio climático es claro: se espera que la humedad del suelo durante el verano se reduzca fuertemente debido a la disminución de las precipitaciones y al incremento de la evapotranspiración potencial, mientras que se espera que el espesor de nieve disminuya durante el invierno-primavera, debido al aumento de la temperatura media. Específicamente, la fusión de la nieve se adelantará un mes y desaparecerá totalmente en verano, como otros autores (por ejemplo [42]) ya han indicado con carácter general para la región.

El régimen de caudales se representa gráficamente en la [figura 12](#) (izquierda). Debido a la reducción de las precipitaciones y de la humedad del suelo, se espera que los recursos hídricos disminuyan sobre todo en verano, mientras que en invierno la disponibilidad media de agua será similar a la del período de control, probablemente debido al adelantamiento de la fusión de la nieve y al aumento de las precipitaciones de invierno.

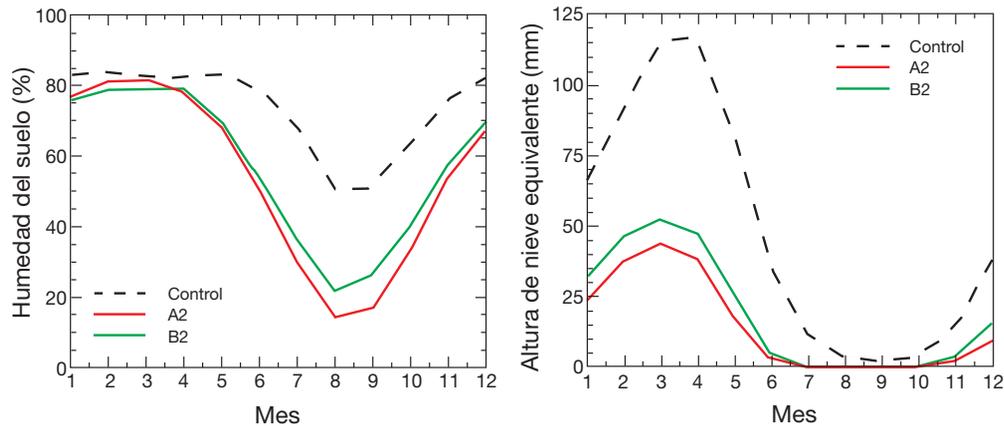


Figura 11. Comparación de los valores medios mensuales para los tres escenarios climáticos del contenido de humedad del suelo como porcentaje de saturación (izquierda) y del manto de nieve en altura equivalente de agua (derecha).

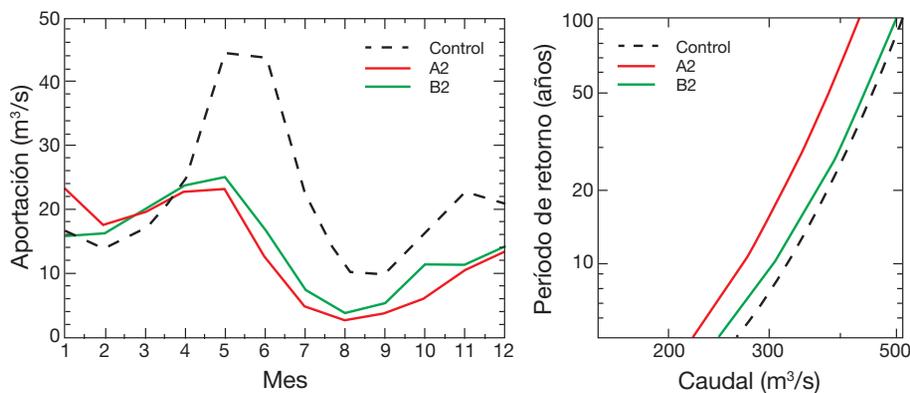


Figura 12. Comparación de las aportaciones medias mensuales (izquierda) y cuantiles de caudales diarios máximos anuales (derecha) para los tres escenarios climáticos.

La figura 12 (derecha) muestra las funciones de distribución Gumbel de los caudales diarios máximos anuales en los tres escenarios climáticos. Sorprendentemente, se espera que los valores extremos de caudal disminuyan en el futuro a pesar del aumento de la torrencialidad de la precipitación. Esta disminución de los cuantiles en el futuro respecto del período de control es ligera en el escenario B2, pero significativa en el escenario A2. La aparente contradicción se puede explicar por la interacción de los resultados obtenidos con el resto de variables de estado, fundamentalmente la disminución de las precipitaciones, de la humedad del suelo (y, por tanto, una mayor capacidad de infiltración al inicio de las tormentas) y del manto de nieve, que compensarán el aumento de la torrencialidad previsto.

7.2. Resultados sobre el ciclo de sedimentos

En lo que respecta al ciclo de sedimentos, la respuesta futura no sigue una tendencia unánime, sino que dependerá de la evolución concreta del clima futuro, como se puede observar en la tabla 1: la modelación matemática predice un descenso de la erosión del 43% en el escenario A2 respecto de la situación del período de control, mientras que en el B2 hay un incremento del 11%. La comparación de la aportación mensual media de sedimentos a lo largo del año para los tres escenarios se muestra en la figura 13 (izquierda). En dicha figura se observa que el régimen bimodal del período de control se mantiene en el escenario B2, pero desaparece en el A2. Esta desaparición de la bimoda-

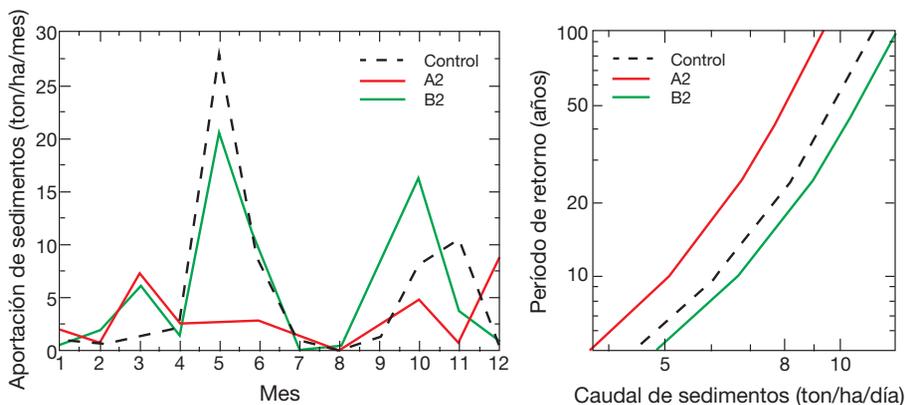


Figura 13. Comparación de la producción específica de sedimentos media mensual (izquierda) y cuantiles de valores diarios máximos anuales (derecha) para los tres escenarios climáticos.

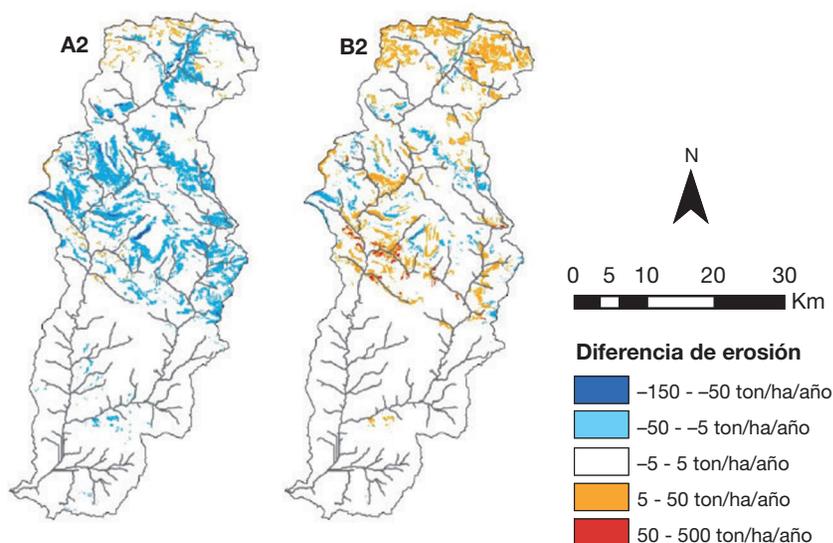


Figura 14. Mapas de la variación de la producción específica de sedimentos entre el período de control y los dos escenarios de cambio climático futuro.

lidad es en realidad la responsable de la disminución significativa de la producción media de sedimentos del escenario A2. En términos de cuantiles de aportaciones de sedimentos diarias máximas anuales, se repite este comportamiento no unánime, de tal forma que los valores extremos del escenario A2 disminuyen y los del escenario B2 aumentan en comparación con el período de control.

La no unanimidad indica que los valores extremos de transporte de sedimentos (es decir, el transporte de material debido a los eventos de magnitud muy elevada) influyen fuertemente en la aportación media, dado que son responsables de un gran porcentaje de la misma. Para cuantificar este fenómeno, y analizar posibles cambios, se ha determinado la contribución al total del transporte de sedimentos de los n -eventos más grandes de la serie. En particular, se ha obtenido que los diez eventos más grandes son responsables del 52,7% del transporte total para el período de control, del 54,8% para el escenario A2 y del 65,1% para el escenario B2 del total de material transportado al desagüe de la cuenca. La contribución de los diez eventos más grandes para el período de control es similar a la encontrada por González-Hidalgo *et al* [43] en cuencas de similar tamaño en Estados Unidos. Pero hay que hacer notar que los resultados del modelo proponen un aumento de la relevancia de los eventos extremos en el total de transporte de sedimentos en los escenarios de cambio climático, especialmente en el B2.

Estas consideraciones, unidas al comportamiento de las funciones de distribución, sugieren que, en el caso del escenario B2, la disminución de la aportación líquida y del caudal pico de los eventos de inundación no es suficiente para compensar el aumento de torrencialidad, que conlleva un aumento del número de grandes eventos de movilización de sedimentos y, en consecuencia, un ligero aumento del transporte total. En el caso del escenario A2 (se recuerda que es el más pesimista en términos de emisión de CO_2), el aumento de las precipitaciones extremas es inferior y mayor la disminución de la precipitación anual, por lo que el régimen hidrológico resultante tiende a mostrar caudales pico de agua y sedimentos inferiores a los del período de control.

En este trabajo también se ha analizado la variación espacial de la erosión de suelo. En la figura 14 se muestran los resultados del modelo en términos de la diferencia en la erosión espacial entre los escenarios de cambio climático futuro y el período de control. Se observa que las zonas más afectadas se encuentran sobre todo en la franja central de la cuenca, en un área que presenta elevada degradación de suelo en la actualidad con un paisaje de cárcavas, y que además el cambio es coherente con los resultados anteriores, previéndose un

aumento de la extensión de las cárcavas en el escenario B2 y una disminución en el escenario A2.

7.3. Resultados sobre el aterramiento del embalse

Como ya se ha señalado en este artículo, el objetivo principal de este trabajo es analizar el efecto del cambio climático sobre el aterramiento del embalse de Barasona. La evolución de la capacidad de almacenamiento del embalse se ha calculado utilizando como caudales líquido y sólido entrantes al embalse los suministrados por el modelo TETIS, mientras que la evolución de la densidad de los sedimentos y de la eficiencia de retención se han estimado como se ha expuesto en la sección de implementación del modelo. Partiendo de la situación del año 2007 (última batimetría disponible) de una capacidad útil de 75 Hm^3 , la evolución de la capacidad del embalse sugiere que el embalse de Barasona debería perder 21 Hm^3 en los próximos 30 años en las condiciones climáticas actuales (período de control), 13 Hm^3 en el escenario A2 y 24 Hm^3 en el escenario B2 (Fig. 15). Esto se traduce en tasas de aterramiento promedio de 0,71, 0,45 y $0,81 \text{ Hm}^3/\text{año}$, respectivamente.

Sin embargo, para calcular la vida útil prevista del embalse es necesario simular más de los 30 años de las series corregidas de los tres escenarios climáticos. Por ello se han encadenado varias simulaciones de la misma entrada meteorológica repetida hasta alcanzar una capacidad de embalse igual a 10 Hm^3 (aproximadamente un 10% de la capacidad original), a partir de la cual se considera que el embalse perderá su funcionalidad. Pues bien, el resultado es que en el escenario de control y en el escenario B2 (menos pesimista) se estima una vida útil de aproximadamente 100 años, mientras que en el escenario A2 (el escenario climático más pesimista) la vida útil estimada se extiende hasta 162 años. Además, en la figura 15 también se observa el cambio de régimen, ya que la evolución a grandes saltos de la capacidad de embalse en el escenario B2 muestra que las pérdidas de capacidad se concentran en mayor medida en pocos grandes eventos.

8. Conclusiones

En este trabajo se ha presentado una aplicación del modelo distribuido TETIS para determinar el efecto del cambio climático sobre los ciclos de agua y sedimentos en la cuenca del río Ésera, localizada en el Pirineo central español, con una superficie de $1,51 \text{ km}^2$ y que drena en el embalse de Barasona, con problemas históricos de aterramiento. El

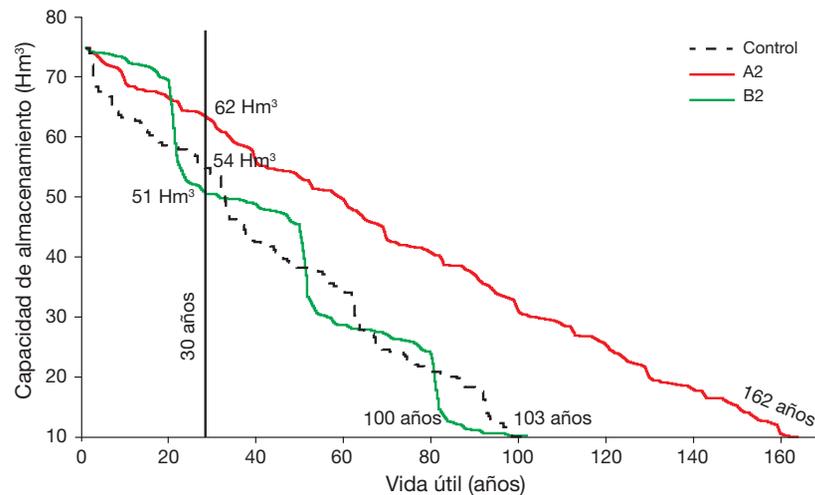


Figura 15. Evolución de la capacidad de almacenamiento del embalse de Barasona bajo distintos escenarios de cambio climático, partiendo de la situación actual de 75 Hm³, por repetición de los ciclos de 30 años de los escenarios climáticos.

modelo se ha implementado con un tamaño de celda de 100m y con paso de tiempo diario.

Para la calibración automática del modelo hidrológico se ha empleado una estación de aforos interna de la cuenca, validando los factores correctores calibrados de los mapas de parámetros en el resto de estaciones, incluyendo el embalse de Barasona. Por otra parte, para la calibración y validación del submodelo de sedimentos se han empleado los datos de aterramiento del embalse a partir de las últimas tres batimetrías del mismo. Los resultados de implementación, tanto para el ciclo hidrológico como el de sedimentos, han sido más que satisfactorios.

Tras elegir los escenarios de precipitación y temperatura A2 y B2 (un escenario futuro más pesimista y uno menos pesimista, respectivamente), obtenidos a través del acople de los modelos climáticos HadAM3 y ARPEGE y corregir sus errores, se han analizado las evoluciones y tendencias futuras de distintas variables de entrada y de estado relacionadas con el agua y los sedimentos. Se puede concluir que la precipitación media de la cuenca del río Ésera tiende a disminuir, aunque las tendencias indican un aumento de su torrencialidad, de forma similar a lo que se prevé para toda la zona mediterránea [9], siendo el escenario B2 más torrencial que el A2. La aportación líquida total también disminuye, debido a la disminución de la precipitación media, una mayor evapotranspiración potencial y, consecuentemente, menor humedad media del suelo.

Sin embargo, a pesar de la tendencia de la precipitación a eventos extremos de magnitud superior, los resultados del modelo indican que los valores extremos de caudal también tienden a disminuir, de forma más pronunciada para el escenario A2 que para el escenario B2, probablemente debido a la disminución en la humedad del suelo ya mencionada. Por el contrario, el transporte de sedimentos tiende a disminuir para el escenario A2 y a aumentar para el escenario B2 (respectivamente 3,62 ton/ha/año y 7,04 ton/ha/año frente a 6,33 ton/ha/año en el período de control). Esto se refleja en las tasas de aterramiento del embalse de Barasona, en el que para el escenario B2 no se prevén modificaciones relevantes con respecto al escenario de control (vida útil esperada de aproximadamente 100 años), mientras que paradójicamente para el escenario A2, más pesimista, se espera una vida útil significativamente más larga (aproximadamente 160 años).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación españoles SCARCE-CONSOLIDER (ref. CSD2009-00065) y ECOTETIS (ref. CGL2011-28776-C02-01). Los autores también agradecen la colabora-

ción y participación de Dña. Lina Ramírez y D. Enguerrand Horel y del Grupo de Investigación RIUS de la Universitat de Lleida.

Bibliografía

- [1] IPCC. Scientific Assessment of Climate Change: World Meteorological Organisation/United Nations Environmental Programme. Geneva, Switzerland: Cambridge University Press; 1990.
- [2] Stocker T, Quin D, Plattner G. Climate Change 2013: the physical science basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for Policymakers (IPCC, 2013). 2013.
- [3] Mullan D, Favis-Mortlock D, Fealy R. Addressing key limitations associated with modelling soil erosion under the impacts of future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2012;156:18-30.
- [4] Peizhen Z, Molnar P, Downs WR. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature*. 2001;410:891-7.
- [5] Pruski FF, Nearing MA. Climate-induced changes in erosion during the 21st century for eight U.S. locations. *Water Resources Research*. 2002;38:34-1-11.
- [6] Zhao G, Mu X, Wen Z, Wang F, Gao P. Soil erosion, conservation and eco-environment changes in the Loess Plateau of China. *Land Degradation & Development*. 2013;24:499-510.
- [7] Foster IDL, Rowntree KM, Boardman J, Mighall TM. Changing sediment yield and sediment dynamics in the Karoo uplands, South Africa; post-European impacts. *Land Degradation & Development*. 2012;23:508-22.
- [8] Milly PCD, Dunne KA, Vecchia AV. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*. 2005;438:347-50.
- [9] Alpert P, Ben-Gai T, Baharad A, Benjamini Y, Yekutieli D, Colacino M, et al. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophysical Research Letters*. 2002;29:1536.
- [10] Lavee H, Imeson AC, Sarah P. The impact of climate change on geomorphology and desertification along a mediterranean-arid transect. *Land Degradation & Development*. 1998;9:407-22.
- [11] Cerdà A. Effect of climate on surface flow along a climatological gradient in Israel: a field rainfall simulation approach. *Journal of Arid Environments*. 1998;38:145-59.
- [12] Van Rompaey A, Verstraeten G, Van Oost K, Govers G, Poesen J. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2001;26: 1221-36.
- [13] Wilby RL, Hay LE, Leavesley GH. A comparison of downscaled and raw GCM output: implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. *Journal of Hydrology*. 1999;225:67-91.
- [14] Middelkoop H, Daamen K, Gellens D, Grabs W, Kwadijk JJC, Lang H, et al. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin. *Climatic Change*. 2001;49:105-28.
- [15] Nunes JP, Seixas J, Pacheco NR. Vulnerability of water resources, vegetation productivity and soil erosion to climate change in Mediterranean watersheds. *Hydrological Processes*. 2008;22:3115-34.
- [16] Bangash RF, Passuello A, Sánchez-Canales M, Terrado M, López A, Elorza FJ, et al. Ecosystem services in a Mediterranean river basin: Climate change impact on water provisioning and erosion control. *The Science of the Total Environment*. 2013;458-60C:246-55.
- [17] Cerdà A, Brazier R, Nearing M, de Vente J. Scales and erosion. *Catena*. 2013;102:1-2.
- [18] Blöschl G. Scaling in hydrology. *Hydrological Processes*. 2001;15:709-11.

- [19] Seibert J, McDonnell JJ. On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research*. 2002;38:23-1-14.
- [20] Van Rompaey A, Vieillefont V, Jones RJA, Montanarella L, Verstraeten G, Bazzoffi P, et al. Validation of soil erosion estimates at European scale. *European Soil Bureau Research Report*. 2003;13, EUR 20827 EN (p. 26). Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities; 2003.
- [21] Alatorre LC, Beguería S, García-Ruiz JM. Regional scale modeling of hillslope sediment delivery: A case study in the Barasona Reservoir watershed (Spain) using WATEM/SEDEM. *Journal of Hydrology*. 2010;391:109-23.
- [22] Bussi G, Rodríguez-Lloveras X, Francés F, Benito G, Sánchez-Moya Y, Sopena A. Sediment yield model implementation based on check dam infill stratigraphy in a semiarid Mediterranean catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2013;17:3339-54.
- [23] Verstraeten G, Poesen J, de Vente J, Koninckx X. Sediment yield variability in Spain: a quantitative and semiqualitative analysis using reservoir sedimentation rates. *Geomorphology*. 2003;50:327-48.
- [24] Nakicenovic N, Swart R. *Special Report on Emissions Scenarios* (p. 612). Cambridge: Cambridge University Press; 2000.
- [25] Francés F, Vélez JJ, Vélez JJ. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*. 2007;332:-226-40.
- [26] Vélez JJ, Puricelli M, López Unzu F, Francés F. Parameter extrapolation to ungauged basins with an hydrological distributed model in a regional framework. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2009;13:229-46.
- [27] Andrés-Doménech I, Múnera JC, Francés F, Marco JB. Coupling urban event-based and catchment continuous modelling for combined sewer overflow river impact assessment. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2010;14:2057-72.
- [28] Salazar S, Francés F, Komma J, Blume T, Francke T, Bronstert A, et al. A comparative analysis of the effectiveness of flood management measures based on the concept of “retaining water in the landscape” in different European hydro-climatic regions. *Natural Hazards and Earth System Science*. 2013;12:3287-306.
- [29] Beguería S, López-Moreno JI, Lorente A, Seeger M, García-Ruiz JM. Assessing the effect of climate oscillations and land-use changes on streamflow in the Central Spanish Pyrenees. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*. 2003;32:283-6.
- [30] López-Vicente M, Navas A, Machín J. Modelling soil detachment rates in rainfed agrosystems in the south-central Pyrenees. *Agricultural Water Management*. 2008;95:1079-89.
- [31] Herrera S, Gutiérrez JM, Ancell R, Pons MR, Frías MD, Fernández J. Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*. 2010;32:74-85.
- [32] ESDB2. The European Soil Database distribution version 2.0, European Commission and the European Soil Bureau Network. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities; 2004.
- [33] Bussi G, Francés F, Montoy JJ, Julien P. Distributed sediment yield modelling: importance of initial sediment conditions. *Environmental Modelling & Software*. 2014;58:58-70.
- [34] Julien P, Rojas R. Upland erosion modeling with CASC2D-SED. *International Journal of Sediment Research*. 2002;17:265-74.
- [35] Julien P. *Erosion and sedimentation* (Second edition). Cambridge: Cambridge University Press; 2010.
- [36] Engelund F, Hansen E. *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Monogr, Denmark Tech Univ, Hydraul Lab.; 1967.
- [37] Miller CR. Determination of the unit weight of sediment for use in sediment volume computations. *Memorandum*. Denver, CO; 1953.
- [38] Lane EW, Koelzer VA. Density of sediments deposited in reservoirs. Rep. No. 9 of a Study of Methods Used in Measurement and Analysis of Sediment Loads in Streams. 1943.
- [39] Brune GM. Trap efficiency of reservoirs. *Trans. AGU*. 1953;34:407-18.
- [40] Christensen JH, Carter TR, Rummukainen M, Amanatidis G. Evaluating the performance and utility of regional climate models: the PRUDENCE project. *Climatic Change*. 2007;81(S1):1-6.
- [41] AEMET, Agencia Estatal de Meteorología. *Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España*. Informe del Gobierno de España; 2009.
- [42] López-Moreno JI, Goyette S, Beniston M. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology*. 2009;374:384-96.
- [43] González-Hidalgo JC, Batalla RJ, Cerdà A. Catchment size and contribution of the largest daily events to suspended sediment load on a continental scale. *Catena*. 2013;102:40-5.