



UNIVERSITAT  
POLITÈCNICA  
DE VALÈNCIA

Programa de Doctorado en Ingeniería del Agua y  
Medioambiental

**Propuesta y análisis de metodologías  
para la evaluación de recursos  
hídricos mediante modelos  
precipitación-escorrentía**

Tesis Doctoral

Presentada por:

Liliana García Romero

Directores:

Abel Solera Solera

Javier Paredes Arquiola

Valencia, septiembre 2020



*“Si hay magia en este planeta,  
está contenida en el agua”*

**Loren Eiseley**



# Agradecimientos

Este documento representa la parte tangible de esta etapa llamada doctorado que ha durado ya cuatro años. Definitivamente este trabajo no hubiese sido posible sin la colaboración y el apoyo de muchas personas. Para ellos todo mi reconocimiento.

Primeramente, mi especial agradecimiento a mis directores de tesis Javier Paredes Arquiola y Abel Solera Solera por darme la oportunidad de trabajar bajo su dirección. Gracias por su tiempo, sus enseñanzas, su confianza y apoyo incondicional.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACyT) y a la Secretaría de Innovación, Ciencia y Desarrollo Tecnológico del Estado de Michoacán (SICDET) por el financiamiento otorgado para la realización de mis estudios de doctorado.

A los evaluadores de esta tesis. Francisco Cabezas Calvo-Rubio, Luis Altarejos García y Luis María Garrote de Marcos, por dedicarle su tiempo a la revisión de este documento y por contribuir con sus comentarios para mejorar y enriquecer este trabajo.

A Joaquín Andreu Álvarez, director del Grupo de investigación de Recursos Hídricos por el apoyo y consejos brindados durante mi estancia.

A Jaime Madrigal, por todo su apoyo en los incontables tropiezos durante esta etapa y por todos los momentos compartidos.

En el corazón me llevo a mis pececillos, mis compañeros de trabajo, de aventuras y desventuras. A Adrià, António, Carla, Clara, Diana, Eva, Ferran, Héctor, Jaime, Javi, Jesús, Laura, Martín, Mendel, Néstor, Patri y Sara... Gracias chicos y chicas por todos sus consejos, su apoyo y por todos esos buenos momentos que compartimos durante estos años, pero sobre todo gracias por su amistad.

Todo mi agradecimiento a mis padres y mis tres hermanos, por su amor y apoyo incondicional, y a quienes debo todo lo que soy. Gracias familia por estar siempre pendientes y recordarme a cada momento lo afortunada que soy de tenerlos a mi lado.

Finalmente, un agradecimiento especial a Gonzalo Ochoa, por todo lo que has hecho en estos años que no tendré cómo pagarte, por ser siempre incondicional y por demostrar que siempre podré contar contigo.

*L. García- Romero.  
Valencia, España. Septiembre 2020.*



# Resumen

La evaluación de los recursos hídricos es una pieza clave para la solución sostenible de problemas que la sociedad enfrenta día con día relacionados con la disponibilidad del agua. Para distribuir los recursos disponibles en una región y gestionarlos correctamente, dada su distribución tanto espacial como temporalmente errática, es necesario primero cuantificarlos y posteriormente definir planes de actuación. Es así, que la evaluación de recursos hídricos es considerada como el punto de partida para la planificación y la gestión del agua, y la base para el análisis del impacto de fenómenos como las sequías y el cambio climático. Por todo lo anterior, la evaluación de recursos hídricos debe ser un instrumento confiable que dé fortaleza en la toma de decisiones; ya que, si la base no es lo suficientemente robusta, las decisiones tomadas a partir de ella tampoco serán fiables.

El principal instrumento utilizado para la evaluación de recursos hídricos son los modelos hidrológicos, ya que permiten el análisis del ciclo del agua a escala de cuenca a través de expresiones matemáticas. La modelación hidrológica ha sido utilizada con otros propósitos además de la evaluación de recursos hídricos, el más recurrido: la predicción y control de crecidas, cuya metodología y estudios de casos son muy extensos en la literatura. No obstante, ante el problema de la evaluación de recursos hídricos, las referencias en la literatura suelen ser escasas y más aún, cuando los sistemas son complejos y han sufrido alteraciones de origen antrópico que modifican su estado natural invalidando la aplicación directa de los modelos hidrológicos para este fin.

En esta investigación se analizan y proponen metodologías específicas para las diferentes casuísticas presentes en la evaluación de recursos hídricos: en sistemas naturales, sistemas regulados con altos índices de explotación y sistemas que presenten una fuerte influencia de la componente subterránea. La propuesta demanda el uso acoplado de modelos precipitación-escorrentía (MPE); por un lado, con un modelo de simulación de la gestión (MSG), y por el otro, con un modelo distribuido para la simulación de acuíferos. Este planteamiento permite cuantificar los recursos disponibles en la cuenca tomando en cuenta las interacciones que suceden entre los elementos del sistema, permitiendo que procesos como el de la restitución de caudales a régimen natural no sean estrictamente necesarios. Para su análisis fueron seleccionados tres casos de estudio representativos, uno por cada tipo de problema. Los sistemas no regulados están representados por nueve cuencas de cabecera distribuidas en el sistema de explotación del Duero y el Júcar,

seleccionadas cuidadosamente en función sus características hidrológicas y la calidad de la información disponible. La propuesta desarrollada para los sistemas regulados se aplicó al sistema de explotación del Júcar caracterizado por presentar una gran capacidad de regulación y altos índices de explotación. Finalmente, uno de los casos más complejos donde la componente subterránea juega un papel fundamental en la evaluación de los recursos hídricos es la cabecera del Guadiana, donde hasta la actualidad se siguen sufriendo las consecuencias de una mala gestión y el desconocimiento de las interacciones que suceden en el sistema.

De forma paralela se plantearon algunos análisis orientados a explorar aspectos importantes en el proceso de la evaluación de recursos hídricos que en ocasiones no se toman en cuenta y que contribuyen al avance científico relacionado con la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos. Así, se analizó el comportamiento de distintos modelos hidrológicos en el proceso de modelización, implementando cuatro MPE con formulaciones y número de parámetros diferente, y así determinar si un modelo más complejo garantiza mejores resultados en la evaluación de los recursos hídricos. Adicionalmente, se estudió también la influencia de la selección de un modelo frente a otro en la disponibilidad de hídrica. Como tercer aspecto, también se estudió la influencia de la escala temporal de simulación y la resolución espacial de los datos de entrada en el proceso de modelización. Finalmente, se probó la eficiencia de un algoritmo de optimización desarrollado en el marco de esta tesis doctoral como un método para la calibración (y validación) automática de MPE, utilizando como algoritmo de referencia uno de los métodos más utilizados en la calibración de modelos hidrológicos desde la década de los 90's. La aplicación de las metodologías propuestas en los casos de estudio mostró la idoneidad de plantear enfoques que consideren el uso concatenado de modelos para la evaluación de recursos hídricos cuando se trata de sistemas complejos.

Como una de las aportaciones destacadas de esta investigación, se presenta el desarrollo de una aplicación informática para la calibración de MPE, compatible con las herramientas utilizadas en la evaluación de recursos hídricos en cualquiera de los casos presentados.

En síntesis, esta tesis doctoral recoge una propuesta científico-técnica completa para enfrentar el problema de la evaluación de recursos hídricos a través de la modelación hidrológica, abordando todo el abanico de posibles problemáticas presentes en los sistemas de recursos hídricos. Además, propone un uso concatenado de técnicas informáticas que permiten aplicar las metodologías propuestas y los modelos de simulación implementados, todo esto incluido dentro de un Sistema Soporte a la Decisión (AQUATOOL).

# Summary

Water resources assessment is a key to the sustainable solution of problems that society faces everyday related to water availability. In order to distribute the available resources in a region and manage them properly, given their erratic spatial and temporal distribution, it is necessary first to quantify them and then to define action plans. Hence, water resources assessment is considered as the starting point for water planning and management, and the basis for the analysis of the impact of phenomena such as droughts and climate change. For all these reasons, water resources assessment must be a reliable instrument that provides strength in decision-making. If the basis is not sufficiently robust, the decisions taken based on it will not be reliable either.

The main approach to water resources assessment is through hydrological models, since they allow the analysis of the water cycle on a basin scale with mathematical expressions. Hydrological modeling has been used for other purposes besides water resources assessment, being the most commonly used forecasting and flood control, whose methodology and case studies are very extensive in the literature. Nevertheless, faced with the problem of water resources assessment, the literature references are often scarce and even more so when the systems are complex and have suffered alterations of anthropic origin that modify their natural state, invalidating the direct application of hydrological models for this purpose.

This research analyses and proposes specific methodologies for the different case studies in water resources assessment: natural systems, regulated systems with high exploitation rates and systems with strong groundwater component influence. The proposal requests the coupled use of rainfall-runoff models (RRM). On one side, with a management simulation model, and on the other side with a distributed model for the simulation of aquifers. This approach allows quantifying the available resources in the basin by taking into account the interactions that occur between the elements of the system, allowing processes as that of the restitution of flows to natural regime are not strictly necessary. Three representative case studies were selected for analysis, one for each type of problem. The non-regulated systems are represented by nine headwater basins distributed in the Duero and Júcar exploitation system, carefully selected according to their hydrological characteristics and the quality of the available information. The proposal developed for the regulated systems was applied to the Júcar exploitation water system, which is characterized by a great capacity for regulation and high exploitation rates. Finally, one of the most complex cases where the

groundwater component plays a key role in the evaluation of water resources is the headwaters of the Guadiana basin, where to this day the consequences of poor management and a total lack of knowledge of the interactions that occur in the system persist.

At the same time, some analyses were proposed to explore important aspects in the process of water resources assessment that are sometimes not taken into account and that contribute to the scientific progress related to hydrological modelling for water resources assessment. Thus, the behavior of different hydrological models in the modeling process was analyzed, implementing four RRM with different formulations and number of parameters, and therefore determining if a more complex model guarantees better results in the evaluation of water resources. In addition, the influence of the selection of one model over another on the availability of water was also studied. As a third aspect, the influence of the simulation time scale and the spatial resolution of the input data on the modelling process was also studied. Finally, the efficiency of an optimization algorithm developed within the framework of this PhD thesis was tested as a method for the automatic calibration (and validation) of RRM, using as a reference algorithm one of the most used methods in the calibration of hydrological models since the 90's. The application of the methodologies proposed in the case studies showed the suitability of approaches that consider the linked use of models for water resources assessment when dealing with complex systems.

One of the technical contributions of this research is the development of a computer application for the calibration of RRM, compatible with the tools used in the water resources assessment in any of the cases presented.

In summary, this PhD thesis includes a complete scientific-technical proposal to face the problem of water resources assessment through hydrological modelling, addressing the whole range of possible problems present in water resources systems. Furthermore, it proposes a combined use of computer techniques that allow the application of the proposed methodologies and the implemented simulation models, all this included within a Decision Support System (AQUATOOL).

# Resum

L'avaluació dels recursos hídrics és una peça clau per a la solució sostenible de problemes que la societat afronta dia amb dia relacionats amb la disponibilitat de l'aigua. Per a distribuir els recursos disponibles en una regió i gestionar-los correctament, donada la seua distribució tant espacial com temporalment erràtica, és necessari primer quantificar-los i posteriorment definir plans d'actuació. És així, que l'avaluació de recursos hídrics és considerada com el punt de partida per a la planificació i la gestió de l'aigua, i la base per a l'anàlisi de l'impacte de fenòmens com les sequeres i el canvi climàtic. Per tot l'anterior, l'avaluació de recursos hídrics ha de ser un instrument fiable que done fortalesa en la presa de decisions; ja que, si la base no és prou robusta, les decisions preses a partir d'ella tampoc seran fiables.

El principal instrument utilitzat per a l'avaluació de recursos hídrics són els models hidrològics, ja que permeten l'anàlisi del cicle de l'aigua a escala de conca a través d'expressions matemàtiques. La modelació hidrològica ha sigut utilitzada amb altres propòsits a més de l'avaluació de recursos hídrics, el més recorregut: la predicció i control de crescudes, la metodologia i estudis de casos de la qual són molt extensos en la literatura. No obstant això, davant del problema de l'avaluació de recursos hídrics, les referències en la literatura solen ser escasses i més encara, quan els sistemes són complexos i han patit alteracions d'origen antròpic que modifiquen el seu estat natural invalidant l'aplicació directa dels models hidrològics per a este fi.

En esta investigació s'analitzen i proposen metodologies específiques per a les diferents casuístiques presents en l'avaluació de recursos hídrics: en sistemes naturals, en sistemes regulats amb alts índexs d'explotació i sistemes que presenten una forta influència de la component subterrània. La proposta demanda l'ús acoblat de models precipitació-escolament (MPE) ; d'una banda, amb un model de simulació de la gestió, i per l'altre, amb un model distribuït per a la simulació d'aqüífers. Este plantejament permet quantificar els recursos disponibles en la conca tenint en compte les interaccions que hi ha entre els elements del sistema, permetent que processos com el de la restitució de cabals a règim natural no siguin estrictament necessaris. Per a la seua anàlisi van ser seleccionats tres casos d'estudi representatius, u per cada tipus de problema. Els sistemes no regulats estan representats per nou conques de capçalera distribuïdes en el sistema d'explotació del Duero i el Xúquer, seleccionades cuidadosament en funció les seues característiques hidrològiques i la qualitat de la informació disponible. La proposta desenvolupada per als sistemes regulats es va aplicar al

sistema d'explotació del Xúquer caracteritzat per presentar una gran capacitat de regulació i alts índexs d'explotació. Finalment, un dels casos més complexos on la component subterrània juga un paper fonamental en l'avaluació dels recursos hídrics és la capçalera del Guadiana, on fins a l'actualitat es continuen patint conseqüències degut a una mala gestió i un total desconeixement de les interaccions que es donen en el sistema.

De forma paral·lela es van plantejar algunes anàlisis orientades a explorar aspectes importants en el procés de l'avaluació de recursos hídrics que de vegades no es prenen en compte i que contribuïxen a l'avanç científic relacionat amb la modelació hidrològica per a l'avaluació de recursos hídrics. Així, es va analitzar el comportament de distints models hidrològics en el procés de modelització, implementant quatre MPE amb formulacions i nombre de paràmetres diferent, i així determinar sí un model més complex garantix millors resultats en l'avaluació dels recursos hídrics. Addicionalment, també es va estudiar la influència de la selecció d'un model front un altre en la disponibilitat d'hídrica. Com a tercer aspecte, també es va estudiar la influència de l'escala temporal de simulació i la resolució espacial de les dades d'entrada en el procés de modelització. Finalment, es va provar l'eficiència d'un algoritme d'optimització desenvolupat en el marc d'esta tesi doctoral com un mètode per a la calibració (i validació) automàtica de MPE, utilitzant com a algoritme de referència un dels mètodes més utilitzats en la calibració de models hidrològics des de la dècada dels 90. L'aplicació de les metodologies proposades en els casos d'estudi va mostrar la idoneïtat de plantejar enfocaments que consideren l'ús concatenat de models per a l'avaluació de recursos hídrics quan es tracta de sistemes complexos.

Com una de les aportacions destacades d'esta investigació, es presenta el desenvolupament d'una aplicació informàtica per a la calibració de MPE, compatible amb les ferramentes emprades en l'avaluació de recursos hídrics en qualsevol dels casos presentats.

En síntesi, esta tesi doctoral arreplega una proposta científicotècnica completa per a afrontar el problema de l'avaluació de recursos hídrics a través de la modelació hidrològica, abordant totes les possibles problemàtiques presents en els sistemes de recursos hídrics. A més, proposa un ús concatenat de tècniques informàtiques que permeten aplicar les metodologies proposades i els models de simulació implementats, tot açò inclòs dins d'un Sistema de Suport a la Decisió (AQUATOOL).

# Índice

CAPÍTULO 1. Introducción .....	15
1.1 Motivación .....	15
1.2 Objetivos .....	18
1.3 Estructura .....	19
CAPÍTULO 2. Estado del arte .....	21
2.1 El ciclo hidrológico .....	21
2.2 Modelación hidrológica .....	24
2.2.1 Tipos de modelos hidrológicos .....	25
2.2.2 Modelos hidrológicos utilizados en la evaluación de recursos hídricos .....	27
2.2.2.1 Escalas temporales de simulación .....	32
2.2.3 Problemas presentes en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos .....	33
2.2.3.1 Sistemas naturales y sistemas regulados .....	33
2.2.3.2 Limitaciones en las metodologías tradicionales para la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos .....	34
2.2.3.3 Restitución de caudales a régimen natural .....	35
2.3 Técnicas de optimización de parámetros de modelos precipitación-escorrentía .....	35
2.3.1 Calibración manual y automática .....	35
2.3.2 Algoritmos de optimización como técnicas de calibración de modelos hidrológicos .....	37
2.3.3 Problemas en la calibración. El principio de la equifinalidad .....	39
CAPÍTULO 3. Metodología general .....	41
3.1 Esquema general de las metodologías propuestas .....	42
3.2 Datos iniciales o datos de entrada .....	43
3.3 Modelación hidrológica .....	44
3.3.1 Sistemas naturales o no regulados .....	45
3.3.2 Sistemas regulados .....	47

3.3.3	Sistemas con una componente subterránea compleja .....	50
3.4	Herramientas para los procesos de modelización .....	52
3.4.1	Módulo para la Evaluación de los recursos Hídricos “Evalhid” .....	53
3.4.2	Módulo para Simulación de la Gestión de recursos hídricos “Simges” .....	53
3.4.3	Módulo de cálculo para la simulación de acuíferos “Aquival” .....	54
CAPÍTULO 4.	Evaluación de recursos hídricos en sistemas no regulados ....	55
4.1	Introducción .....	55
4.2	Casos de estudio. Cuencas naturales o sin regulación. ....	57
4.3	Metodología para cuencas sin regulación .....	58
4.3.1	Fase 1: de recopilación de datos necesarios en el proceso de modelación.....	60
4.3.2	Fase 2: modelación hidrológica. Aplicación de modelos precipitación-escorrentía (MPE).....	61
4.3.2.1	Módulo para la evaluación de recursos hídricos “Evalhid” ....	62
4.3.2.1.1	Características generales del módulo informático. ....	62
4.3.2.1.2	MPE disponibles. ....	63
4.3.2.1.3	Datos de entrada, datos de salida y funcionamiento del módulo. ....	65
4.3.2.2	Descripción de los MPE seleccionados.....	66
4.3.2.2.1	Modelo de Témez .....	66
4.3.2.2.2	Modelo GR4J .....	67
4.3.2.2.3	Modelo HBV .....	68
4.3.2.2.4	Modelo SAC-SMA .....	69
4.3.3	Fase 3: proceso de calibración del modelo precipitación-escorrentía (MPE).....	71
4.3.3.1	Algoritmos de optimización. Técnicas de calibración automática.....	71
4.3.3.1.1	SCE-UA .....	72
4.3.3.1.2	HLR.....	75
4.3.3.2	Configuración de la función objetivo (FO).....	80

4.4 Desarrollo de una aplicación informática para la calibración automática de MPE .....	82
4.5 Análisis comparativo en el comportamiento y eficiencia de los MPE seleccionados en los casos de estudio .....	84
4.5.1 Análisis del valor alcanzado de la FO.....	85
4.5.2 Análisis de los parámetros efectivos y caudales simulados .....	94
4.5.3 Comportamiento de los MPE en función de las características hidrológicas en las cuencas.....	101
4.6 Comparativa en la eficiencia de las técnicas de calibración empleadas .	102
4.7 Análisis de sensibilidad de los parámetros del algoritmo HLR para su aplicación en la calibración de MPE.....	104
4.8 Conclusiones .....	107
CAPÍTULO 5. Evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados .....	111
5.1 Introducción .....	111
5.2 Caso de estudio. Sistema de explotación del Júcar .....	112
5.2.1 Características generales del sistema .....	112
5.2.2 Caracterización de los usos y demandas de agua en el sistema .....	116
5.2.3 Inventario de recursos hídricos .....	116
5.2.4 Configuración general del sistema para su análisis .....	117
5.3 Metodología para sistemas regulados .....	118
5.3.1 Fase 1: recopilación, análisis y validación de los datos necesarios para el proceso de modelización .....	122
5.3.2 Fase 2: modelación hidrológica. Ejecución de modelos precipitación-escorrentía (MPE).....	122
5.3.3 Fase 3A: calibración del MPE utilizando como serie de referencia los caudales restituidos a régimen natural (RRN).....	123
5.3.3.1 Función objetivo (FO).....	124
5.3.4 Fase 3B: calibración de MPE a partir de datos medidos en las estaciones de aforo (régimen alterado). Conexión entre un modelo MPE y un modelo de simulación de la gestión (MSG).....	124
5.3.4.1 Conexión entre el MPE y el MSG .....	125
5.3.4.2 Módulo para la Simulación de la Gestión Simges .....	127

5.4 Evaluación de recursos hídricos con caudales restituidos a régimen natural (RRN) .....	129
5.4.1 Bondad de ajuste de los MPE y análisis de su comportamiento en función de la escala temporal utilizada .....	129
5.4.2 Análisis del comportamiento de los MPE en función de su complejidad y escala temporal de simulación utilizada.....	133
5.4.3 Contraste de MPE a escala mensual y escala diaria.....	136
5.5 Evaluación de recursos hídricos ideando la conexión entre un MPE y un MSG.....	140
5.5.1 Esquema de simulación de la gestión en el sistema.....	140
5.5.2 Selección de los puntos de calibración del sistema.....	142
5.5.3 Bondad de ajuste y comportamiento de los MPE .....	143
5.6 Análisis comparativo de los resultados obtenidos utilizando datos RRN y en RA para la subcuenca de Molinar .....	144
5.7 Limitaciones y consideraciones de la metodología de uso conjunto MPE-MSG. ....	145
5.8 Conclusiones .....	146
<b>CAPÍTULO 6. Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para evaluación de recursos hídricos .....</b>	<b>149</b>
6.1 Introducción .....	149
6.2 Caso de estudio. Cabecera del Guadiana .....	151
6.2.1 Localización geográfica de la cuenca .....	151
6.2.2 Problemática y breve reseña histórica.....	152
6.2.3 Climatología.....	154
6.2.4 Hidrogeología .....	155
6.3 Metodología para cuencas con importante influencia de la componente subterránea .....	156
6.3.1 Fase 1: clasificación de datos de aforos como representativos de la componente superficial y datos con registro de la componente subterránea .....	158
6.3.1.1 Puntos definidos en la zona de estudio .....	159
6.3.2 Fase 2: pre-calibración de modelos.....	160
6.3.2.1 Pre-calibración del modelo de flujo superficial .....	160

6.3.2.1.1 Configuración del modelo para su calibración (pre-calibración) .....	161
6.3.2.1.2 Proceso de calibración del modelo de flujo superficial .	164
6.3.2.2 Pre-calibración del modelo de flujo subterráneo .....	165
6.3.2.2.1 Configuración del modelo para su calibración (pre-calibración) .....	166
6.3.2.2.2 Proceso de calibración del modelo de simulación del flujo subterráneo .....	171
6.3.3 Fase 3: conexión entre el modelo de flujo superficial-subterráneo..	172
6.4 Discusión y análisis de resultados.....	174
6.4.1 Resultados de la calibración del modelo de flujo superficial.....	174
6.4.2 Resultados de la calibración del modelo de flujo subterráneo.....	177
6.5 Limitaciones y consideraciones de la metodología del uso conjunto un MPE y un modelo de flujo subterráneo .....	180
6.6 Conclusiones .....	180
CAPÍTULO 7. Conclusiones generales y líneas de investigación futuras ...	183
7.1 Conclusiones generales.....	183
7.2 Líneas futuras de investigación.....	187
Referencias.....	189
ANEXO A. Manual del calibrador para Evalhid ( <i>CalEv</i> ).....	213
ANEXO B. Descripción de modelos precipitación-escorrentía (MPE).....	253
ANEXO C. Formulación matemática del algoritmo de búsqueda local y lanzamientos múltiples: Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR).....	291
ANEXO D. Resultados de la pre-calibración del modelo de flujo superficial HBV .....	295
ANEXO E. Matrices de datos y valores celda a celda necesarios para el método de los autovalores y resultados de la pre-calibración del modelo de flujo subterráneo .....	299

# Índice de figuras

Figura 1. Esquema global del ciclo hidrológico .....	22
Figura 2. Esquema de un sistema de recursos hídricos.....	33
Figura 3. Diagrama metodológico general.....	43
Figura 4. Metodología para la evaluación de recursos hídricos en sistema no regulados.....	46
Figura 5. Metodología propuesta para la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados. ....	49
Figura 6. Metodología propuesta para la evaluación de recursos hídricos en sistemas con componente subterránea compleja.....	52
Figura 7. Localización geográfica de los nueve casos de estudio en los sistemas de explotación del Júcar y Duero en España. ....	57
Figura 8. Diagrama de la metodología general. ....	60
Figura 9. Esquema general del funcionamiento del módulo Evalhid. ....	66
Figura 10. Esquema del proceso de evolución y mezcla de complejos del algoritmo SCE-UA.....	73
Figura 11. Proceso de la evolución realizada en cada complejo. Se muestra la evolución paso a paso hasta la quinta generación.....	74
Figura 12. Esquema general del funcionamiento del algoritmo acoplado Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR).....	78
Figura 13. Conexión entre el módulo Evalhid y el calibrador automático CalEv. ....	83
Figura 14. Mediana de los índices que componen la FO en la fase de calibración, para los cuatro MPE aplicados y los dos algoritmos de optimización utilizados .....	88
Figura 15. Contraste de las series de caudales simuladas por los MPE y las series de caudales observadas para la cuenca Pajaroncillo, utilizando el algoritmo HLR.....	90
Figura 16. Contraste de las series de caudales simuladas por los MPE y las series de caudales observadas para la cuenca Pajaroncillo, utilizando el algoritmo SCE-UA.....	91
Figura 17. Mediana de los índices que componen la FO en la fase de validación, para los cuatro MPE aplicados y los dos algoritmos de optimización utilizados .....	93

Figura 18. Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo de Témez para la cuenca Pajaroncillo. ....	95
Figura 19. Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo GR4J para la cuenca Pajaroncillo .....	95
Figura 20. Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo HBV para la cuenca Pajaroncillo .....	96
Figura 21. Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo SAC-SMA para la cuenca Pajaroncillo.....	97
Figura 22. Comparativa de los caudales (año medio) simulados con los cuatro MPE y los caudales aforados para el periodo de calibración (01/oct/1980-30/sep/2002), para la cuenca de Pajaroncillo.....	99
Figura 23. Comparativa de los caudales (año medio) simulados con los cuatro MPE y los caudales aforados para el periodo de validación (01/oct/2002-30/sep/2007), para la cuenca de Pajaroncillo.....	100
Figura 24. Número de iteraciones realizadas para la calibración de los cuatro MPE utilizando los algoritmos HLR y SCE-UA. ....	103
Figura 25. Análisis de sensibilidad de los parámetros del algoritmo HLR para su aplicación como técnica de calibración automática de MPE.....	106
Figura 26. Localización de la Confederación Hidrográfica del Júcar y reconocimiento de los Sistemas de Explotación que la componen.....	113
Figura 27. Red hidrográfica, principales embalses y unidades de demanda agraria y urbana (UDA y UDU, respectivamente) en el sistema de explotación del Júcar.....	114
Figura 28. Subcuencas definidas en el sistema de explotación del Júcar. ....	117
Figura 29. Metodología para la evaluación de recursos hídricos basada en la implementación de MPE y series de caudales históricas restituidas a régimen natural (RRN.) .....	120
Figura 30. Metodología para la evaluación de recursos hídricos basada en la implementación de MPE y series de caudales históricas aforadas en régimen alterado (RA). ....	121
Figura 31. Conexión entre el módulo Evalhid, el módulo Simges, y el calibrador automático CalEv.....	126
Figura 32. Resultados en escala mensual de calibración (periodo 1979-2002) y validación (periodo 2002-2007) de los modelos precipitación-escorrentía para del sistema de explotación del Júcar simulados a escala diaria. ....	130

Figura 33. Resultados en escala mensual de calibración (periodo 1979-2002) y validación (periodo 2002-2007) de los modelos precipitación-escorrentía para del sistema de explotación del Júcar simulados a escala mensual. ....	131
Figura 34. Curvas de permanencia de caudales (FDC) obtenidas a partir de datos de simulación a escala diaria para las cinco subcuencas del sistema de explotación del Júcar.....	134
Figura 35. Curvas de permanencia de caudales (FDC) obtenidas a partir de datos de simulación a escala mensual para las cinco subcuencas del sistema de explotación del Júcar.....	135
Figura 36. Contraste de curvas de permanecía de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca de Alarcón. ....	137
Figura 37. Contraste de curvas de permanecía de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca de Contreras .....	138
Figura 38. Contraste de curvas de permanecía de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca Molinar.....	138
Figura 39. Contraste de curvas de permanecía de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca de Tous.....	139
Figura 40. Contraste de curvas de permanecía de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca Huerto Mulet .....	139
Figura 41. Esquema de simulación del sistema de explotación del Júcar.....	141
Figura 42. Localización de la estación de aforo utilizadas en la calibración de la subcuenca de Molinar procedente de la Red Oficial de Estaciones de Aforo (ROEA) de España. ....	142
Figura 43. Curvas de permanencia de caudales (FDC) obtenidas a partir de las series calibradas de los cuatro MPE para la subcuenca de Molinar. ....	143
Figura 44. Localización geográfica de la cuenca del Alto Guadiana.....	152
Figura 45. Esquema de sistemas acuíferos de la cuenca alta del Guadiana en 1987. El Acuífero 23 corresponde con lo que actualmente se conoce como Acuífero de la Mancha Occidental.....	154
Figura 46. Masas de agua subterránea que tienen influencia en la cuenca del Alto Guadiana. ....	156

Figura 47. Esquema metodológico general para la calibración conjunta superficial-subterránea en un sistema con alta influencia de la componente subterránea. ....	158
Figura 48. Localización de las estaciones de aforo y delimitación de subcuencas de calibración en la cuenca del Alto Guadiana. ....	160
Figura 49. Representación del esquema conceptual del modelo superficial eliminado la celda profunda. ....	161
Figura 50. Representación conceptual del modelo HBV. La parte sombreada corresponde con la celda profunda que se reemplaza por un modelo de flujo subterráneo distribuido. ....	163
Figura 51. Desertización de la malla rectangular para el método de los autovalores. Configuración de la cuenca del Alto Guadiana para el Sistema superficial y subterráneo. ....	167
Figura 52. Delimitación del modelo de autovalores. ....	167
Figura 53. Permeabilidad extraída del módulo Modflow. ....	169
Figura 54. Valores del coeficiente de almacenamiento extraídos del modelo Modflow para las tres capas. ....	170
Figura 55. Acoplamiento del modelo de flujo superficial y el modelo distribuido de simulación de la componente subterránea. ....	173
Figura 56. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4201. ....	176
Figura 57. Esquema de situación de los piezómetros empleados en la calibración del modelo de autovalores. ....	178
Figura 58. Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Mancha Occidental I, Consuegra-Villicaña y Campo de Montiel. ....	179

## ANEXOS

Figura B1. Esquema conceptual del modelo de Témez. ....	254
Figura B2. Transformación de la precipitación en excedente en el modelo de Témez. ....	256
Figura B3. Ley de excedentes. ....	257
Figura B4. Ecuación que relaciona la infiltración al acuífero con el excedente existente. ....	258
Figura B5. Producción de escorrentía subterránea. ....	259

Figura B6. Esquema del modelo GR4J.....	262
Figura B7. Esquema general del modelo HBV.....	268
Figura B8. Relación entre la humedad del suelo .....	269
Figura B9. Relación entre $ET_r$ y PWP .....	270
Figura B10. Esquema básico del modelo Sacramento.....	275
Figura B11. Esquema detallado de los procesos y los parámetros de control del modelo.....	277
Figura B12. Variación de la demanda de percolación en función de REXP	284
Figura C1. Funcionamiento acoplado del algoritmo Hipercubo Latino y Rosenbrock HLR. ....	294
Figura D1. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4202.....	295
Figura D2. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4224.....	296
Figura D3. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4205.....	296
Figura D4. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4201.....	297
Figura D5. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4004.....	297
Figura D6. Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4102.....	298
Figura E1. Discretización del acuífero en tres capas.....	300
Figura E2. Espesores dados en metros, por celda y para cada capa.....	301
Figura E3. Permeabilidad empleada en el modelo de autovalores para las tres direcciones $K_x$ , $K_y$ y $K_z$ .....	303
Figura E4. Valores del coeficiente de almacenamiento empleados en el modelo de autovalores para las tres capas. ....	304
Figura E5. Distribución espacial de los bombeos por masa de agua subterránea para la cuenca del alto Guadiana .....	305
Figura E6. Distribución de la recarga natural en la capa 1 del acuífero a través del empleo de coeficientes de reparto. ....	306
Figura E7. Distribución de los bombeos entre las distintas masas de agua subterránea de las capas 1 y 3, a través de los coeficientes de reparto. ....	307

Figura E8. Caracterización de la interrelación río-acuífero en régimen natural .....	309
Figura E9. Localización de las celdas de drenaje o celdas con condiciones de contorno no lineales, todas localizadas en la capa 1 .....	310
Figura E10. Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea La Obispalía. ....	313
Figura E11. Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira.....	313
Figura E12. Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Lillo-Quintanar. ....	314
Figura E13. Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Rus-Valdelobos. ....	314
Figura E14. Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Mancha Occidental II.....	315

# Índice de tablas

Tabla 1. Características hidrológicas de las zonas de estudio.....	58
Tabla 2 Parámetros de control o de calibración del modelo de Témez y rangos de valores probables .....	67
Tabla 3. Parámetros de control o de calibración del modelo GR4J y rangos de valores probables.....	68
Tabla 4 Parámetros de control o de calibración del modelo HBV y rangos de valores probables.....	69
Tabla 5 Parámetros de control o de calibración del modelo SAC-SMA y rangos de valores probables .....	70
Tabla 6. Valores de los parámetros que controlan el algoritmo SCEUA para ser utilizado en la calibración de MPE.....	75
Tabla 7. Valores de los parámetros que controlan el algoritmo HLR para ser utilizado en la calibración de MPE .....	80
Tabla 8. Media del valor alcanzado de la FO para cada escenario. ....	86
Tabla 9. Periodos de calibración y validación utilizados en la modelización. ....	92
Tabla 10. Parámetros efectivos del modelo de Nieve 1 para las subcuencas con innivación.....	94
Tabla 11. Valores del índice de humedad calculados a partir de datos medios anuales de ETP y P. ....	101
Tabla 12. Valor promedio del número de iteraciones realizadas por cada algoritmo para la calibración de cuatro MPE.....	104
Tabla 13. Principales embalses de regulación del sistema de explotación del Júcar. ....	114
Tabla 14. Superficies, aportaciones intermedias y aportación total de la cuenca del río Júcar.....	118
Tabla 15. Bondad de ajuste de los modelos hidrológicos. Valores de la función objetivo. ....	132
Tabla 16. Valores del RMSE obtenidos para las cinco subcuencas del sistema de explotación de Júcar.....	136
Tabla 17. Bondad de ajuste de los modelos hidrológicos. Valores de la función objetivo. ....	144

Tabla 18. Comparativa de los valores de la FO para la subcuenca de Molinar empleando series restituídas a régimen natural y series históricas medidas en las estaciones de aforo (régimen alterado). .....	144
Tabla 19. Aportación media anual para la subcuenca de Molinar obtenida con cuatro MPE para el periodo de simulación 1979/80-2006/07.....	145
Tabla 20. Características de las subcuencas de calibración definidas en la cuenca del Alto Guadiana. ....	162
Tabla 21. Superficies de las masas de agua que recargan el acuífero. ....	168
Tabla 22. Parámetros efectivos del modelo precipitación-escorrentía HBV para cada subcuenca.....	176



# CAPÍTULO 1

## Introducción

El agua como fuente de vida y en el desempeño de sus funciones sociales, ambientales, económicas y culturales, es un elemento que condiciona el desarrollo de cualquier región, nación o continente, y que al mismo tiempo cumple la función básica de mantener la integridad del entorno natural. Es por esta razón, que desde hace décadas el ser humano ha desarrollado y perfeccionado técnicas y estrategias, que le permiten evaluar la disponibilidad de agua e identificar las demandas asociadas a su entorno, evaluando así, posibilidades para su abastecimiento.

### 1.1 Motivación

El costo y la distribución irregular del agua a nivel mundial es evidente. Incluso en zonas donde los recursos hídricos son abundantes, se pueden presentar problemas de escasez, debido en gran medida a las débiles prácticas de gestión del agua y a las actividades antrópicas que se ejercen sobre el sistema. En este sentido, la evaluación de los recursos hídricos es la clave esencial para el manejo y gestión de cuencas (Wurbs, 2005).

Poder estimar los caudales que fluyen en una cuenca por un sistema de drenaje, constituye una de las grandes herramientas con que cuenta el ser humano para enfrentar problemas de disponibilidad de agua, abastecimiento y control de demandas, estudios de avenidas máximas o control de inundaciones. Esta estimación se logra haciendo uso de la modelación hidrológica, cuyo papel es una pieza clave para la evaluación de recursos hídricos a nivel de cuenca (Bellin et al., 2016).

El desarrollo de modelos que ayuden al estudio de la disponibilidad de agua es una tarea muy importante y compleja que plantea un importante desafío científico. Existe una gran cantidad de modelos hidrológicos que pueden ser utilizados con este fin (Devi et al., 2015), y que pueden ser además, una herramienta potente si se utilizan de manera rigurosa y existe una adecuada interpretación de los resultados para la toma de decisiones. En esta tesis nos centraremos en un tipo específico de estos modelos, los denominados modelos conceptuales de balance hídrico o precipitación-escorrentía, que simulan de forma agregada la respuesta hidrológica de una cuenca a partir de las precipitaciones producidas.

La modelación hidrológica enfocada a la evaluación de los recursos hídricos, tiene objetivos específicos que la diferencian de la modelación hidrológica utilizada para otros fines, por ejemplo, el estudio y control de avenidas. Para la primera, es muy importante utilizar herramientas que le permitan representar la mayor variabilidad de los caudales históricos registrados, poniendo especial interés en el análisis de los periodos de sequía, es decir, donde los valores de los caudales son muy bajos, ya que son estos eventos los que otorgan mayor preocupación en la gestión de cualquier sistema de recursos hídricos. Mientras que, para la segunda, el objetivo se centra en la representación de uno o varios eventos donde se persigue la representación de los caudales máximos. Entonces, podemos decir que la modelación hidrológica empleada para la evaluación de recursos hídricos es el punto de partida para la gestión de cualquier sistema y he aquí su gran importancia.

La evaluación de recursos hídricos es un problema con muchas aristas que no puede resolverse de forma genérica ni automatizada, ya que, cada caso cuenta con características únicas y problemáticas distintas. Un sistema se vuelve más complejo a medida que las acciones antrópicas interfieren en su estado natural, lo que significa que, además de lidiar con el propio problema que representa evaluar la disponibilidad de agua a la salida de una cuenca, también debe solventar los tropiezos que supone para la modelación hidrológica el estado de un sistema regulado. De este hecho, se desprende un abanico de problemas que complican aún más la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca. Si un sistema está sometido a diversas alteraciones antrópicas que modifican el caudal que de manera natural debería llegar al punto de salida de la cuenca, entonces nos referimos a un sistema regulado (que puede ser hiper-regulado dependiendo del grado de alteración registrado). De lo contrario, si se trata de un sistema cuyas alteraciones existentes sean nulas o insignificantes, entonces nos referiremos a un sistema no regulado o en régimen natural. Por sí solos, los sistemas de recursos hídricos pueden ser complejos en función de las relaciones que existan entre los caudales superficiales

Cuanta más regulación exista en el sistema, la implementación del modelo hidrológico se tornará cada vez más complicada. Los modelos precipitación-escorrentía (MPE), a través de balances de agua, calculan la escorrentía a partir de los valores de precipitación producidos en toda la cuenca, sin embargo, no tienen la capacidad de simular la alteración que ejerce la regulación del sistema sobre la escorrentía total, dando lugar a uno de los problemas más importantes en la evaluación de recursos hídricos. Para solventarlo, habitualmente se recurre a un proceso largo y complejo, denominado restitución a régimen natural. Este proceso consiste en determinar los caudales que de manera natural circularían por la red de drenaje de la cuenca de no existir alteraciones antrópicas, esto implica la difícil tarea de contar con un conocimiento detallado de todas las acciones que suceden en el sistema, además de información histórica pertinente y válida.

Aunado a toda la problemática que supone el estudio de la disponibilidad de los recursos hídricos en un sistema regulado, hay que considerar otros problemas a los que debemos enfrentarnos independientemente de las características de la zona de estudio. El primero se refiere, al proceso de calibración y posterior validación de cualquier MPE, el cual implica la selección de las técnicas adecuadas y de los indicadores de bondad de ajuste correctos. Este proceso es quizás el más importante en la evaluación de recursos hídricos, ya que del éxito de este proceso dependerá la fiabilidad de los resultados obtenidos. La selección del modelo implementado, la escala temporal de los datos disponibles o el paso de tiempo en la simulación, son otros de los problemas que hay que tratar en todos los casos.

Los problemas que pueden presentarse en la evaluación de los recursos hídricos recaen principalmente en las interrelaciones presentes en cada sistema. Así hemos distinguido tres grandes líneas de trabajo en esta tesis: sistemas en régimen natural, sistemas regulados y sistemas con una alta influencia de la componente subterránea.

Esta tesis pretende ser una guía para la formulación de modelos hidrológicos en la evaluación de recursos hídricos en sistemas complejos, donde los métodos clásicos no son suficientes debido a la gran alteración hidrológica que sucede en la cuenca ocasionada por la gestión. Se han propuesto metodologías particulares para la solución de problemas que se presentan frecuentemente en la modelación hidrológica, pero sin una solución clara establecida. También se han analizado los elementos que intervienen en el proceso, tales como las técnicas de calibración de modelos hidrológicos, estadísticos de bondad de ajuste empleados como funciones objetivo (FO) o la influencia del modelo seleccionado. Finalmente, con la metodología desarrollada en

esta tesis, se propone el uso de un conjunto de herramientas, todas ellas incluidas en un Sistema de Soporte a la Decisión (SSD), que permiten llevar a cabo las propuestas planteadas en cada etapa de esta investigación.

### 1.2 Objetivos

El principal objetivo de esta tesis doctoral es diseñar una propuesta metodológica científico-técnica completa para la evaluación de los recursos hídricos en sistemas naturales, regulados y altos índices de explotación, y aquellos que muestren una importante influencia de la componente subterránea. Esto con el fin de mostrar soluciones y herramientas pertinentes para solventar los problemas más comunes (pero poco explorados) en el proceso de evaluación de los recursos hídricos. Para ello, se plantean una serie de objetivos particulares, que se exponen a continuación:

- **Objetivo 1:** Analizar y profundizar en la aplicación de la metodología general de la evaluación de recursos hídricos en cuencas naturales o sin regulación, cuyo instrumento principal es la aplicación directa de modelos precipitación-escorrentía.
- **Objetivo 2:** Proponer una metodología para la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados y con altos índices de explotación, mediante la modelación conjunta de modelos precipitación-escorrentía y un modelo de simulación de la gestión.
- **Objetivo 3:** Proponer una metodología que integre los sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos en sistemas complejos a través de la modelación conjunta de modelos precipitación-escorrentía y un modelo distribuido para la simulación de acuíferos.
- **Objetivo 4:** Estudiar la influencia de la selección del modelo hidrológico en la evaluación de recursos hídricos.
- **Objetivo 5:** Estudiar la influencia de la escala temporal de simulación y la resolución espacial de los datos de ingreso a los modelos en la evaluación de los recursos hídricos.
- **Objetivo 6:** Proponer y desarrollar un algoritmo de optimización como una técnica de calibración automática de modelos precipitación-escorrentía.
- **Objetivo 7:** Desarrollar una herramienta de calibración automática de modelos precipitación-escorrentía y su incorporación en un Sistema Soporte a la Decisión (SSD AQUATOOL).

### **1.3 Estructura**

Tras esta introducción general, el Capítulo 2 describe el estado de arte actual en relación a la evaluación de recursos hídricos a escala de cuenca. Por un lado, se analizan los instrumentos para el proceso de modelización, y por el otro, los problemas presentes en los sistemas de recursos hídricos derivados de la intervención del hombre para la satisfacción de sus necesidades hídricas.

En el Capítulo 3, se describe la metodología completa que se ha propuesto en esta investigación, las características de los sistemas de recursos hídricos donde pueden aplicarse y las herramientas informáticas propuestas para la ejecución de dicha metodología.

El Capítulo 4 describe la metodología para la evaluación de recursos hídricos aplicable a sistemas naturales o sistemas sin regulación. Se describe el caso de aplicación y se presenta los resultados obtenidos.

De manera similar, el Capítulo 5, recoge la metodología para la evaluación de los recursos hídricos, pero en sistemas regulados y con altos índices de explotación. Se describe brevemente el caso de aplicación y se muestran los resultados de los análisis planteados.

Por su parte en el Capítulo 6, se presenta la metodología desarrollada para la evaluación de recursos hídricos en sistemas donde la componente subterránea tiene una importante influencia sobre la determinación de la disponibilidad de agua. Se describe el caso de aplicación y los resultados de los análisis propuestos.

Finalmente, el Capítulo 7 recoge las conclusiones generales obtenidas a partir de esta investigación. Las conclusiones particulares se encuentran descritas al final de los Capítulos de resultados (4, 5 y 6).

De manera adicional se han incorporado cinco Anexos que han sido necesarios para desarrollar partes específicas de esta investigación, a los que se hará referencia al largo del desarrollo de esta tesis.



# CAPÍTULO 2

## Estado del arte

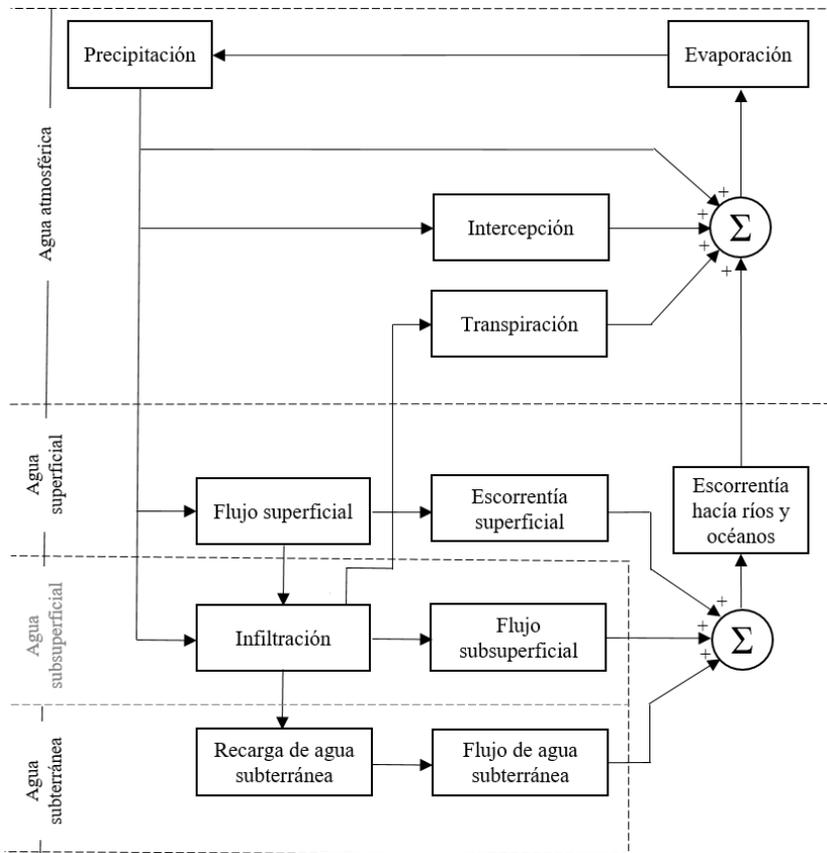
El agua es la sustancia más abundante en el planeta Tierra y es el principal constituyente de todos los seres vivos. Evaluar su disponibilidad y gestionar su distribución es una tarea que ha asumido el hombre para garantizar la satisfacción de sus necesidades y el bienestar social. En este sentido, la modelación hidrológica para la evaluación de los recursos hídricos, es el punto de partida para la solución de muchos problemas relacionados con la gestión y el manejo del agua a nivel de cuenca, permitiendo el estudio de variables externas a los sistemas que permiten evaluar, planear y predecir medidas que conduzcan a una correcta toma de decisiones.

El estudio de los sistemas de recursos hídricos se logra a través de la implementación de los denominados modelos hidrológicos. En este sentido el ciclo hidrológico es la base dentro de dichos sistemas, ya que conecta la geología, la ecología, la atmósfera y la sociedad (Viviroli et al., 2009). Y son precisamente todos estos elementos lo que han de representarse a través de un modelo hidrológico.

### 2.1 El ciclo hidrológico

El ciclo hidrológico, término que describe la circulación y almacenamiento del agua en la Tierra (Maidment, 1993), es el eje central de la modelación hidrológica y es el punto de partida en la evaluación de recursos hídricos a nivel de cuenca. El ciclo no tiene principio ni fin y sus diversos procesos ocurren en forma continua. El agua se *evapora* desde los océanos y desde la superficie terrestre para formar parte de la atmósfera hasta que se condensa, y cuando se tienen las condiciones idóneas, se *precipita* sobre la superficie terrestre o los

océanos. El agua que se precipita puede ser *interceptada* por la vegetación, convertirse en *flujo superficial* sobre el suelo, infiltrarse en él, correr a través de él como *flujo subsuperficial* y descargar en los ríos como *escorrentía superficial* o formar parte de la *escorrentía subterránea*. La mayor parte del agua interceptada y de escorrentía superficial regresa a la atmósfera a través de la evaporación. El agua infiltrada puede percolar profundamente para *recargar* el agua subterránea de donde emerge a través de manantiales o se desliza hacia ríos para formar la escorrentía superficial, y finalmente fluye hacia el mar o se evapora en la atmósfera a medida que el ciclo hidrológico continúa (Chow et al., 1994; Sorooshian et al., 2009). Todos estos conceptos se integran en una respuesta única a través de la escorrentía en el punto de salida de la cuenca (Viviroli et al., 2009). En la Figura 1 se muestra una representación del ciclo hidrológico y las interacciones entre todas sus componentes.



**Figura 1.** Esquema global del ciclo hidrológico (Adaptado de Chow et al., 1994).

La *precipitación* es la caída de agua desde la atmósfera a la superficie de la terrestre (cubierta vegetativa y suelo) en estado líquido o sólido, es decir en forma de lluvia o de nieve o granizo, respectivamente.

La *evaporación* se refiere al retorno del agua líquida a la atmósfera desde una superficie cubierta por agua (ríos, lagos o mares). Por su parte la *evapotranspiración* es el efecto conjunto que se produce a través de la evaporación del agua presente en la superficie terrestre y en los mares, ríos y lagos, y la transpiración procedente de la tierra a través de los seres vivos, particularmente de las plantas. La evapotranspiración determina la formación de vapor atmosférico que, al condensarse, y bajo ciertas condiciones, puede retronar a la superficie continental a través de la precipitación.

Parte de la precipitación se *infiltra* en el suelo, donde se redistribuye, y desde ahí se vuelve a la atmósfera a través de la evapotranspiración o se *percola*, es decir, que desciende al subsuelo por efecto gravitatorio al superarse la capacidad de campo. Otra parte de la precipitación queda *interceptada* por la vegetación o *retenida* en pequeños almacenamientos superficiales, o bien *escurre* superficialmente por la red de drenaje en la cuenca dando lugar a la *escorrentía directa*.

El agua infiltrada en el subsuelo, y que no es evapotranspirada, desciende por la zona no saturada, desde la que puede lateralmente surgir a la superficie en forma de *flujo subsuperficial*, o *percolar* hasta alcanzar los niveles de las aguas subterráneas saturadas o niveles piezométricos de los acuíferos (proceso de *recarga*), que son las formaciones geológicas que tienen capacidad para almacenar y transmitir el agua.

La parte del agua que mediante la percolación *recarga* los acuíferos y vuelve a salir, diferida en el tiempo, a la red fluvial mediante los manantiales o en los tramos fluviales drenantes de acuíferos, se denomina *agua subterránea* y su circulación en el subsuelo es la *escorrentía* o *flujo subterráneo*. Es frecuente asociar la escorrentía subterránea al denominado *flujo base* de los ríos, aunque puede haber otras componentes del caudal con variabilidad temporal relativamente lenta, como la fusión de nieves, y cabe asimismo distinguir un flujo de fondo o base de otros flujos más rápidos en la descarga de los manantiales, siendo ambos *escorrentía subterránea*. La representación del movimiento del agua a través de las cuencas, en sus diferentes etapas, para conocer cómo se distribuye y como aprovecharla, es precisamente el objetivo principal de la modelación hidrológica.

Más adelante se tratarán algunas fases específicas del ciclo hidrológico a través de la implementación de modelos que transforman la

precipitación en escorrentía o en aportación. Se define como *aportación* de un río en un punto de la red fluvial el volumen de agua que pasa por él durante un periodo de tiempo. En el régimen natural esta aportación comprenderá, pues, la suma de escorrentía superficial directa de toda la cuenca situada aguas arriba, y la escorrentía subterránea que se incorpora a los cauces aguas arriba de ese punto.

## **2.2 Modelación hidrológica**

La modelación hidrológica es esencial para la evaluación, manejo y gestión de los recursos hídricos. Poder estimar los caudales que fluyen en una cuenca por un sistema de drenaje, constituye una de las grandes herramientas con que cuenta el hombre para enfrentar problemas de abastecimiento y control de demandas, estudios de avenidas máximas y control de inundaciones, entre otras muchas aplicaciones (Bellin et al., 2016; Singh & Woolhiser, 2002).

La modelación hidrológica tiene sus orígenes a principios del siglo XIX, aplicándose principalmente para el diseño de obras hidráulicas, y fue hasta mediados del siglo XX cuando surgieron las primeras expresiones matemáticas simples para representar mecanismos individuales involucrados en los procesos del ciclo hidrológico. En la década de los años 60's, con el advenimiento de la revolución digital, se realizó el primer intento por representar casi en su totalidad el ciclo hidrológico en una cuenca (Jorquera et al., 2012). Con el paso de los años y la aparición de computadoras más potentes, a mayor disponibilidad de datos y la aparición de los Sistemas de Información Geográfica (SIG), permitieron el desarrollo de este campo y el surgimiento de nuevos modelos con conceptualizaciones cada vez mejores. El desarrollo de la modelación hidrológica ha experimentado un impulso extraordinario en las últimas décadas. Desde el surgimiento de los primeros modelos hidrológicos conceptuales en la década de los años 60's hasta la actualidad, no solo el número de modelos desarrollados es extenso, sino que sus tipologías se han multiplicado, se han sofisticado y sus aplicaciones prácticas se han extendido potencialmente (Cabezas, 2015).

Un modelo hidrológico, busca la representación de los diferentes procesos involucrados en una cuenca, a través de formulaciones matemáticas que permiten tener una conceptualización del sistema real. Esto permite obtener aproximaciones cuantitativas de los efectos que causarían distintos escenarios sobre el comportamiento de la cuenca sin tener que esperar a que ocurran para saber la respuesta probable del sistema (Chow et al., 1994).

### 2.2.1 Tipos de modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos pueden dividirse en dos categorías generales de acuerdo con Chow et al. (1994): modelos *físicos* y modelos *abstractos*. Los primeros incluyen modelos “a escala” que representan el sistema en una escala reducida. Por su parte, los modelos *abstractos* representan el sistema en forma matemática a través de un conjunto de ecuaciones matemáticas que relacionan las variables de entrada y de salida. Tratar de desarrollar un modelo con variables aleatorias que dependen de las tres dimensiones espaciales y del tiempo es una tarea ardua y compleja, por lo que, para la mayor parte de los propósitos prácticos es necesario simplificar el modelo obviando o suponiendo ciertas fuentes de variación en cada caso.

De acuerdo con la forma en que los modelos llevan a cabo estas simplificaciones del sistema, los modelos hidrológicos son susceptibles de distintas clasificaciones en función de sus características. De forma detallada, algunas clasificaciones realizadas en función de distintos criterios se pueden consultar en Clarke (1973), O’Connell (1991), Singh (1995) y Wheeler et al. (1993).

A continuación, se presenta una clasificación de los modelos en función de tres características principales y que son de interés para el desarrollo de este trabajo.

Desde el punto de vista de tener o no en cuenta la aleatoriedad del sistema, los modelos pueden ser: *determinísticos* o *estocásticos*.

- Los modelos *determinísticos* no consideran la aleatoriedad en el proceso de modelización, y una misma entrada produce siempre la misma salida. Generalmente están basados en la implementación de series de datos históricas.
- Los modelos *estocásticos* son básicamente propuestas matemáticas que carecen de una base física, cuyos resultados son al menos parcialmente aleatorios. Su aplicación se basa en series probabilísticas. A pesar de que todos los fenómenos hidrológicos implican algún grado de aleatoriedad, la variabilidad resultante en la salida puede ser pequeña cuando se le compara con la variabilidad de otros factores conocidos.

En función de la discretización espacial de la cuenca, los modelos pueden ser agregados, distribuidos y semidistribuidos (Vieux, 2001).

- Los modelos *agregados* consideran la superficie de la cuenca homogénea, es decir, consideran que todas las características y variables son uniformes, ignorando la variabilidad espacial interna de la cuenca. Esto significa que los procesos

hidrológicos suceden en un sólo punto para toda la superficie modelizada.

- En contraste, los modelos *distribuidos* discretizan más fina de la cuenca, generalmente a través de un mallado homogéneo, que permite considerar la variabilidad interna de la cuenca al otorgar características hidrológicas distintas en cada punto de la malla. Los modelos distribuidos consideran que los procesos hidrológicos ocurren en varios puntos de la cuenca definiendo las variables del modelo en función de la discretización realizada.
- Por su parte, los modelos *semidistribuidos* son una versión más fina de los modelos agregados, donde se discretiza la cuenca en subzonas, donde cada una es considerada como un modelo agregado. Esto permite definir características hidrológicas propias para cada subzona, permitiendo una mayor discretización de la cuenca y una representación más fina de la variabilidad interna de la misma. Se considera que los procesos hidrológicos suceden también en cada subzona, de manera que éstos se aplican en función de la discretización realizada en la superficie de la cuenca. Esta aplicación mejorada de un modelo agregado sin llegar a convertirse en un modelo distribuido, es considerada como una técnica eficiente con ciertas ventajas operativas y computacionales (Cabezas, 2015).

En función de la conceptualización de los modelos, estos pueden ser *conceptuales* o *de base física*.

- Los modelos *conceptuales* por el contrario a los anteriores, no se encuentran atados a la estructura formal del conocimiento y elabora sus propias funciones de transferencia tratando de reproducir ciertas etapas el ciclo hidrológico. Generalmente se representan a través almacenamientos o depósitos que se relacionan entre sí y operan realizando balances de agua en cada depósito. La mayor parte de los modelos conceptuales son a su vez modelos agregados.
- Los modelos *de base física* basan su formulación en los principios y las leyes físicas que rigen el transporte del agua en la atmósfera, en la superficie del terreno y a través de un medio poroso. En general son ecuaciones diferenciales ordinarias o en derivadas parciales, que gobiernan cada proceso del ciclo que modela y los vuelve considerablemente complejos. Requieren cálculos muy intensivos y numerosos parámetros físicos que pueden obtenerse (y de forma parcial) en entornos experimentales.

Un modelo de cuenca debe representar un punto de equilibrio entre complejidad y exactitud de la representación, basado en la comprensión del sistema y el manejo matemático adecuado y necesario.

### ***2.2.2 Modelos hidrológicos utilizados en la evaluación de recursos hídricos***

La cantidad de modelos hidrológicos existentes es muy vasta (Cabezas, 2015; Chow et al., 1994) los hay de simulación hidrológica global o a escala de cuenca, de simulación de flujo superficial y flujo subterráneo, conceptuales, empíricos o de caja negra, de aplicación agregada o distribuida, entre otras. Sin embargo a pesar de tener formulaciones muy distintas, todos tienen algo en común, y es que su aplicación es indispensable para la solución de problemas relacionados con el agua (Todini, 2007). Algunas de sus aplicaciones más comunes son: (i) la previsión y control de avenidas (Al-Sabhan et al., 2003; Wijayarathne & Coulibaly, 2020), (ii) análisis de sequías (Haro-Monteagudo et al., 2017; Madrigal et al., 2018; Marcos-García et al., 2017), (iii) evaluación de los impactos hidrológicos de las actividades humanas (Beck et al., 2017) y (iv) la evaluación de recursos hídricos (García-Romero et al., 2019; Hesse et al., 2008); entre otras aplicaciones.

El hilo conductor en esta tesis, es precisamente la aplicación de la modelación hidrológica enfocada a la evaluación de los recursos hídricos y toda la problemática implícita en este proceso. La evaluación de recursos hídricos es crucial para estudios de manejo y gestión de recursos hídricos a nivel de cuenca (Wurbs, 2005); además, son el punto de partida para el análisis de eventos como las sequías o el análisis de fenómenos como el cambio climático (Dakhlaoui et al., 2017). Para este fin, los modelos precipitación-escorrentía (MPE) han sido utilizados con éxito (García-Romero et al., 2019; Hughes & Metzler, 2009; Servat & Dezetter, 1993; Tegegne et al., 2017; Xu & Singh, 2004).

Los MPE, también conocidos como modelos de balance hídrico, son modelos determinísticos que permiten hacer una evaluación cuantitativa de los recursos de agua disponibles en una cuenca a partir de un valor de precipitación dado. Se basan en la aplicación del principio de conservación de la masa o también conocida como ecuación de continuidad. El balance hídrico en una cuenca estima los valores relativos de entrada y salida de flujo y la variación del volumen de agua almacenada en cada zona o masa de agua. En general las entradas de la ecuación comprenden la precipitación (P), en forma de lluvia o nieve, realmente recibida en la superficie del suelo, y las aguas superficiales o subterráneas recibidas por la cuenca. Se consideran como salidas, la evaporación desde la superficie, la transpiración de las plantas y las salidas de corrientes de agua superficial y subterránea. Cuando las

entradas superan a las salidas, el volumen de agua almacenada aumenta, y cuando ocurre lo contrario disminuye (Sokolov & Chapman, 1974). De esta forma se calcula la disponibilidad de agua en un punto específico en la cuenca.

Estos modelos pueden aplicarse de forma agregada, semidistribuida o distribuida dependiendo del grado de discretización de la cuenca, dependiendo del tipo de información disponible y de la estructura de los resultados esperados.

Los modelos hidrológicos con aplicación distribuida han sido un punto de interés en la comunidad científica en los últimos años, especialmente como una herramienta para la estimación y predicción de eventos de crecidas, no así, para la modelación hidrológica enfocada a la evaluación de recursos hídricos donde los modelos agregados o semidistribuidos han tenido mayor éxito. Esto se debe a que, los modelos distribuidos representan la variabilidad espacial de la cuenca y de los fenómenos involucrados en los procesos hidrológicos, con mayor detalle que los modelos agregados, permitiendo una mejor representación de fenómenos que se analizan en periodos cortos donde se busca la representación de un evento específico, por ejemplo, una avenida o un hidrograma de tormenta. En contraste, los modelos agregados o semidistribuidos representan con menor detalle la variabilidad de los procesos hidrológicos, pero permiten un análisis satisfactorio de periodos largos, que son de especial interés en la aplicación de modelos en la evaluación de recursos hídricos. El objetivo en la evaluación de recursos hídricos va más allá de la representación de un evento puntual, ésta se interesa en la representación de la mayor variabilidad de la serie histórica utilizada como serie de referencia, especialmente en temporadas donde los caudales son bajos, ya que es en estos periodos donde el recurso es escaso (Refsgaard & Abbott, 1996).

Cuando se trata de realizar estudios relacionados con la evaluación de recursos hídricos a nivel de cuenca, los modelos agregados y semidistribuidos producen un mejor rendimiento general del modelo en comparación con los modelos distribuidos más complejos (Vansteenkiste et al., 2014), éstos últimos son particularmente útiles en pequeñas cuencas hidrológicas ricas en datos cuando se usan articulados junto a estudios de campo (Chiew, 2010; Segura-Méndez, 2017). En los trabajos realizados por Boyle et al. (2001); Carpenter & Georgakakos (2006); Koren et al. (2004); Maurer et al. (2010); Shah et al. (1996); Xu et al. (2016) y Zhang et al. (2004) se realizaron diversas comparaciones entre modelos agregados o semidistribuidos con modelos distribuidos, obteniéndose resultados y conclusiones similares.

La simplicidad de los modelos agregados y su aplicación en forma semidistribuida, han demostrado un rendimiento eficiente y exitoso en la solución de problemas de simulación hidrológica a escala de cuenca (García-Romero et al., 2019; García et al., 2008; Uhlenbrook et al., 2009; Yang & Michel, 2009). Concretamente, la aplicación semidistribuida de los MPE se ha considerado como una técnica eficiente con ciertas ventajas operativas y computacionales con respecto a los modelos distribuidos (Cabezas, 2015). La metodología planteada en esta Tesis doctoral está basada en la aplicación de MPE con aplicación semidistribuida, ya que su simplicidad permite la estimación de recursos hídricos sin necesidad de información espacial muy específica que en muchos casos no está disponible.

Actualmente, en la literatura existe una plétora de MPE utilizados con distintos fines, cada uno con sus propios supuestos y características. Algunos trabajos que han revisado la historia y evolución de los modelos hidrológicos desde su aparición hasta la actualidad, pueden consultarse en Bierkens (2015); Clarke (1973); Daniel et al. (2011); Devi et al. (2015); Rosbjerg & Madsen (2005); Servat & Dezetter (1993); Singh & Frevert (2002); Tegegne et al. (2017); Trambauer et al. (2013); Wagener et al. (2004) y Xu & Singh (1998; 2004). El análisis de estos trabajos muestran que la implementación de MPE enfocada a la evaluación de recursos hídricos para el manejo y gestión de los recursos a escala de cuenca, es un enfoque poco documentado en comparación con su implementación para el análisis de crecidas o control de avenidas (García-Romero et al., 2019).

Los MPE que han sido utilizados en estudios enfocados a la evaluación de recursos hídricos a escala de cuenca, con aplicación agregada o semidistribuida, y que han sido objeto de numerosas comparaciones, son:

- El modelo ABCD desarrollado por Thomas (1981), ha mostrado resultados exitosos en trabajos como (Pellicer-Martinez & Martínez-Paz, 2015; Pérez-Sánchez et al., 2019; Sankarasubramanian & Vogel, 2002; Zhao et al., 2016).
- El modelo de balance hídrico AWBM (Australian Water Balance Model) (Boughton, 2004), desarrollado en la década de los 90's, es actualmente uno de los modelos más usados en cuencas australianas a escala mensual principalmente, aunque existen casos donde se ha aplicado a escala diaria con resultados favorables (Boughton & Chiew, 2007; Jones et al., 2006).
- El modelo de origen francés GR2M (Lacombe et al., 2016; Mouelhi et al., 2006).

- El modelo conceptual SIMHYD (Simplified Hydrology Model) (Chiew et al., 2002).
- El modelo de Témez (Témez, 1977), al igual que los modelos anteriores, es un modelo conceptual, agregado con aplicación semidistribuida y de pocos parámetros. Ha sido utilizado exitosamente en cuencas españolas y por el Centro de Estudios Hidrográficos (CEH) del Gobierno de España (Estrela, 1992). En trabajos como Bejarano et al. (2010); Belmar et al. (2011); Jódar et al. (2017) o Zambrano et al. (2018) ha sido utilizado exitosamente para la cuantificación de recursos hídricos a nivel de cuenca con resultados favorables, sobre todo en cuencas Mediterráneas. Los resultados de este modelo han sido utilizados con éxito en el análisis de sequías y cambio climático, principalmente a escala mensual (Marcos-García et al., 2017). Algunas deficiencias del modelo han sido identificadas por (Pérez-Sánchez et al., 2019).
- El modelo de origen francés GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) (Perrin et al., 2003) es un modelo de datos diarios (aunque puede adaptarse para su aplicación en otras escalas temporales de simulación). Su aplicación ha sido satisfactoria en zonas con escasa información o cuencas no aforadas (Ficchi et al., 2016; Rojas-Serna et al., 2016). Recientemente, Mathevet et al. (2020) probaron este modelo en un conjunto de cuencas seleccionadas en todo el mundo, al evaluar su comportamiento encontraron resultados favorables. Ha sido objeto de múltiples comparativas con otros modelos como el AWBM o SIMHYD, demostrando resultados superiores en todos los casos (Chiew, 2010; Dakhlaoui et al., 2017; García-Romero et al., 2019; Tegegne et al., 2017). Ha mostrado resultados favorables en el cálculo de la recarga de acuíferos (Zhu et al., 2020) y en su implementación para la evaluación de recursos hídricos bajo predicciones de cambio climático (Li et al., 2013). El trabajo realizado por Cabezas (2015), mostró que los modelos de Témez y GR4J, tuvieron el mejor comportamiento para un conjunto de cuencas en un conjunto de cuencas españolas peninsulares, en contraste con tres modelos más, entre ellos el modelo ABCD.
- El modelo conceptual HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) (Bergström, 1995), fue desarrollado por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco. Se ha utilizado en más de 30 países en diferentes condiciones climáticas (Xu & Singh, 2004). Es el modelo estándar para el cálculo y predicción de caudales en los países escandinavos (Singh & Frevert, 2003) La simplicidad de los datos de entrada

del modelo y la estructura robusta del modelo han demostrado su eficiencia y fiabilidad resolviendo problemas en la evaluación de recursos hídricos a nivel de cuenca (SMHI, 2012). El trabajo realizado por Dakhlaoui et al. (2017), demostró la robustez del modelo HBV bajo variabilidad climática en la zona del norte de Túnez. Recientemente, la aplicación de este modelo en distintas cuencas en España con características hidrológicas muy diversas, mostró la eficiencia del modelo ante la comparativa con otros MPE para la evaluación de recursos hídricos (García-Romero et al., 2019). Conclusiones similares se han obtenido en trabajos como Astorayme et al. (2016); Devi et al. (2015) y Orth et al. (2015).

- El modelo SAC-SMA (Sacramento Soil Moisture Accounting) (Burnash et al., 1973). Recientemente, Wijayarathne & Coulibaly (2020) compararon la eficiencia de este modelo con el modelo GR4J y HBV para la estimación de la disponibilidad hídrica para una zona en Canadá; y encontraron que junto con el modelo GR4J fueron los que mostraron los mejores resultados siendo un modelo realmente eficiente. Resultados exitosos de la aplicación de este modelo se pueden encontrar en (Khakbaz et al., 2012; Wijayarathne & Coulibaly, 2020; Zhang et al., 2012). No obstante, el modelo muestra ciertas debilidades en cuencas donde la información de aforos disponible es escasa (García-Romero et al., 2019).

Los últimos cuatro modelos descritos en los párrafos anteriores han sido seleccionados para el desarrollo de los objetivos propuestos en esta Tesis.

En el trabajo realizado por Zocatelli et al. (2020) se encontró que el rendimiento de los modelos hidrológicos en las zonas áridas o semiáridas es significativamente menor que en otros climas. Las razones son numerosas, desde las escalas involucradas, procesos de modelación específicos o la falta de mediciones adecuadas y suficientes. Esto muestra la necesidad de estudiar el comportamiento de distintos modelos hidrológicos en los sistemas, sobre todo cuando se trata de cuencas áridas o semiáridas que es precisamente el caso de varias regiones en España.

La selección del modelo hidrológico es crucial para la evaluación de recursos hídricos, por ello en los estudios de modelación hidrológica se deberían llevar a cabo comparativas entre varios modelos con mecanismos diversos para definir el que represente mejor la escurriente a la salida de la cuenca (Ocampo & Vélez, 2014; Plesca et al., 2012).

La elevada variabilidad espacial y distribución irregular del agua y su escasez en España, han producido tradicionalmente numerosos conflictos relacionados con el uso del agua y han llevado al control intensivo de ésta para satisfacer las diferentes demandas (Estrela & Vargas, 2012). Debido a la situación en la que se encuentra el recurso, y las situaciones futuras que acontecen cada vez adquieren mayor relevancia para una buena planificación y gestión del agua, cuya base se encuentra en la evaluación de los recursos hídricos.

La implementación de cualquier MPE, exige que dicho modelo sometido a un proceso denominado *calibración*, y posteriormente al proceso de *validación*. De hecho, el éxito en la aplicación de un modelo hidrológico depende en gran medida del éxito alcanzado en esta etapa. Más adelante se describirá en qué consiste dicha etapa y se abordará el estado del arte de las metodologías hasta ahora empleadas para este fin.

#### *2.2.2.1 Escalas temporales de simulación*

Tan importante como el tipo de modelo a emplear en el estudio de un sistema hidrológico, lo es la escala temporal seleccionada para la simulación y para la información que se ingresa al modelo.

En el trabajo realizado por Ruíz et al. (1996) se encontró que, tratándose de modelos hidrológicos de simulación continua, no existe diferencia significativa en los resultados entre una escala temporal diaria y una escala temporal mensual, por lo que ésta última se hace más recomendable al generar resultados lo suficientemente precisos, además de considerar un menor número de entradas y cálculos. Sin embargo, al respecto Ye et al. (1997) señala que los modelos conceptuales simples son adecuados para escalas temporales mensuales, mientras que los modelos más complejos se implementarían en escalas temporales menores.

Pulido-Velazquez et al. (2007) establece que la escala mensual es la habitual en la que funcionan los modelos de gestión de cuencas hidrológicas, donde el flujo superficial de agua puede representarse mediante un simple balance de masa en una red de flujo. Sin embargo, la simulación del flujo de agua subterránea y las interacciones superficie-agua subterránea dentro de un modelo de uso conjunto usualmente requieren enfoques de modelización más complejos.

En numerosas ocasiones, es la información disponible la que condiciona la escala de simulación seleccionada. En este sentido, un análisis completo de los modelos hidrológicos y las escalas temporales de simulación empleadas, se puede encontrar en Cabezas (2015).

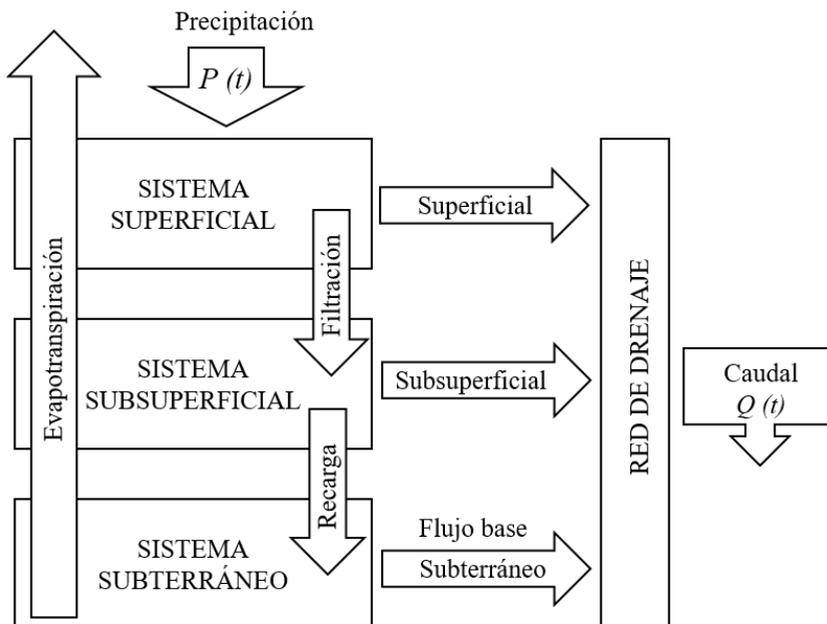
La calidad de una simulación hidrológica depende de la capacidad del modelo subyacente para describir y representar con precisión la heterogeneidad de esos sistemas hidrológicos en las diferentes escalas espaciales y temporales (Viviroli et al., 2009).

### 2.2.3 Problemas presentes en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos

#### 2.2.3.1 Sistemas naturales y sistemas regulados

Debido a la complejidad de los procesos hidrológicos que suceden en las cuencas y a la creciente demanda de recursos hídricos por parte de los seres humanos para garantizar la satisfacción de sus necesidades vitales, los sistemas de recursos hídricos y las soluciones para aliviar sus problemas son cada vez más complejos.

Un *sistema de recursos hídricos* se entiende como una abstracción conceptual construida a partir de subsistemas más simples que tienen importantes interacciones entre sus elementos, las entradas y las salidas. Una representación de un sistema de recursos hídricos se muestra en la Figura 2.



**Figura 2.** Esquema de un sistema de recursos hídricos (Adaptado de Chow et al., 1994).

En la realidad, podemos encontrar dos tipos de sistemas: *sistemas naturales* o *en régimen natural* y *sistemas regulados* o *en régimen*

*alterado*. Los primeros, se refieren a los sistemas donde no se han registrado alteraciones de origen antrópico que modifiquen el curso natural del agua a través de los elementos que componen el sistema.

Por su parte, un *sistema de recursos hídricos regulado* se entiende, desde el punto de vista de la gestión del mismo, como un sistema que alberga diversos componentes físicos impuestos por consecuencia de las actividades antrópicas, tales como embalses, canales, tuberías, estaciones de bombeos, zonas de regadío y demandas. Las interrelaciones entre los elementos que componen el sistema se ven afectadas por acción de los elementos impuestos en el sistema, ocasionando alteraciones en los caudales naturales que debería discurrir por la cuenca si dichas alteraciones no existieran (Andreu et al., 1994).

La necesidad de conocer la disponibilidad de agua en una zona para la satisfacción de las demandas de la población, sin importar si se trata de un sistema natural o regulado, es el motor principal para la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca (Bellin et al., 2016). Entre mayor sea el grado de alteraciones de origen antrópico que suceden en el sistema, el proceso de modelización para la evaluación de los recursos hídricos en el sistema será más complicado.

#### *2.2.3.2 Limitaciones en las metodologías tradicionales para la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos*

La metodología tradicional, implementada para la evaluación de recursos hídricos a nivel de cuenca, se basa en la aplicación de modelos que transforman la precipitación en escorrentía a la salida de la cuenca (MPE) (Servat & Dezetter, 1993; Tegegne et al., 2017; Xu & Singh, 1998). El principal problema que se puede presentar en esta metodología tiene que ver con la calidad y la cantidad de información para el proceso de modelización, tal como precipitaciones y caudales aforados. Los MPE estiman los caudales a la salida de la cuenca a partir de un valor de precipitación medido, y no tiene la capacidad de considerar alteraciones de origen antrópico en el sistema. Si se trata del estudio de un sistema en régimen natural, la aplicación de los MPE de forma directa ha mostrado resultados satisfactorios (García-Romero et al., 2019; Tegegne et al., 2017).

Sin embargo, cuando la zona en estudio es un sistema regulado, la metodología tradicional no puede aplicarse de forma directa. Esto se debe a que los MPE calculan los caudales en naturales, y al tratarse de un sistema regulado, no se pueden comparar los datos medidos en el sistema real con los que resultan de la modelación por proceder de dos naturalezas distintas. En este caso, se lleva a cabo un proceso previo a la modelación, denominado restitución de caudales a régimen natural.

Este consiste en estimar los flujos naturales a partir de los flujos observados y aplicar la misma metodología utilizada en los sistemas naturales (Cabezas, 2015; Marcos-García et al., 2017).

#### *2.2.3.3 Restitución de caudales a régimen natural*

Otro problema importante se presenta en el proceso de *restitución de los caudales aforados a régimen natural*. Para estimarlo es preciso conocer las detracciones de agua de los ríos y los acuíferos, los retornos a los ríos, la gestión de los embalses, así como las evaporaciones y filtraciones en ellos, transferencias de agua entre cuencas, y toda alteración de origen antrópico presente en el sistema. En general no se conocen de forma satisfactoria los usos y derivaciones del agua. Lógicamente, este conocimiento es mayor en aquellas zonas donde la escasez ha exigido mayores controles e intervenciones públicas para la distribución de las aguas (Cabezas, 2015). No obstante, a pesar de que los sistemas regulados son los casos más comunes en la evaluación de los recursos hídricos, no existen documentos que describan la metodología que debe seguirse en estos casos.

Finalmente, la metodología habitualmente utilizada para la evaluación de los recursos hídricos a nivel de cuenca basada en la aplicación de MPE, considera de forma simplificada la modelización de la componente subterránea a través de modelos unicelulares. Cuando el sistema subterráneo es muy complejo o se requiere una modelización más detallada, se ha optado por realizar la modelación del sistema superficial y del sistema subterráneo de forma independiente (Jorquera et al., 2012) perdiendo por completo las interacciones que pueden estar sucediendo entre la componente superficial y la subterránea (Aliyari et al., 2019). Cuando existen interrelaciones importantes entre la componente superficial y la componente subterránea dentro de un sistema, esta metodología podría resultar insuficiente (Brandão & Rodrigues, 2000).

## **2.3 Técnicas de optimización de parámetros de modelos precipitación-escorrentía**

### *2.3.1 Calibración manual y automática*

La aplicación de cualquier MPE en la evaluación de recursos hídricos requiere el ajuste de las condiciones meteorológicas y fisiográficas particulares del sistema real. Este ajuste se logra a través de la asignación de valores numéricos al conjunto de parámetros que rigen las ecuaciones de cada modelo, a esta etapa se le denomina *calibración*. Este proceso está en función del ajuste logrado entre el caudal simulado

y el caudal observado o medido para un mismo periodo; para ello, los parámetros se hacen variar dentro de un rango físico posible y congruente (que depende de las características de cada caso de estudio), hasta adquirir valores tales que las respuestas del modelo sean lo suficientemente similares a la serie de referencia empleada. Si la calidad del proceso de calibración no es buena, los resultados obtenidos a partir de este modelo no serán confiables, y de aquí su importancia (Andréassian et al., 2014; Duan et al., 1993; Estrela, 1988; Jain, 1993; Kollat et al., 2012; Pechlivanidis et al., 2014; Shafii & Tolson, 2015; Thyer et al., 1999; Yapo et al., 1998).

El objetivo en la calibración de un modelo consiste en minimizar la diferencia entre la respuesta real del sistema y la respuesta simulada procedente del modelo empleado. La representación matemática de esta diferencia, es lo que comúnmente se conoce como función objetivo (FO) (Bâ et al., 1995; Thyer et al., 1999). Por su parte, la *validación* es el proceso a través del que se generan caudales mediante el modelo, durante un periodo distinto al usado en la calibración, y del cual se dispone de caudales registrados para el mismo periodo. De esta forma se comprueba si el modelo es capaz de generar aportación con un nivel adecuado de confiabilidad y precisión (Bâ et al., 1995).

Básicamente existen dos métodos para la calibración de un MPE: la *calibración manual* y la *calibración automática*. Antes de la década de 1960, la *calibración manual* era el método utilizado para estimar los parámetros de un modelo hidrológico. El método consiste en realizar variaciones manuales de los valores asignados a cada parámetro hasta obtener un ajuste aceptable que se mide a través de algún índice de bondad de ajuste o bien por similitud gráfica. Con el avance tecnológico computacional, desde entonces se han desarrollado algunas técnicas de optimización o técnicas de búsqueda, denominados *algoritmos de optimización*, dando así, origen a la *calibración automática*. Ésta se basa en la búsqueda del conjunto de parámetros óptimos a través de la minimización o maximización de una FO, asignando valores de manera automática e iterativa a cada parámetro hasta obtener la mejor solución posible (Singh & Frevert, 2003).

El éxito de la calibración manual depende fuertemente de la experiencia y los conocimientos hidrológicos del modelador pues la búsqueda del valor óptimo de los parámetros está totalmente en manos del modelador. Aunque generalmente se obtienen buenos resultados, el proceso suele consumir demasiado tiempo y suele ser un proceso muy complicado para quienes carecen de criterio en el tema. Por su parte, la calibración automática, con respecto a la manual, permite realizar el proceso de forma más rápida, objetiva y eficiente, pero puede perderse el criterio y

la experiencia que puede proporcionar el modelador al ejecutar el proceso de forma automática (Liu, 2009). El peligro evidente de la calibración automática es su capacidad para permitir que el modelador siga adelante con un proceso de estimación de los parámetros sin haber i) comprendido la estructura del modelo adecuadamente y ii) obtenido toda la información posible sobre las características físicas y los procesos hidrológicos en la cuenca. Si bien la calibración manual no está exenta de este peligro, induce al modelador a identificar más estrechamente los valores iniciales de los parámetros sobre la base de las características de la cuenca y la estructura del modelo (Ndiritu, 2009).

Actualmente, para la calibración de modelos hidrológicos se sugiere utilizar un enfoque que combine los puntos fuertes de la calibración automática sin dejar de lado la calibración manual. De esta forma se reduce la subjetividad en la estimación de los parámetros y el tiempo de búsqueda al utilizar potentes optimizadores y funciones objetivo apropiadas. Esto alienta al modelador a comprender el modelo y los procesos que suceden en la cuenca, otorgando la capacidad de analizar si los resultados obtenidos del proceso de calibración tienen un sentido físico de acuerdo con las características del sistema real (Boyle et al., 2000; Ndiritu, 2009).

Cuando se utilizan modelos muy complejos con un elevado número de parámetros, la calibración automática es fundamental, ya que, por el número de variables involucradas la calibración manual resulta poco eficiente y consume mucho tiempo. Una de las técnicas más utilizadas en la calibración automática de MPE son los algoritmos de optimización (Moradkhani & Sorooshian, 2009; Tolson & Shoemaker, 2007).

### ***2.3.2 Algoritmos de optimización como técnicas de calibración de modelos hidrológicos***

Un algoritmo es un conjunto de instrucciones con secuencia finita, que se realiza sin ambigüedades y cuya actuación favorece la solución de un problema específico (Duch, 2007).

Actualmente, existe una gran cantidad de algoritmos de optimización empleados como técnicas de calibración de modelos hidrológicos (Devi et al., 2015) basados en distintas leyes que definen el proceso a través del cual el algoritmo lleva a cabo la búsqueda de la solución óptima del problema en el espacio muestral.

En trabajos como los realizados por Arsenault et al. (2014), Maier et al. (2014) o Piotrowski et al. (2018) se puede consultar una revisión de los

algoritmos utilizados en la calibración de modelos hidrológicos. Algunos son algoritmos modernos desarrollados en los últimos años inspirados en diferentes fenómenos naturales (por ejemplo el comportamiento de búsqueda de alimento de las hormigas, el comportamiento de las abejas y los pájaros, entre otros), y otros algoritmos tradicionales desarrollados desde la década de los 60's (Piotrowski et al., 2017a; 2017b) inspirados por ejemplo en las leyes de la evolución y la genética, o basados en trayectorias como la búsqueda local o enfriamiento simulado. De acuerdo con Millán-Páramo et al. (2014) y Piotrowski et al. (2017a), las metaheurísticas más recientes aún presentan debilidades y no han alcanzado en efectividad y eficiencia a los algoritmos tradicionales empleados con éxito hasta la actualidad (García-Romero et al., 2019; Lerma et al., 2015; Piotrowski, 2015; Piotrowski 2017a; Zhang et al., 2016).

Numerosas comparaciones de algoritmos de optimización en el campo de los recursos hídricos, han demostrado que, para ciertos subconjuntos de problemas, una implementación particular de un algoritmo puede superar a otros, o que varios algoritmos funcionan con eficacia para un problema en particular (Azamathulla et al., 2008; Franchini & Galeati, 1997; Franchini et al., 1998; García-Romero et al., 2019; Hendrickson et al., 1988; Huang et al., 2014; Kollat & Reed, 2006; Lerma et al., 2015; Maier et al., 2014; Piotrowski, 2015; Piotrowski et al 2017a; Reed et al., 2013; Zhang et al., 2016).

El algoritmo más utilizado en la calibración de modelos hidrológicos es el algoritmo evolutivo SCE-UA (Shuffled Complex Evolution) desarrollado en la década de los 90's por la Universidad de Arizona en Estados Unidos (Duan et al., 1992). Fue el primer algoritmo destinado a la calibración de modelos hidrológicos, y desde entonces y hasta la actualidad, ha demostrado ser un algoritmo eficiente y robusto en la calibración de modelos hidrológicos tanto agregados como distribuidos (Ajami et al., 2004; Beskow et al., 2011; Duan et al., 1992; Eckhardt & Arnold, 2001; García-Romero et al., 2019; Jain, 1993; Khakbaz et al., 2012; Madsen, 2000; Zhang et al., 2016).

Derivado de estudios realizados por Duan et al. (1992; 1994) y Sorooshian et al. (1993) se encontró que la eficiencia del algoritmo SCE-UA dependía en gran medida de la selección de los parámetros de ejecución del algoritmo. Por su parte Duan et al. (1994) a través de una investigación numérica rigurosa lograron establecer el conjunto de parámetros adecuados para el algoritmo SCE-UA al ser empleado en la calibración de MPE en cuencas hidrográficas.

La literatura muestra que durante los años 60's y hasta principios de los 90's la atención estaba puesta en los algoritmos de búsqueda local para

la solución de muchos problemas de optimización, incluida la calibración de modelos hidrológicos (Xu & Singh, 2004). Concretamente, el algoritmo de búsqueda local de Rosenbrock (Rosenbrock, 1960). Los primeros trabajos donde se utilizó este algoritmo en la solución de problemas de optimización en el área de la modelación hidrológica demostraron la eficiencia del algoritmo y rapidez con que encontraba soluciones óptimas (Clarke, 1973; Pickup, 1977). Trabajos posteriores arrojaron resultados favorables (Goswami & O'Connor, 2007; Servat & Dezetter, 1991) hasta la aparición del algoritmo SCE-UA (Duan et al., 1992). A pesar de la rapidez del algoritmo de Rosenbrock, al ser un algoritmo de búsqueda local tiene la debilidad de quedar atrapado en óptimos locales si el espacio muestral de soluciones es muy amplio (Rosenbrock, 1960), lo que ocasionó que se utilizara cada vez menos. Recientemente, Piotrowski (2015) evaluó el comportamiento del algoritmo de Rosenbrock y mostró que sigue siendo un algoritmo eficiente al comparar su funcionamiento con otros métodos. En Piotrowski et al. (2017a) se comparó el rendimiento de alrededor de 30 algoritmos modernos y tradicionales, entre ellos el algoritmo de Rosenbrock y el SCE-UA, donde muestra que éste primero, si se lanza más de una vez en la búsqueda de soluciones en un mismo espacio muestral muestra un rendimiento tan bueno o mejor, que muchas de las meta heurísticas modernas. Por su parte el SCE-UA demostró nuevamente ser un algoritmo robusto y eficiente, aunque más lento en la búsqueda de la solución óptima que el algoritmo de Rosenbrock.

El lanzamiento múltiple de un algoritmo, en este caso un algoritmo de búsqueda local (Rosenbrock), permite minimizar el problema de los óptimos locales y potencializar la característica de la rapidez con que buscan la solución óptima en el espacio total de soluciones. A esta técnica se le conoce como estrategia multi-arranque (multi-start) (García-Romero et al., 2019; Posik et al., 2012; Yapo et al., 1996).

### ***2.3.3 Problemas en la calibración. El principio de la equifinalidad***

La implementación de los modelos hidrológicos, particularmente de los modelos precipitación-escorrentía, y su posterior calibración a partir de las técnicas descritas en los apartados anteriores, supone la inviabilidad de obtener una única solución válida para el problema. Con frecuencia sucede que distintas condiciones iniciales en los modelos conducen a obtener conjuntos de parámetros óptimos distintos con valores de la función objetivo muy similares, indiscernibles en la práctica. Esto es lo que se conoce como principio de *equifinalidad* (Beven, 1993; Beven & Binley, 1992; Beven & Freer, 2001).

La equifinalidad establece que para un mismo problema puede existir más de una solución válida, es decir, que rara vez existe un modelo óptimo con un conjunto único de parámetros. Este concepto introduce en la modelación hidrológica la renuncia a la búsqueda de un único conjunto óptimo de parámetros.

Bajo esta perspectiva se abordarán los análisis propuestos en los epígrafes siguientes para la implementación de MPE en la evaluación de los recursos hídricos a nivel de cuenca.

# CAPÍTULO 3

## Metodología general

La evaluación de los recursos hídricos a nivel de cuenca es esencial para encontrar soluciones sostenibles a muchos problemas que la población enfrenta día con día relacionados con el agua, además constituye la base para el proceso de planificación hidrológica y resulta esencial para conocer con detalle los recursos disponibles y gestionarlos de forma sostenible y eficiente (Xu & Singh, 2004). La importancia de este recurso para la existencia y desarrollo de las sociedades denota la relevancia que tiene el estudio y la evaluación de los recursos hídricos en una región.

Esta tesis aborda el problema de la evaluación de recursos hídricos con la ayuda de modelos hidrológicos (concretamente MPE), proponiendo un paso más que incluye el análisis y seguimiento del uso y gestión del agua en la cuenca. Lo cual, dificulta en gran medida la calibración de modelos, porque invalida muchos de los datos de aforo necesarios para ello.

En este capítulo se describe la metodología general propuesta para la solución del problema de la evaluación de recursos hídricos en tres condiciones diferentes:

1. Evaluación de recursos hídricos en cuencas *no reguladas* (en régimen natural), en que sería válida la aplicación directa de los modelos hidrológicos.
2. Evaluación de recursos hídricos en *sistemas altamente regulados* (en régimen alterado), en que la gestión del sistema tiene un mayor peso en el caudal aforado que la hidrología natural.
3. Evaluación de recursos hídricos en *sistemas con alta influencia de la componente subterránea*, o bien, presentan relaciones

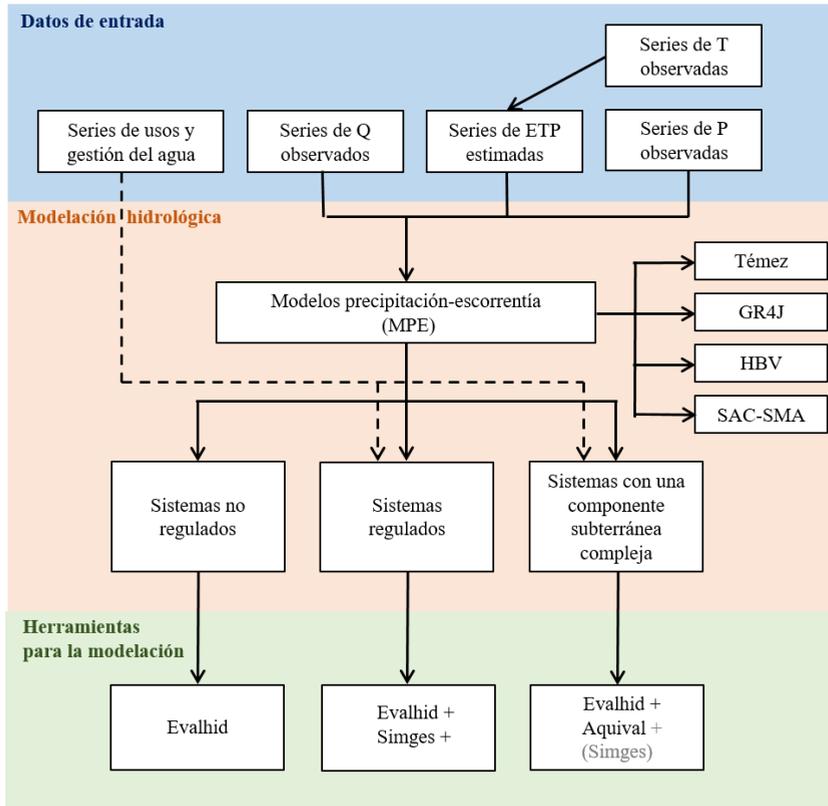
complejas entre la componente superficial y la subterránea. Para casos en que el flujo subterráneo tenga un peso importante en los caudales registrados, y además estos recursos estén sometidos también a un alto grado de explotación.

4. Un planteamiento adicional sería la combinación de los que desarrollamos en 2 y 3, cuando ambas afecciones (superficial y subterránea) sean significativas en el resultado final de caudal aforado en el río.

### **3.1 Esquema general de las metodologías propuestas**

A pesar de que la investigación actual sobre la modelación hidrológica es extensa y robusta, cuando se enfrenta el problema de la evaluación de recursos hídricos, casi todos los análisis se limitan a la formulación de modelos hidrológicos, sin que apenas se encuentren referencias a qué hacer cuando los datos de aforo se encuentran alterados. Y, hasta ahora, no existe una metodología integral que analice el panorama general de los principales problemas que pueden presentarse y que, además, muestre cómo resolverlos. Para lograrlo, en esta tesis se han planteado un conjunto de experimentos para el análisis de los elementos más importantes que intervienen en modelación hidrológica enfocada a la evaluación de recursos hídricos, tales como, la selección del mejor modelo hidrológico, la influencia de la escala temporal, las técnicas de calibración automática o la influencia de la función objetivo (FO). Además, lo anterior se ha analizado tanto para sistemas con una hidrología natural, como para sistemas complejos con una fuerte alteración antrópica que modifica el régimen natural en los sistemas.

La Figura 3 muestra el diagrama general de las metodologías propuestas en el marco de esta tesis doctoral, aunque más adelante se irá particularizando y ampliando cada apartado.



**Figura 3.** Diagrama metodológico general. T = temperatura, P =Precipitación, ETP=Evapotranspiración potencial y Q= caudales.

El diagrama se divide en tres fases principales: la primera se refiere a los *datos iniciales* o *datos de entrada* necesarios para el desarrollo del proceso. La segunda fase (y la más robusta) se refiere a toda la etapa de la *modelación hidrológica*, es aquí precisamente donde se encuentra la parte principal que ha motivado el desarrollo de esta tesis. Finalmente, la tercera fase se refiere a las *herramientas para la modelación* utilizadas y desarrolladas en esta investigación.

En los siguientes apartados se describe con mayor detalle el diagrama presentado en la Figura 3, aunque el desarrollo minucioso de la metodología se presentará en los capítulos siguientes.

### 3.2 Datos iniciales o datos de entrada

La metodología parte de un conjunto de *datos iniciales* o también denominados *datos de entrada*. Esta primera etapa incluye la recopilación y análisis de todos los datos hidrológicos y climáticos

necesarios para el desarrollo de la metodología propuesta. Se incluyen dentro de esta fase, las series de precipitación (P) y temperatura (T) observadas, las series de evapotranspiración (ETP) estimadas a partir de T utilizando el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985), y por último las series de caudales (Q) históricas aforadas.

Actualmente, uno de los principales problemas en la modelación de recursos hídricos se atribuye a la cantidad y calidad de los datos disponibles. Frecuentemente, la resolución de los datos aforados limita su uso en el proceso de modelización. Haciendo uso de métodos de interpolación existen bases de datos que mejoran la resolución de los datos medidos, por ejemplo la desarrollada por la Universidad de Cantabria para España, Spain02 (Herrera et al., 2016), que proporciona datos de precipitación y temperatura con resoluciones muy finas (hasta 0.1° en su última versión). En cuanto a los caudales, las redes de aforo son generalmente deficientes por contar con un reducido número de puntos de control, que carecen de datos y de resoluciones temporales adecuadas y suficientes. Además, la condición habitual de la alteración del régimen natural en las cuencas, derivada de las acciones de origen antrópico, es otro factor limitante en la modelación hidrológica debido al imperfecto conocimiento de los sistemas y al no contar con un monitoreo controlado de estas acciones, dificultando aún más el proceso de modelación. En los puntos siguientes se desarrollará con mayor detalle esta problemática. La escala temporal de la información utilizada en esta tesis será mensual y diaria en función de la cantidad y calidad de la información disponible en cada caso. La descripción de los datos de entrada a los modelos y de las propias bases de datos utilizadas, se indicarán en cada capítulo de acuerdo con los insumos requeridos en cada caso de estudio.

### **3.3 Modelación hidrológica**

Una vez recopilados y analizados los datos iniciales, estos serán utilizados como insumos en la siguiente fase de la metodología, la que se refiere a la *modelación hidrológica*.

Un modelo es una representación simplificada de un sistema real a través de un conjunto de ecuaciones y variables (Wheater et al., 2008). La modelación hidrológica, constituye una herramienta fundamental en la evaluación de los recursos hídricos a nivel de cuenca y dispone de un ingente número de modelos que pueden ser utilizados (Devi et al., 2015). Esta metodología se centra en el uso de un tipo específico de modelos, los denominados modelos conceptuales de balance hídrico o

modelos precipitación-escorrentía (MPE), que simulan la respuesta hidrológica de un sistema a partir de un valor de precipitación dado.

Esta fase incluye el desarrollo de la parte metodológica orientada precisamente a la solución de los problemas principales que atiende esta tesis doctoral, estos son: la modelación hidrológica en sistemas no regulados, sistemas regulados y sistemas con importante influencia de la componente subterránea. La solución de cada problema ha supuesto la particularización de una metodología propia en cada caso, mismas que serán descritas en los epígrafes siguientes.

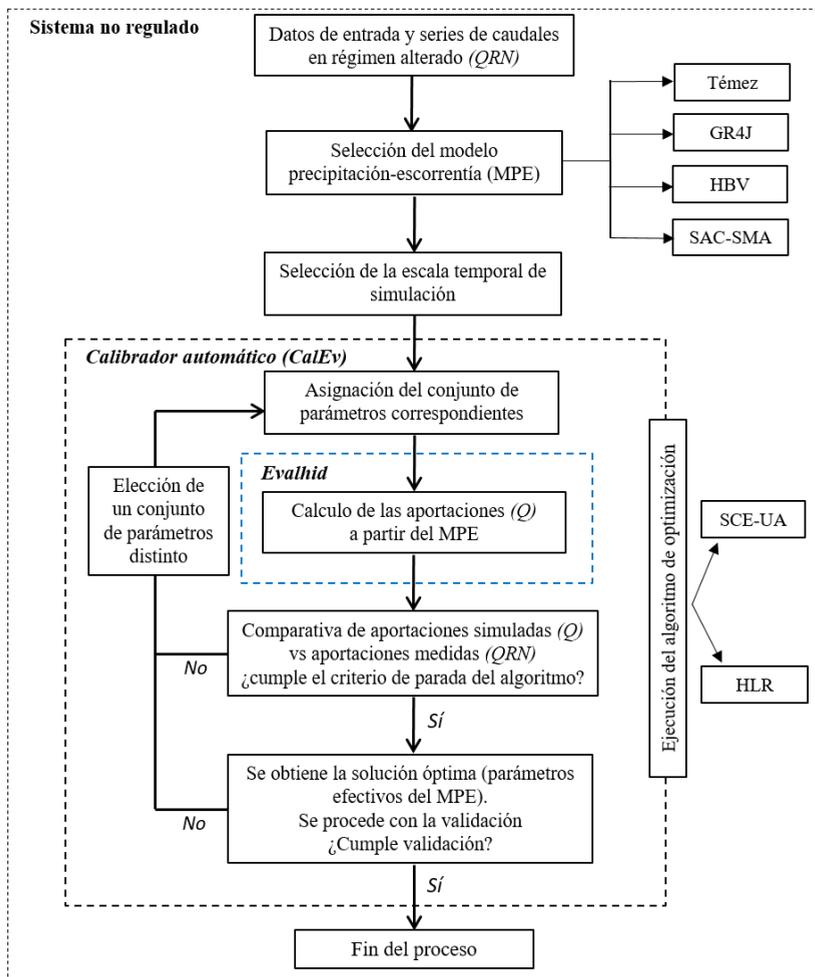
### ***3.3.1 Sistemas naturales o no regulados***

La evaluación de recursos hídricos en sistemas no regulados es aparentemente el caso más sencillo que podemos encontrar en la modelación hidrológica orientada a la evaluación y gestión de recursos hídricos a escala de cuenca. Esta aseveración se debe básicamente, a que en los sistemas de cuenca no regulados existe una poca o nula alteración antrópica sobre los recursos hídricos, lo que significa que los datos que puedan ser aforados en el sistema (tales como los caudales) no albergaran alteraciones que compliquen el proceso de modelación y todas las etapas que ella supone. La naturaleza de los datos aforados en las cuencas es uno de los grandes problemas en la modelación hidrológica, esto obliga a los especialistas a lidiar con procesos complicados que consumen mucho tiempo, tal como lo es la restitución de caudales a régimen natural, tema que se desarrolla con detalle más adelante.

El la Figura 4 se muestra el esquema de la metodología propuesta para la evaluación de recursos hídricos a escala de cuenca en sistemas no regulados. Por su naturaleza, en esta etapa se plantean también, un conjunto de análisis orientados a conocer el comportamiento de los modelos y las herramientas propuestas, y tener mayor certeza cuando se estudien sistemas alterados o aquellos que sufren una fuerte influencia de la componente subterránea. Para analizar la influencia de la complejidad del modelo hidrológico en la evaluación de los recursos hídricos en un sistema natural, se utilizaron cuatro MPE distintos, seleccionados cuidadosamente por su recurrido uso en el área de la evaluación de recursos hídrico, estos son: el modelo de Témez (Témez, 1977), el modelo de origen francés GR4J (Perrin et al., 2003), el modelo del Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco HBV (Bergström, 1995) y el modelo SAC-SMA (Sacramento-Soil Moisture Accounting) (Burnash et al., 1973), con 4, 4, 8 y 16 parámetros de calibración, respectivamente. Todos ellos, modelos conceptuales con aplicación

semidistribuida. El fundamento matemático detallado de los MPE utilizados se puede consultar en el Anexo B de este documento.

Con la finalidad de determinar la influencia que tiene la escala temporal de simulación de los MPE para la evaluación de los recursos hídricos, se propuso utilizar de dos escalas temporales en la simulación: mensual y diaria. Para iniciar el proceso de modelización, es necesario también definir la escala temporal de simulación. En este caso las simulaciones se realizaron a escala diaria para los cuatro MPE. Posteriormente, es necesario asignar valores al conjunto de parámetros que controlan el MPE correspondiente, estos valores son los que irán variando en la etapa de calibración del modelo, hasta encontrar el conjunto de parámetros efectivos.



**Figura 4.** Metodología para la evaluación de recursos hídricos en sistema no regulados.

Esta imprescindible fase, refiriéndose a la calibración y por supuesto posterior validación de los modelos hidrológicos, se realizó a través de dos algoritmos de optimización empleados como técnicas de calibración automática (Abdulla et al., 1999; Cooper et al., 2007; Gan & Biftu, 1996; Kuczera, 1997; Sorooshian et al., 1993; Thyer et al., 1999). El primero es el algoritmo evolutivo Shuffled Complex Evolution method (SCE-UA) (Duan et al., 1992), y el segundo se refiere a un algoritmo de búsqueda directa con lanzamientos múltiples, el Hiper cubo Latino y Rosenbrock (HLR) (García-Romero et al., 2019) desarrollado en el marco de los trabajos realizados en esta tesis doctoral. Cada MPE se calibró utilizando ambos algoritmos de optimización en cada caso, generando un total de 8 escenarios diferentes. Con los resultados obtenidos se realizó una serie de análisis que se presentarán en los capítulos siguientes.

La aplicación de ambos algoritmos demandó el desarrollo de una aplicación informática que realiza la calibración de MPE de manera automática. Esta herramienta, denominada *CalEv*, ha sido desarrollada por completo en el marco de esta tesis doctoral, ésta permite la ejecución de ambos algoritmos de optimización y además es compatible con las herramientas de simulación utilizadas en el desarrollo de esta metodología. El algoritmo de búsqueda directa y lanzamientos múltiples HLR, desarrollado y utilizado en la calibración de MPE en esta tesis doctoral, requirió del planteamiento de un conjunto de experimentos, pruebas y análisis para evaluar la factibilidad y eficiencia de su aplicación en este campo. El fundamento teórico de ambos algoritmos de optimización, así como el conjunto de experimentos y análisis realizados se presentan en el Capítulo 4 de esta tesis. Por su parte, el desarrollo del calibrador automático *CalEv*, todas sus características, funcionamiento, instalación y manual de usuario se pueden consultar en el Anexo A.

Esta metodología se aplicó a nueve cuencas de cabecera pertenecientes a los sistemas de explotación del Júcar y el Duero, seleccionadas por la fiabilidad de sus datos y de las condiciones geográfica, climáticas e hidrológicas que las caracterizan. Para mayor detalle se debe consultar el Capítulo 4 de esta tesis.

### **3.3.2 Sistemas regulados**

La regulación en los sistemas de recursos hídricos es indispensable en muchos casos, ya que gracias a ello es posible lograr el abastecimiento de las demandas en la población, especialmente en aquellas zonas áridas

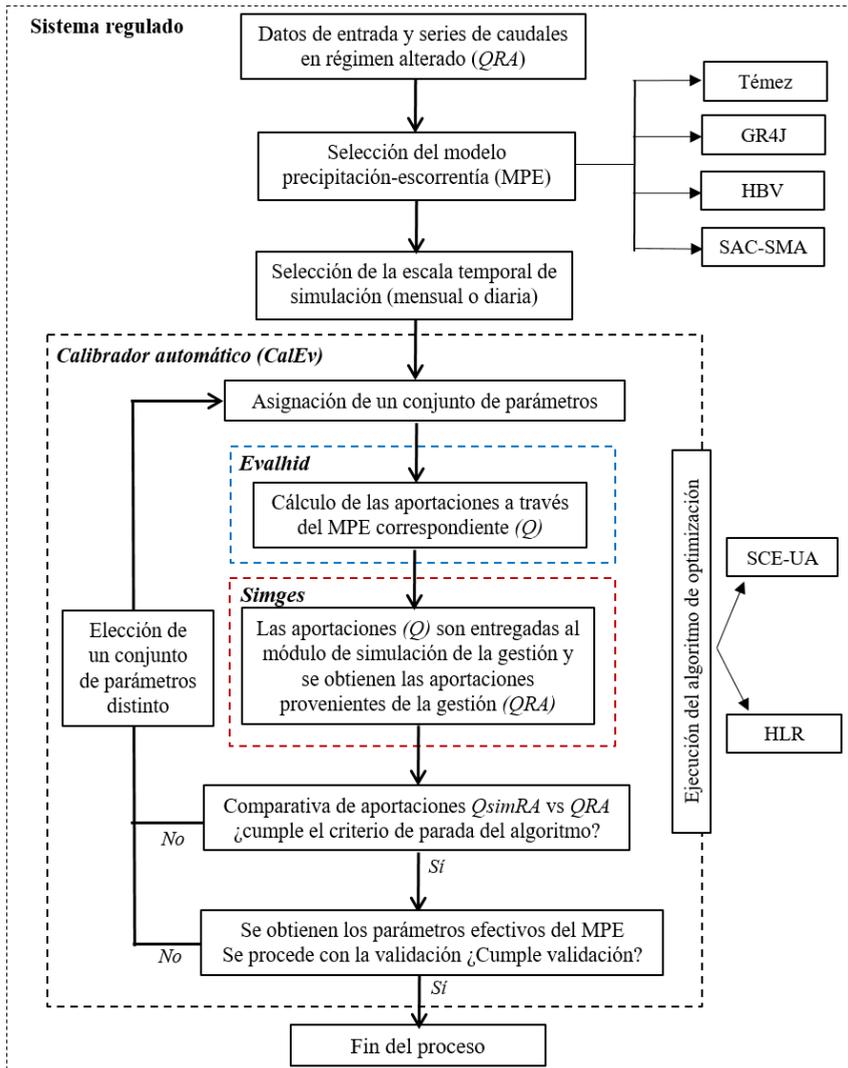
o semiáridas donde los recursos son escasos y son zonas proclives a presentar periodos de sequía.

La evaluación de recursos hídricos en los sistemas regulados es una tarea difícil debido a que las acciones antropogénicas influyen no sólo en los propios caudales de los ríos con extracciones y retornos, sino también en la producción de escorrentía y en la recarga de las aguas subterráneas, retrasando o impidiendo que el agua llegue a las corrientes. Los modelos hidrológicos estiman los caudales que deberían estar en las corrientes a partir de un valor de precipitación dado, sin considerar todas las alteraciones antrópicas que suceden en el sistema, por esta razón los caudales estimados por los modelos no son de la misma naturaleza que los aforados en un sistema regulado. Trasladar los caudales observados en un punto a régimen natural (sin alteraciones antrópicas), suele ser una tarea ardua que no siempre suele ser exitosa pero que es necesaria para la evaluación de recursos hídricos (Haro-Monteagudo et al., 2017).

La metodología propuesta en este apartado pretende precisamente, mitigar el problema de la restitución de los caudales a régimen natural y estimar los parámetros efectivos del modelo de flujo superficial considerando todos los elementos que influyen en la cuenca, aunque sean de un origen antrópico. La idea principal de esta propuesta consiste en lograr la conexión entre un modelo de simulación hidrológica (MPE) y un modelo para la simulación de la gestión (MSG), esto permite la consideración de todas las alteraciones antrópicas presentes en la cuenca (embalses, extracciones, retornos, recargas subterráneas, bombeos, entre otros), estimando así, los parámetros del modelo de flujo superficial considerando las acciones que suceden en toda la cuenca y suprimiendo la necesidad de realizar la restitución de los caudales a régimen natural, esto es posible gracias a la incorporación del modelo de flujo superficial con el modelo de gestión.

En la Figura 5 se muestra un diagrama de la metodología propuesta. Al igual que en la metodología planteada para los sistemas no regulados, en este caso realizamos un conjunto de estudios y análisis enfocados a la solución del problema de la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados.

Este proceso parte de la aplicación de un MPE. Para ello se utilizaron también los cuatro modelos seleccionados: Témez, GR4J, HBV y SAC-SMA: con 4, 4, 8 y 16 parámetros, respectivamente. Esto permitió evaluar la influencia de la complejidad un MPE en la evaluación de los recursos hídricos en la cuenca.



**Figura 5.** Metodología propuesta para la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados.

Por su parte, también se analizó la escala temporal para probar su influencia en la modelación en sistemas regulados, para ello se utilizaron dos escalas temporales distintas: mensual y diaria.

Cada MPE fue implementado con ambas escalas temporales, obteniendo un total de 8 escenarios distintos: cuatro modelos y dos escalas por cada uno. El proceso de calibración de los 8 escenarios se realizó utilizando el algoritmo de optimización HLR.

La metodología se aplicó en la cuenca del Río Júcar, por ser una de las cuencas con mayor regulación en España debido a sus condiciones climáticas y el alto índice de explotación que la caracterizan.

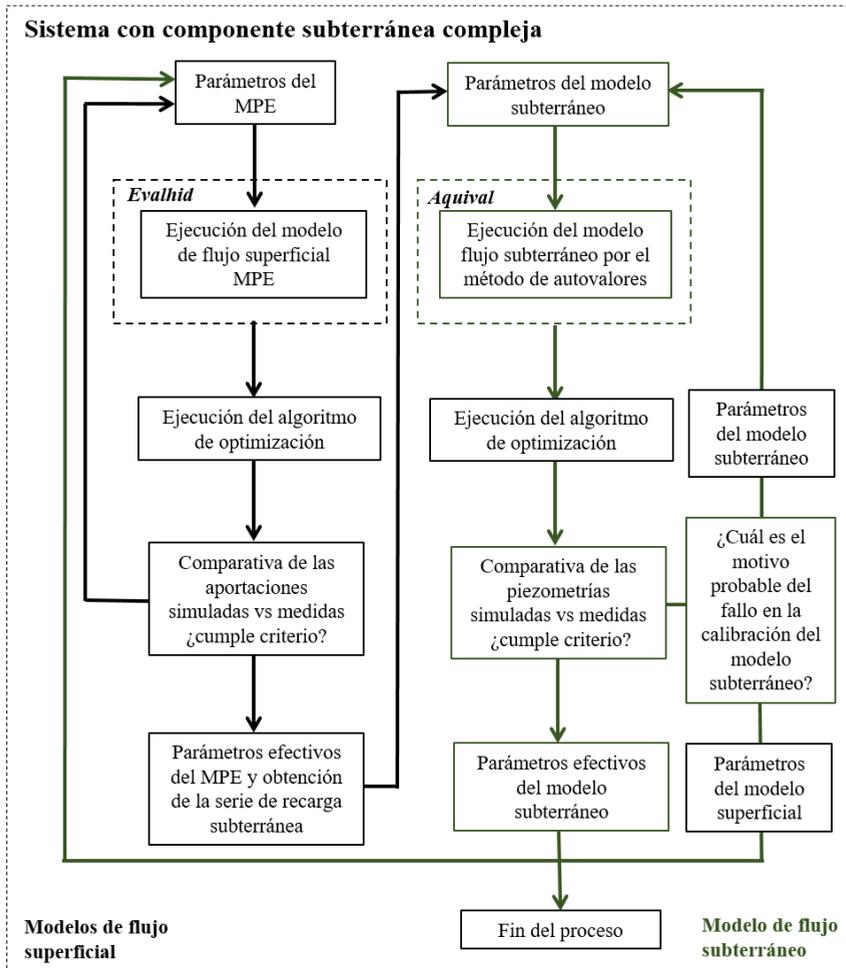
### **3.3.3 Sistemas con una componente subterránea compleja**

Los sistemas de cuenca (con o sin regulación) con importantes relaciones ente sus aguas superficiales y subterráneas, o donde la explotación de la componente subterránea ejerza una fuerte influencia para la disponibilidad de los recursos hídricos, deberían analizarse con especial cuidado. Los MPE utilizados para la evaluación de los recursos hídricos a nivel de cuenca, consideran la componente subterránea a través de modelos unicelulares que a través de balances de agua determinan la cantidad de recurso que pertenece a la componente subterránea, pero no tienen la capacidad de simular con mayor detalle lo que sucede en el acuífero, y mucho menos de simular las interacciones entre las aguas superficiales y el propio acuífero. En este sentido, la metodología propuesta plantea una conexión entre un MPE y un modelo de flujo subterráneo distribuido. Para el caso de aplicación se ha utilizado un modelo basado en el método de autovalores que considera al acuífero mediante una modelación distribuida de tipo diferencias finitas (McDonald & Harbaugh, 1988; Sulis & Sechi, 2013) o elementos finitos (Bonì et al., 2020; Calderhead et al., 2011; Huyakorn et al., 1983) que permite representar condiciones específicas del acuífero en cada una, dejando de lado la conceptualización básica del acuífero en un MPE. Esta conexión permitirá realizar una modelación conjunta del sistema superficial y el sistema subterráneo, estimando los parámetros efectivos de ambos modelos considerando las interacciones entre ambos sistemas.

El diagrama de la Figura 6 muestra la metodología propuesta en este apartado, donde se observa la conexión entre los modelos de flujo superficial y subterráneo, el proceso y las herramientas utilizadas en este análisis.

El proceso parte de la ejecución del modelo HBV (Bergström, 1995) a través de la herramienta para la evaluación de los recursos hídricos *Evalhid* (Paredes-Arquiola et al., 2017). La calibración del MPE se realizó con el algoritmo de optimización HLR (García-Romero et al., 2019) incluido en el calibrador automático cuya descripción se presenta con detalle en el Capítulo 4. La calibración del MPE permite encontrar los parámetros efectivos del modelo y con ello calcular la serie de recarga (infiltración) que es el insumo para el modelo subterráneo. La serie de recarga y otros valores iniciales del modelo (se describirán a

detalle en el Capítulo 6) permiten simular el movimiento del agua en el acuífero a través del método de autovalores (Andreu & Sahuquillo, 1987), y a través de la comparación de series piezométricas medidas y observadas, estimar los parámetros efectivos del modelo empleando la herramienta para la simulación de acuíferos *Aquival* (Solera, 2017). La calibración del modelo subterráneo se hace también con el calibrador automático *CalEv* utilizado para el modelo de flujo superficial. La calibración del modelo subterráneo puede no resultar satisfactoria en un primer ciclo (ver diagrama de la Figura 6), y para ello se han planteado dos supuestos: i) que se deba a las condiciones iniciales de modelación o los parámetros del modelo subterráneo, o ii) que se deba a problemas que provienen del modelo de flujo superficial, lo que significaría que hay que revisar nuevamente los aspectos necesarios para lograr la calibración satisfactoria del modelo subterráneo cualesquiera que fueran los motivos. Estos supuestos serán estudiados y discutidos a detalle en el Capítulo 6 de esta tesis.



**Figura 6.** Metodología propuesta para la evaluación de recursos hídricos en sistemas con componente subterránea compleja.

### 3.4 Herramientas para los procesos de modelización

La tercera fase de la metodología descrita en la Figura 3 incluye la aplicación de las *herramientas necesarias para la modelación*. En esta tesis se propone la implementación de tres herramientas integradas en el Sistema de Soporte a la Decisión AQUATOOL (Andreu et al., 1996):

- El módulo para la Evaluación de los recursos Hídricos *Evalhid* (Paredes-Arquiola et al., 2017).
- El módulo para la Simulación de la Gestión *Simges* (Andreu et al., 2017).

- El módulo para la simulación de Acuíferos *Aquival* (Solera, 2017).

Estas herramientas, en su conjunto permiten el desarrollo y aplicación integral de la metodología propuesta en esta tesis, cada una orientada a la solución de un problema en específico. En este apartado se dará una muy breve descripción de cada módulo para dar una idea general de las características de cada una. Sin embargo, la descripción a detalle de cada módulo puede consultarse en los Capítulos 4, 5 y 6, respectivamente.

El manual de usuario, así como el manual técnico de las herramientas descritas en este apartado, se encuentran disponibles en la siguiente dirección electrónica: <https://aquatool.webs.upv.es/aqt/manuales/>.

#### **3.4.1 Módulo para la Evaluación de los recursos Hídricos “Evalhid”**

El programa Evaluación de los recursos Hídricos, *Evalhid* (Paredes-Arquiola et al., 2017), es un módulo informático desarrollado por la Universitat Politècnica de València, para la implementación de MPE en cuencas complejas con el objetivo de evaluar los recursos hídricos disponibles a partir de un valor de precipitación dado. Este módulo cuenta con siete MPE distintos (cinco modelos de lluvia y dos de nieve); que se pueden utilizar en función de los datos disponibles, la complejidad del sistema y de los objetivos de la investigación en turno. Todos los modelos disponibles son conceptuales y agregados, con posibilidad de aplicación semidistribuida.

La aplicación de los modelos está condicionada a la existencia de series temporales de precipitación (P), evapotranspiración (ETP) y temperaturas (T), ésta última sólo en los casos donde se requiera la aplicación de algún modelo de nieve; además de la superficie de la cuenca a modelar y datos de caudales aforados que permitan la calibración y posterior validación de los modelos. Las escalas de simulación disponibles son: diaria, mensual o anual, según corresponda.

#### **3.4.2 Módulo para Simulación de la Gestión de recursos hídricos “Simges”**

El módulo *Simges* (Andreu et al., 2017) es un modelo general para la simulación de la gestión de cuencas o de sistemas de recursos hídricos complejos, en los que se dispone de elementos de regulación o almacenamiento, tanto superficiales como subterráneos, de captación,

de transporte, de utilización y/o consumo, y de dispositivos de recarga artificial.

La simulación se efectúa a nivel mensual, y reproduce, a la escala de detalle espacial que el usuario desee, el flujo del agua a través del sistema. Para los subsistemas superficiales el flujo es calculado simplemente por continuidad o balance, mientras que para los subsistemas subterráneos o acuíferos el flujo es simulado mediante modelos de celda, uní o pluricelulares, según convenga, o incluso mediante modelos distribuidos de flujo lineal. Se tiene asimismo en cuenta en la simulación las pérdidas por evaporación y filtración en embalses y cauces, así como las relaciones entre aguas superficiales y aguas subterráneas, esto último es de gran importancia para el trabajo realizado en esta tesis doctoral.

Los resultados del modelo incluyen la evolución de todas las variables de interés a nivel mensual, a nivel anual, valores medios del periodo de simulación, así como las garantías de las demandas.

### ***3.4.3 Módulo de cálculo para la simulación de acuíferos “Aquivál”***

El módulo *Aquivál* (Solera, 2017) para la simulación de acuíferos por el método de autovalores (Andreu & Sahuquillo, 1987) permite la formulación de un modelo distribuido de simulación de flujo en un acuífero, permitiendo su integración en un modelos de simulación de uso conjunto a través del módulo Simges descrito en el epígrafe anterior.

El programa requiere la preparación de una serie de datos que describen la definición física del acuífero, sus propiedades de flujo, las acciones exteriores, además el tipo de resultados esperados y los puntos específicos donde se requieren dichos resultados.

Las herramientas para la simulación propuesta en el marco de esta tesis doctoral, y como se había mencionado anteriormente, se encuentran integradas dentro del SSD AQUATOOL (Andreu et al., 1996), lo que permite que exista relación y conexión entre estas herramientas, y esto a su vez, permitirá la solución de la problemática planteada al inicio de este capítulo.

# **CAPÍTULO 4**

## **Evaluación de recursos hídricos en sistemas no regulados**

### **4.1 Introducción**

En este capítulo se describe la metodología propuesta para la evaluación de los recursos hídricos aplicada en cuencas no reguladas, es decir, aquellas donde existen pocas o nulas alteraciones de origen antrópico. Como parte del proceso se propone un conjunto de herramientas eficientes para la ejecución de la metodología. Partiendo de las ventajas de los sistemas naturales o cuencas no reguladas, se plantearon una serie de análisis para el estudio de dos de los problemas claves en la modelación hidrológica: la selección del modelo hidrológico y las técnicas de calibración utilizadas.

A partir del estudio de estos aspectos, se obtuvieron conclusiones importantes a tomar en cuenta para la evaluación de recursos hídricos en sistemas complejos con alta regulación o aquellos que presentan importantes relaciones con los sistemas subterráneos, donde la incertidumbre asociada a todos los procesos y alteraciones que suceden en la cuenca, no permiten un análisis como el que se realizó en este apartado.

La modelación hidrológica, en sus distintas tipologías, constituye una herramienta fundamental para el manejo y gestión de los recursos hídricos (Bellin et al., 2016). La necesidad de conocer la disponibilidad de agua en una zona para la satisfacción de las demandas de la población, sin importar si se trata de un sistema natural o regulado, es el motor principal para la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca.

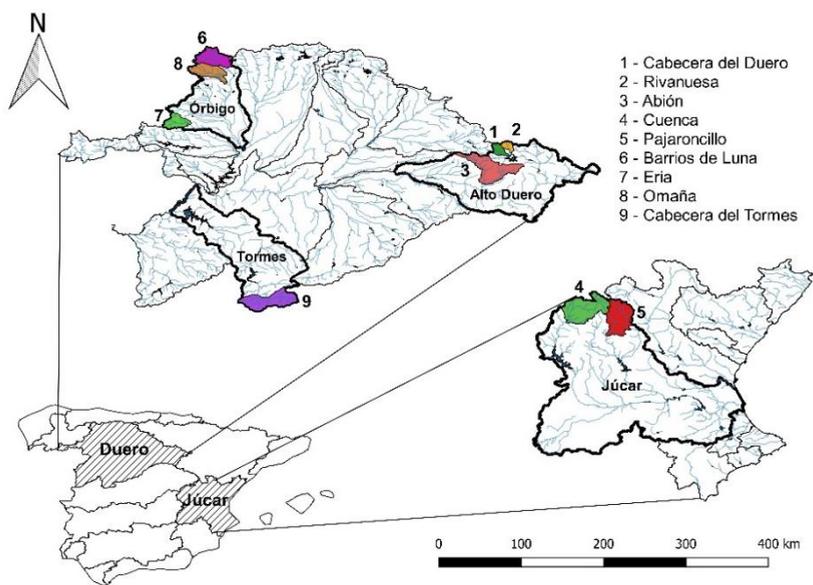
Los sistemas *naturales* o *sistemas no regulados* son aquellos donde el régimen de caudales que circula por los ríos no ha sufrido alteraciones antrópicas, tales como, extracciones, retornos o embalses. Las cuencas con estas características se pueden encontrar principalmente en las cabeceras de cuenca, que son las zonas localizadas aguas arriba donde en muchas ocasiones la regulación no ha ejercido efectos. La metodología para la evaluación de los recursos hídricos basada en la aplicación de modelos precipitación-escorrentía (MPE), es quizás el método comúnmente utilizado para la solución de cualquier problema relacionado con el análisis de la disponibilidad de recursos hídricos en sistemas no regulados, e incluso, aun cuando se trate de sistemas con alta regulación (sobre este caso se profundizará en el capítulo siguiente). Los MPE son formulaciones matemáticas que transforman la precipitación en escorrentía natural a través de un conjunto de ecuaciones, variables y parámetros cuyo valor debe ser estimado a través de un proceso denominado calibración. Los resultados que proporcionan estos modelos son la base y la entrada para cualquier modelo de análisis de la gestión de recursos hídricos, es por ello que su estudio es muy importante.

Dadas las condiciones de las cuencas no reguladas, teóricamente son zonas donde no hay alteraciones antrópicas que aporten mayor incertidumbre en el proceso de modelación. Bajo este supuesto, en este capítulo se ha propuesto una metodología cuyo objetivo principal es llevar a cabo un análisis detallado fiable de dos de los principales problemas que intervienen en el proceso de modelación para la evaluación de los recursos hídricos: la selección del MPE y las técnicas de calibración empleadas. Ésta última es una etapa esencial en la modelación y tiene dos objetivos. El primero es contrastar, a través de la comparación con los datos medidos en campo, la bondad con la que el modelo reproduce el funcionamiento del modelo. El segundo, asignar valores numéricos a parámetros sobre los que se posee poca información o bien, no es posible medirlos en campo. Este proceso, actualmente se realiza de manera automática utilizando diferentes técnicas. Este aspecto se abordará en este capítulo a través de la propuesta de un algoritmo de optimización utilizado como técnica de calibración automática y una aplicación informática que permite su ejecución y su incorporación con un módulo para la evaluación de recursos hídricos y un Sistema de Soporte a la Decisión (SSD). Estos recursos permitieron estudiar la eficiencia y selección de distintos MPE en sistemas no regulados.

## 4.2 Casos de estudio. Cuencas naturales o sin regulación.

La metodología propuesta se aplicó en nueve cuencas no reguladas localizadas en las cabeceras de los sistemas de explotación del Júcar y el Duero en España (Figura 7). Se encuentran situadas en zonas con condiciones hidrológicas y climáticas muy distintas, donde suelen presentarse importantes episodios de sequías (Haro-Montegudo et al., 2017; Madrigal et al., 2018; Morán-Tejeda, Ceballos-Barbancho, & Llorente-Pinto, 2010), lo que las hace especialmente interesantes para su estudio y la evaluación los recursos hídricos disponibles.

Las cuencas localizadas en el sistema de explotación del Júcar se caracterizan por presentar un clima semiárido, mientras que las zonas localizadas en el sistema del Duero presentan un clima mediterráneo con inviernos templados y lluviosos, pero veranos muy cálidos y secos. Cuatro de las cuencas localizadas en el sistema de explotación del Duero tienen una componente de nieve (ver Tabla 1) que se acumula desde finales del otoño y hasta la primavera, alcanzando una máxima profundidad y duración durante los meses de invierno. El deshielo de la nieve comienza en la primavera y se mantiene hasta el verano, precisamente cuando las precipitaciones son escasas. Este aspecto debe tenerse en cuenta durante la etapa de modelación de las cuencas correspondientes (Fayad et al., 2017).



**Figura 7.** Localización geográfica de los nueve casos de estudio en los sistemas de explotación del Júcar y Duero en España.

Las características generales de las nueve cuencas de cabecera, tales como precipitaciones (P), evapotranspiración potencial (ETP), superficies (Sup) y caudales (Q) necesarios para el proceso de modelación, se resumen en la Tabla 1.

La selección de las zonas de estudio se basó en el cumplimiento de los siguientes criterios:

- i) Ser cuencas de cabecera para evitar restitución de caudales a régimen natural,
- ii) contar con al menos una estación de aforo a la salida de la cuenca y,
- iii) contar con una serie de caudales (Q) observados con al menos 15 años de datos sin necesidad de completar o extender las series.

Estos criterios de selección permitieron trabajar con información fiable que no agregue mayor incertidumbre al proceso de modelación, y por consecuencia a los resultados obtenidos.

**Tabla 1.** Características hidrológicas de las zonas de estudio. La precipitación (P), evapotranspiración potencial (ETP) y el caudal (Q), son datos medios anuales. S.E. se refiere al sistema de explotación.

	Cuenca	Sup. (km <sup>2</sup> )	P (mm)	ETP (mm)	Q (hm <sup>3</sup> )	¿Nieve?	S.E.
1	Cab. Duero	133	755.8	832.9	93.4	No	Duero
2	Rivanuesa	93	862.5	776.6	72.3	No	Duero
3	Abión	897	581.5	986.3	150.0	No	Duero
4	Cuenca	1005	601.9	1,057.3	300.7	No	Júcar
5	Pajaroncillo	829	589.8	1,031.3	161.3	No	Júcar
6	B. de Luna	492	946.7	760.8	447.6	Sí	Duero
7	Eria	283	744.7	858.0	153.0	Sí	Duero
8	Omaña	403	793.4	820.9	96.1	Sí	Duero
9	Cab. Tormes	627	813.7	973.5	688.0	Sí	Duero

### 4.3 Metodología para cuencas sin regulación

La metodología propuesta para la evaluación de recursos hídricos en cuencas no reguladas se resume en el esquema general de la Figura 8. El proceso muestra el procedimiento completo ejecutado desde la fase de recopilación de los datos necesarios, hasta la fase de calibración y posterior validación del modelo hidrológico seleccionado.

La metodología se divide en tres fases principales:

- 1) Fase 1: de recopilación análisis y validación de información necesaria para el proceso de modelación.
- 2) Fase 2: de la modelación hidrológica. Ejecución del modelo hidrológico (en este caso un MPE).
- 3) Fase 3: de calibración y validación del MPE.

Al tratarse de cuencas no reguladas, la aplicación de los MPE se realiza de forma directa asumiendo que los caudales aforados no están influenciados por alteraciones de origen antrópico. A partir de la aplicación de esta metodología en varios casos de estudio y partiendo del planteamiento de un conjunto de análisis, fue posible desarrollar y validar una herramienta informática para la calibración automática de MPE basada en dos algoritmos de optimización, uno de ellos también propuesto y desarrollado dentro del marco de esta tesis doctoral. Con este hecho pretendemos solventar el principal problema de la aplicación de MPE: la fase de *calibración*.

Aunque es posible restituir un sistema regulado a régimen natural a partir de la información disponible de las alteraciones antrópicas que suceden en la cuenca, en esta fase de la metodología se aplicó únicamente a cuencas que se encuentren a régimen natural, concretamente a cuencas de cabecera, esto con la finalidad de tener menor incertidumbre en el proceso de modelación (el caso de cuencas alteradas se tratará en los capítulos siguientes).

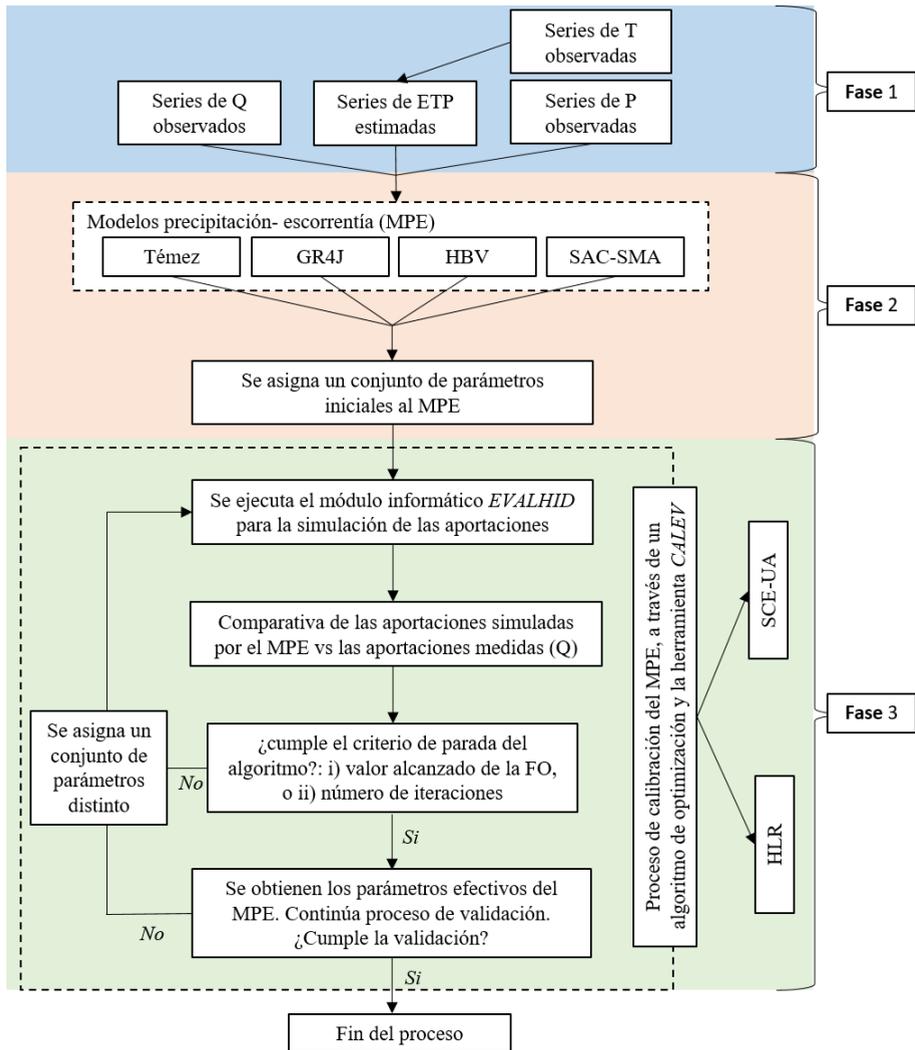


Figura 8. Diagrama de la metodología general.

#### 4.3.1 Fase 1: de recopilación de datos necesarios en el proceso de modelación.

La fase de recopilación de los datos de entrada al modelo incluye la obtención de series temporales de precipitación (P) y temperatura media (T) observadas. A partir de T se estimó la serie de evapotranspiración potencial (ETP) utilizando el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985), además de la serie históricas de caudales (Q) observados utilizados como la serie de referencia en la etapa de calibración de cualquier MPE.

Los datos de P y T proceden de la base de datos Spain 02 (Herrera et al., 2016) con una resolución de la malla de 0.2° (20 km aproximadamente) y una escala temporal diaria. Por su parte, las series de caudales históricas a escala diaria se obtuvieron del Anuario de Aforos del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente del Gobierno de España (MAPAMA, 2014).

#### **4.3.2 Fase 2: modelación hidrológica. Aplicación de modelos precipitación-escorrentía (MPE).**

La fase de modelación hidrológica a través de la aplicación de MPE, permite conocer la disponibilidad hídrica en un punto específico del sistema a través de un conjunto de expresiones matemáticas, variables de estado y parámetros de control.

Una vez recopilados los datos necesarios para para la modelación, se procede a la ejecución del MPE (Figura 8) a través de un módulo para la evaluación de los recursos denominado Evalhid (Paredes-Arquiola et al., 2017). Esta es una herramienta de simulación desarrollada por la Universitat Politècnica de València que está integrada dentro del Sistema de Soporte a la Decisión AQUATOOL (Andreu et al., 1996). La descripción de la herramienta se presenta más adelante.

Actualmente, existe una cantidad ingente de MPE (Devi et al., 2015) que pueden ser utilizados para la evaluación de los recursos hídricos, sin existir un modelo que pueda ser utilizado con éxito en todos los casos. Es por ello que corresponde al modelador seleccionar el MPE adecuado. La metodología propone la aplicación de cuatro MPE representativos, cada uno con un fundamento teórico, variables y parámetros de control distintos.

Para seleccionarlos, se realizó un análisis minucioso de los modelos hidrológicos utilizados con mayor frecuencia en la evaluación de recursos hídricos para el manejo y gestión de cuencas. Los cuatro MPE representativos seleccionados fueron, el modelo de Témez (Témez, 1977), el modelo de origen francés GR4J (Perrin et al., 2003), el modelo del Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco HBV (Bergström, 1995) y el modelo SAC-SMA (Sacramento-Soil Moisture Accounting) (Burnash et al., 1973), con 4, 4, 8 y 16 parámetros de control, respectivamente. La complejidad de cada modelo se puede intuir por el número de parámetros de control que lo regulan, cuyos valores serán determinados durante la fase denominada *calibración*. En general, los modelos seleccionados son conceptuales y agregados, aunque en este caso se han aplicado de forma semidistribuida. Una breve descripción

de los modelos se dará en el apartado “4.2.2.2 Descripción de los MPE seleccionados”.

#### 4.3.2.1 Módulo para la evaluación de recursos hídricos “Evalhid”.

La herramienta utilizada en esta tesis para la ejecución de los MPE seleccionados, es el módulo informático para la Evaluación de los recursos Hídricos (*Evalhid*) (Paredes-Arquiola et al., 2017). Esta es una herramienta para el desarrollo de MPE en cuencas simples y complejas, cuyo objetivo principal es evaluar la cantidad de recurso hídricos que producen las mismas. Este programa tiene una ventaja importante, y es que se encuentra integrado dentro del Sistema Soporte de Decisión (SSD) AQUATOOL utilizado para el desarrollo de modelos relativos a la planificación y gestión de recursos hídricos, lo cual permitió el planteamiento de otras metodologías en sistemas complejos que se desarrollarán más adelante.

##### 4.3.2.1.1 Características generales del módulo informático.

El módulo Evalhid consta de varios modelos, todos del tipo precipitación-escorrentía, pero con conceptualizaciones muy distintas. Los modelos se pueden escoger en función de los datos disponibles, la complejidad de la cuenca y la práctica del usuario en el desarrollo y calibración de modelos hidrológicos. Todos los modelos disponibles son conceptuales y agregados, esto último se refiere a que la cuenca tiene características hidrológicas homogéneas en toda la superficie. Sin embargo, Evalhid ofrece la posibilidad de aplicar la modelación de forma semidistribuida, esto significa que la cuenca que se pretende modelar puede subdividirse en subcuencas de menor superficie donde se asignen características hidrológicas diferentes para cada uno, incluyendo el tipo de modelo.

Las características principales de esta herramienta se pueden resumir en seis puntos principales:

1. Disponibilidad de diferentes MPE que pueden aplicarse en función de las características del problema, de la información disponible y del criterio del usuario.
2. Cuenta con dos modelos matemáticos para la estimación de la escorrentía nival.
3. Permite el desarrollo de modelos para cuencas pequeñas, medianas y grandes, y sistemas complejos.
4. Permite configurar la escala temporal definida por el usuario (por ejemplo, diaria, mensual y anual).
5. Ofrece la posibilidad de calcular, para las subcuencas que el usuario seleccione, exclusivamente la componente superficial estimando la infiltración como una salida del programa.

6. Es posible acoplar cualquier MPE con un módulo para la simulación de la gestión y un módulo para la modelación de acuíferos. Este punto se desarrolla en los Capítulos 5 y 6, respectivamente.

#### 4.3.2.1.2 MPE disponibles.

El programa ofrece la posibilidad de aplicar ocho MPE distintos, dos de ellos dedicados a la estimación de la escorrentía nival. Los modelos disponibles son:

- 1 *Témez* (Témez, 1977) es un modelo que considera el terreno dividido en dos zonas: una superior no saturada, o de humedad del suelo, y otra inferior saturada o acuífero que funciona como un embalse subterráneo que drena a la red de cauces. Está regulado por cuatro parámetros de control que lo hacen ser un modelo simple pero muy robusto, su reducido número de parámetros lo hace especialmente adecuado en cuencas con un número reducido de datos. Este modelo ha sido ampliamente utilizado en numerosas zonas en España y otros países para la evaluación de recursos hídricos a escala de cuenca.
- 2 *AWBM (Australian Water Model)* (Boughton, 2004) es un modelo conceptual y agregado de balance hídrico que divide el suelo en tres almacenamientos superficiales, donde la suma de la escorrentía directa de los tres almacenamientos determina la escorrentía total, mientras que la parte restante se dirige a un almacenamiento subterráneo. Está regulado por seis parámetros de control y ha sido utilizado exitosamente en cuencas australianas para la evaluación de recursos hídricos para el manejo y gestión de recursos hídricos a nivel de cuenca.
- 3 *GR2M* (Mouelhi et al., 2006) es un modelo de agregado de origen francés desarrollado con criterios empíricos, prescindiendo prácticamente de fundamentación física, y buscando a través de prueba y error la mejor capacidad productiva de los datos observados en numerosas estaciones francesas. Este modelo idealiza a la cuenca a través de dos almacenamientos, y transforma la precipitación en escorrentía a través de dos funciones, la primera controla la producción de escorrentía en el suelo y el segundo controla la función de transferencia de agua al río y los intercambios de aguas subterráneas. El modelo está controlado por dos parámetros de calibración y ha sido utilizado exitosamente en numerosas cuencas en Francia y África occidental.

- 4 *GR4J* (Perrin et al., 2003) es un modelo hidrológico global y agregado de origen francés. Es un modelo empírico, pero su estructura es similar a los modelos conceptuales. El modelo idealiza el sistema a través de dos tanques: producción y laminación o enrutamiento, donde controla el movimiento del agua a través de un hidrograma unitario. Está controlado por cuatro parámetros de calibración y ha sido empelado con éxito en numerosas cuencas francesas.
- 5 *HBV* (Bergström, 1995) es un modelo conceptual y agregado, que considera la cuenca a través de tres depósitos. Dos en la celda superficial y uno en la celda subterránea. El modelo calcula la escorrentía total a través de balances de agua entre los depósitos. Este modelo consta de ocho parámetros de calibración. Es un modelo desarrollado por el Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco (SMHI) pero su aplicación se ha extendido de forma exitosa a más de treinta países. La conceptualización original del modelo incluye un módulo para la estimación de la escorrentía nival, que en el programa ha sido etiquetado como *modelo de Nieve1*.
- 6 *SAC-SMA (Soil Moisture Accountig)* (Burnash et al., 1973) es un modelo conceptual que divide la cuenca en dos grandes zonas: la zona superior y la inferior, pero divide cada zona en zonas con agua libre y en tensión donde determina ciertas propiedades que regulan el ciclo hidrológico en la cuenca de forma detallada. Es un modelo complejo considerado entre los modelos con un elevado número de parámetros de control al contar con diecisiete. Es un modelo complejo, pero ampliamente utilizado en la solución de problemas de gestión y manejo de recursos hídricos a escala de cuenca.
- 7 *Modelo de Nieve 1* corresponde con el modelo que plantea el modelo HBV; sin embargo, el módulo lo considera como un modelo separado para que pueda ser utilizado en la estimación de la escorrentía nival con cualquiera de los MPE disponibles en la herramienta. Este método calcula a través de un método simple de Grado-Día (Seibert, 1999) y dos parámetros de control, la aportación proveniente de la acumulación y derretimiento de nieve en una cuenca.
- 8 *Modelo de Nieve 2* es un segundo método para la estimación de la escorrentía nival, desarrollado por la Escuela Politécnica Federal de Lausana en Suiza. Este modelo, al igual que el de *Nieve 1*, puede ser utilizado de forma conjunta con cualquiera de los MPE incorporados en esta herramienta. Este método es mucho más

complejo que el modelo anterior. El modelo simula la evolución temporal del stock de nieve-agua (acumulación y fusión) en función de la temperatura y la precipitación, produciendo una salida en forma de agua o precipitación equivalente que será utilizada como entrada al MPE. El modelo está regulado por seis parámetros de control.

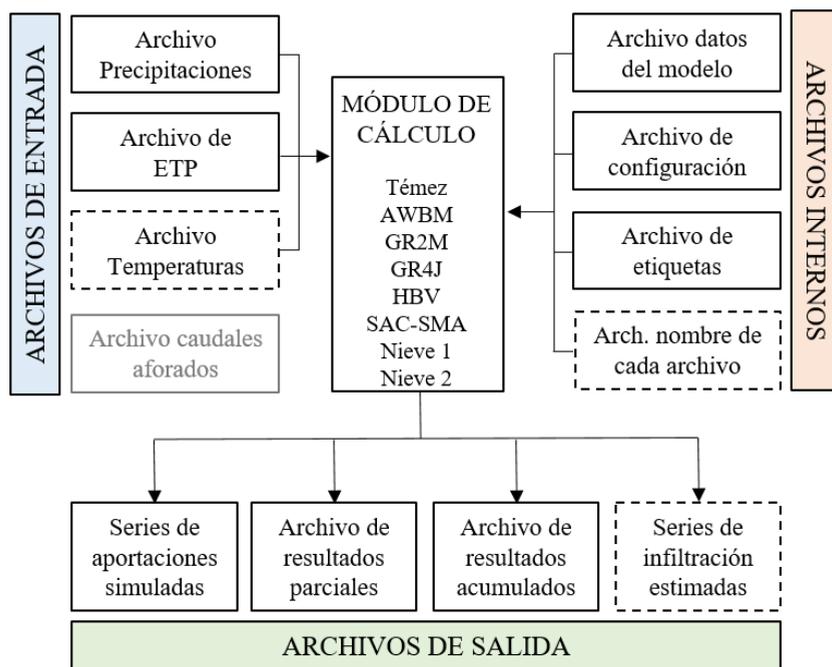
#### *4.3.2.1.3 Datos de entrada, datos de salida y funcionamiento del módulo.*

La implementación de cualquiera de los modelos disponibles en el módulo requiere de un conjunto de datos organizados en archivos con un formato y un nombre específico. Por cada subcuenca a modelar será indispensable disponer de series temporales que coincidan en un mismo periodo. Los datos necesarios son:

- 1 Series temporales de precipitación.
- 2 Series temporales de evapotranspiración.
- 3 Si se requiere la simulación de la componente de nieve, entonces se necesitarán también series de temporales de la temperatura del aire.
- 4 La superficie de cada subcuenca.
- 5 Series de caudales aforados, que servirán como series de contraste con las aportaciones simuladas durante la fase de calibración del MPE.

La lectura de la información enlistada anteriormente se logra través de la creación de un archivo por cada serie temporal, generados a través de una herramienta auxiliar que se instala con el programa que se encarga generar los archivos con el formato y nombres correspondientes. De manera adicional, una vez generados los archivos anteriores, el programa crea otros archivos complementarios internos donde se especifica la configuración de las características seleccionadas, y donde se pueden hacer modificaciones en las características de los archivos que el módulo genera por defecto, por ejemplo, el nombre de los archivos. La superficie de las cuencas se ingresa directamente en la interfaz gráfica del programa.

En el diagrama de la Figura 9 se muestra un esquema general del funcionamiento del módulo Evalhid. Se muestra la información de entrada necesaria, el proceso interno del módulo de cálculo y también la información de salida que ofrece el módulo independientemente del MPE utilizado.



**Figura 9.** Esquema general del funcionamiento del módulo Evalhid.

#### 4.3.2.2 Descripción de los MPE seleccionados

Como se mencionó anteriormente, se seleccionaron cuatro MPE distintos para los análisis planteados. A continuación, se muestran las características principales de cada modelo, así como la descripción de los parámetros de control. El fundamento matemático de los modelos seleccionados, se presentan en el Anexo B de esta tesis doctoral.

##### 4.3.2.2.1 Modelo de Témez

El modelo de Témez (Témez, 1977) es un modelo conceptual y agregado con 4 parámetros de control, con una larga y exitosa trayectoria de aplicación en España para la evaluación de recursos hídricos. Su reducido número de parámetros lo hace especialmente adecuado en cuencas con datos escasos. El modelo opera a través de balances de humedad entre los distintos procesos de intercambio y transporte de agua que tienen lugar en la cuenca. El modelo divide el suelo en dos zonas: la zona superior o no saturada, y la zona inferior o acuífero. En la Tabla 2 se muestra la descripción de los parámetros del modelo y los rangos de valores probables propuestos en esta tesis.

**Tabla 2** Parámetros de control o de calibración del modelo de Témez y rangos de valores probables (Témez, 1977).

Parámetro (unidades)	Descripción	Min.	Max.
Hmax (mm)	Capacidad máxima de almacenamiento del suelo	50	500
C (-)	Coefficiente de escurrimiento	0.1	1
Imax (mm)	Capacidad de infiltración máxima del suelo	50	500
$\alpha$ (tiempo <sup>-1</sup> )	Coefficiente de descarga en la celda inferior	0.001	0.9

El intervalo de simulación más empleado es el mensual, aunque como el desarrollo teórico del modelo es de índole general, en principio éste puede aplicarse a cualquier intervalo de tiempo (horario, diario, mensual o anual), debiéndose verificar que los periodos temporales empleados proporcionen una respuesta coherente con la realidad física del sistema. La formulación distribuida de este modelo ha sido utilizada exitosamente en por el Centro de Estudio Hidrográficos del CEDEX en España, a través del Sistema Integrado para la Modelación del proceso Precipitación-Escorrentía (SIMPA) (Bejarano et al., 2010; Estrela & Quintas, 1996; Jódar et al., 2017; Ruíz et al., 1996), y posteriormente en el software para el cálculo de la Precipitación de Tramos de Red Integrados con Calidad de Agua (PATRICAL) (Gómez-Martínez et al., 2018; Pérez-Martín et al., 2014; Zambrano et al., 2018).

#### 4.3.2.2.2 Modelo GR4J

El modelo rural de origen francés GR4J (Perrin et al., 2003) es un modelo hidrológico conceptual y agregado con 4 parámetros de control. Pertenece a la familia de los modelos de estimación de la humedad del suelo. Es un modelo empírico, pero a pesar de ello funciona muy bien en intervalos de tiempo cortos e incluso en cuencas no aforadas (Ficchi et al., 2016; Rojas-Serna et al., 2016). El modelo idealiza el sistema a través de dos tanques: producción y laminación o enrutamiento, donde controla el movimiento del agua a través de un hidrograma unitario. La escala temporal más utilizada es diaria; sin embargo, es posible realizar modelaciones con otras escalas temporales. Los parámetros de control se resumen en la Tabla 3.

**Tabla 3.** Parámetros de control o de calibración del modelo GR4J y rangos de valores probables (Perrin et al., 2003).

<b>Parámetro (unidades)</b>	<b>Descripción</b>	<b>Min.</b>	<b>Max.</b>
X1(mm)	Capacidad máxima del depósito de producción	100	1200
X2 (mm/día)	Coefficiente de intercambio de aguas subterráneas	-5	3
X3 (mm)	Capacidad del depósito de laminación	20	300
X4 (días)	Tiempo base del hidrograma unitario (UH1)	0.5	5.8

#### 4.3.2.2.3 Modelo HBV

El modelo del Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco HBV (Bergström, 1995) es un modelo conceptual agregado que consta de 8 parámetros de control. Este modelo ha sido utilizado exitosamente en más de 30 países en condiciones climáticas diversas. La simplicidad de los datos de entrada al modelo y su estructura robusta controlada por un número moderado de parámetros, han demostrado que el modelo presenta un comportamiento fiable en la solución de problemas de recursos hídricos en diferentes escalas temporales de simulación (SMHI, 2012). El modelo consta de cuatro rutinas principales: un módulo de fusión y acumulación de nieve, un módulo de humedad del suelo y precipitación efectiva, un módulo de evapotranspiración y finalmente el módulo de estimación de la escorrentía. La rutina de acumulación y derretimiento de nieve se calcula a través del método Grado-Día (Seibert, 1999). Éste define una temperatura umbral (generalmente 0°C) a partir del cual se produce el derretimiento de la nieve.

El modelo conceptualiza el movimiento del agua a través de tres zonas a través de tres depósitos de agua: la zona superior que produce la escorrentía directa, la zona intermedia donde se produce un flujo subsuperficial y la zona que contiene la celda profunda donde se almacena el flujo subterráneo.

El intervalo de simulación más empleado es el diario, aunque es posible aplicarlo con otras escalas de simulación distintas. Los parámetros de calibración del modelo se presentan en la Tabla 4.

**Tabla 4** Parámetros de control o de calibración del modelo HBV y rangos de valores probables (Beck et al., 2016).

Parámetro (unidades)	Descripción	Min.	Max.
FC (mm)	Capacidad máxima de almacenamiento de humedad en la zona saturada	30	650
$\beta$ (-)	Coefficiente de forma de la función de recarga (infiltración)	1	6
PWP (mm)	Valor de la humedad del suelo por encima del cual la evaporación real alcanza la evaporación potencial	30	650
Lmax (mm)	Umbral de descarga extra de la zona superior	0	100
K0 (día <sup>-1</sup> )	Coefficiente de descarga rápida en el depósito superior	0.001	1
K1 (día <sup>-1</sup> )	Coefficiente de recesión del depósito superior	0.001	1
Kperc (mm día <sup>-1</sup> )	Coefficiente de máxima percolación a la zona inferior	0.001	1
K2 (día <sup>-1</sup> )	Coefficiente de recesión del depósito inferior	0.001	1

#### 4.3.2.2.4 Modelo SAC-SMA

El modelo SAC-SMA (Sacramento- Soil Moisture Accounting) es un modelo conceptual físico de balance de agua basado en los principios del movimiento del agua en una cuenca. Es un modelo con un fundamento teórico complejo controlado por 16 parámetros de calibración (Tabla 5) comúnmente utilizado con una escala temporal de simulación diaria. Es un modelo ampliamente utilizado en la solución de problemas de evaluación de recursos hídricos a nivel de cuenca (Zhang et al., 2017).

El modelo divide el ciclo hidrológico en el terreno en dos grandes zonas: las superior y la zona inferior o zona profunda. Cada zona se divide en depósitos en tensión y de agua libre que interactúan para generar la humedad del suelo; en total el modelo considera cinco componentes de escorrentía que se suman para conocer la escorrentía total.

**Tabla 5.** Parámetros de control o de calibración del modelo SAC-SMA y rangos de valores probables (Gupta et al., 1999).

<b>Parámetro (unidades)</b>	<b>Descripción</b>	<b>Min.</b>	<b>Max.</b>
PCTIM (fracción decimal)	Porcentaje de superficie impermeable de la cuenca	0	0.1
ADIMP (fracción decimal)	Porcentaje de superficie impermeable adicional.	0	0.5
RIVA (fracción decimal)	Zona de vegetación ribereña	0	0.2
UZTWM (mm)	Almacenamiento máximo del agua en tensión de la zona superior	10	500
UZFWM (mm)	Almacenamiento máximo de agua libre en la zona superior	10	500
UZK (día <sup>-1</sup> )	Tasa de agotamiento lateral del agua libre de la zona superior	0.1	0.9
REXP (-)	Exponente de la ecuación de percolación	1	5
ZPERC (-)	Coefficiente de percolación máxima	1	250
PFREE (fracción decimal)	Fracción de agua que se filtra directamente de la zona superior al almacenamiento de agua libre de la zona profunda	0	0.9
LZTWM (mm)	Almacenamiento máximo del agua de tensión de la zona profunda	5	700
LZFPM (mm)	Almacenamiento máximo de agua libre en la zona profunda	5	500
LZFSM (mm)	Almacenamiento máximo complementario de agua libre en la zona profunda	5	500
RSERV (fracción decimal)	Fracción de agua libre de la zona profunda no transferible al agua en tensión de la zona profunda	1	0.9
LZPK (día <sup>-1</sup> )	Tasa de descarga de agua libre en la zona primaria profunda	$1 \times 10^{-3}$	0.6
LZSK (día <sup>-1</sup> )	Tasa de descarga de agua libre en la zona secundaria profunda	0.01	0.3
SIDE (fracción decimal)	Coefficiente de pérdidas de caudal de descarga de la zona profunda	0	0.1

### ***4.3.3 Fase 3: proceso de calibración del modelo precipitación-escorrentía (MPE)***

La fase de calibración de cualquier modelo hidrológico, es quizás la etapa más complicada y vulnerable del proceso de modelación ya que de ella depende, en gran medida, la fiabilidad de los resultados obtenidos y la aplicación exitosa del modelo (Duan et al., 1994). Además, es la fase que consume el mayor tiempo en el proceso de modelización. Son precisamente estos factores los que convierten la etapa de calibración en uno de los problemas más importantes en la evaluación de recursos hídricos. La calibración de un modelo de simulación hidrológica consiste en la estimación del valor de los parámetros que lo controlan, para lograr el mejor ajuste entre la serie de caudales observados y la serie simulada por el modelo (Yapo et al., 1998; Moriasi et al., 2007; Kollat et al., 2012; Andréassian et al., 2014; Pechlivanidis et al., 2014; Lapo et al., 2015).

En la Figura 8 se muestra el proceso de calibración propuesto. Está basado en la aplicación de dos algoritmos de optimización como técnicas de calibración automática: el Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) (Duan et al., 1992), y el Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR) (García-Romero et al., 2019). Éste último es un algoritmo acoplado que ha sido desarrollado y programado en el marco de esta tesis doctoral. De forma complementaria, y como parte de las herramientas necesarias para la aplicación de esta metodología también se desarrolló un calibrador automático en el entorno de *VB.net* donde se integraron ambos algoritmos. Se trata de una aplicación informática, que, conectada con el módulo Evalhid para la ejecución de los MPE, es capaz de realizar el proceso de calibración de forma eficiente, logrando reducir el tiempo que habitualmente se consume en dicha etapa.

#### ***4.3.3.1 Algoritmos de optimización. Técnicas de calibración automática.***

De acuerdo con el diagrama de la Figura 8, la Fase 3 corresponde con el proceso de calibración de los MPE a través de la implementación de algoritmos de optimización como técnicas de calibración automática. El algoritmo realiza la búsqueda del conjunto de parámetros que genere una serie de caudales simulados lo más parecida posible a la serie de caudales observados, a través de la minimización o maximización de una función objetivo (FO). Lo que caracteriza a cada algoritmo es la forma en que realiza esta búsqueda de este conjunto de parámetros óptimos.

La metodología propone utilizar un algoritmo evolutivo y uno de búsqueda directa con lanzamientos múltiples (éste último desarrollado en el marco de esta tesis doctoral): el SCE-UA (Shuffled Complex

Evolution) desarrollado por la Universidad de Arizona (Duan et al., 1992), y el HLR (Hipercono Latino y Rosenbrock), desarrollado por la Universitat Politècnica de València (García-Romero et al., 2019), respectivamente. A continuación, se presenta el fundamento teórico de los algoritmos implementados y el diseño de la FO utilizada en la calibración de los MPE utilizados en este trabajo.

#### 4.3.3.1.1 SCE-UA

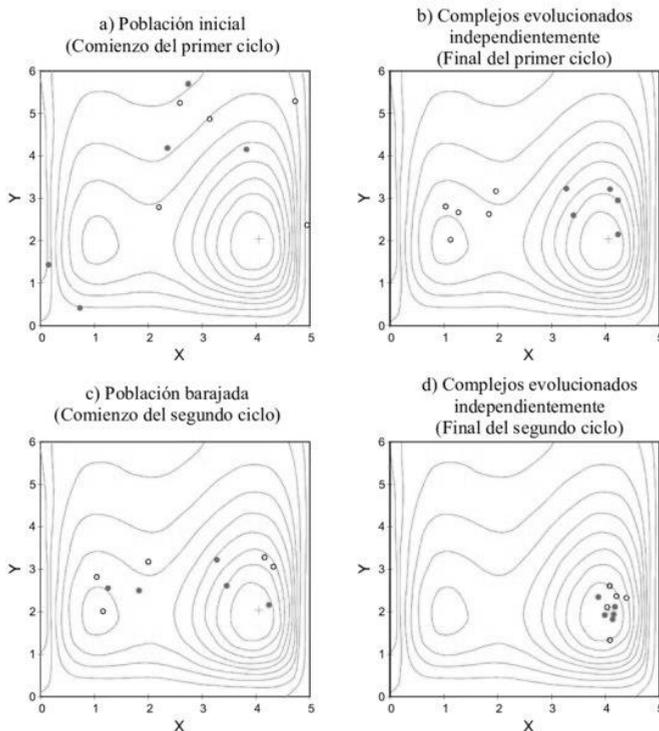
El SCE-UA (Shuffled Complex Evolution) es un algoritmo evolutivo de búsqueda global desarrollado por Duan et al. (1992) en la Universidad de Arizona en los Estados Unidos de Norteamérica. Es un algoritmo amplia y exitosamente utilizado en la calibración de MPE y en la solución de problemas de optimización en sistemas de recursos hídricos (Boughton, 2004; Boyle et al., 2000; Duan et al., 1994; Eckhardt & Arnold, 2001; Gan & Biftu, 1996; Lerma et al., 2015; Madsen, 2000; Mouelhi et al., 2006; Sorooshian et al., 1993; Thyer et al., 1999; Yapo et al., 1998). En estos trabajos se ha demostrado que es un algoritmo robusto y eficiente, y por ello se ha convertido en el método preferido para resolver problemas de calibración de MPE (Laloy & Vrugt, 2012). Recientemente se han realizado trabajos donde se ha demostrado que a pesar de ser un algoritmo desarrollado en la década de los 90's, sigue siendo eficiente en comparación con otros algoritmos de reciente creación (Dakhlaoui et al., 2012; Piotrowski et al., 2018).

El funcionamiento del algoritmo está inspirado en los principios de la selección natural y la genética, combinando procedimientos deterministas y aleatorios. Su funcionamiento se puede resumir en los siguientes puntos:

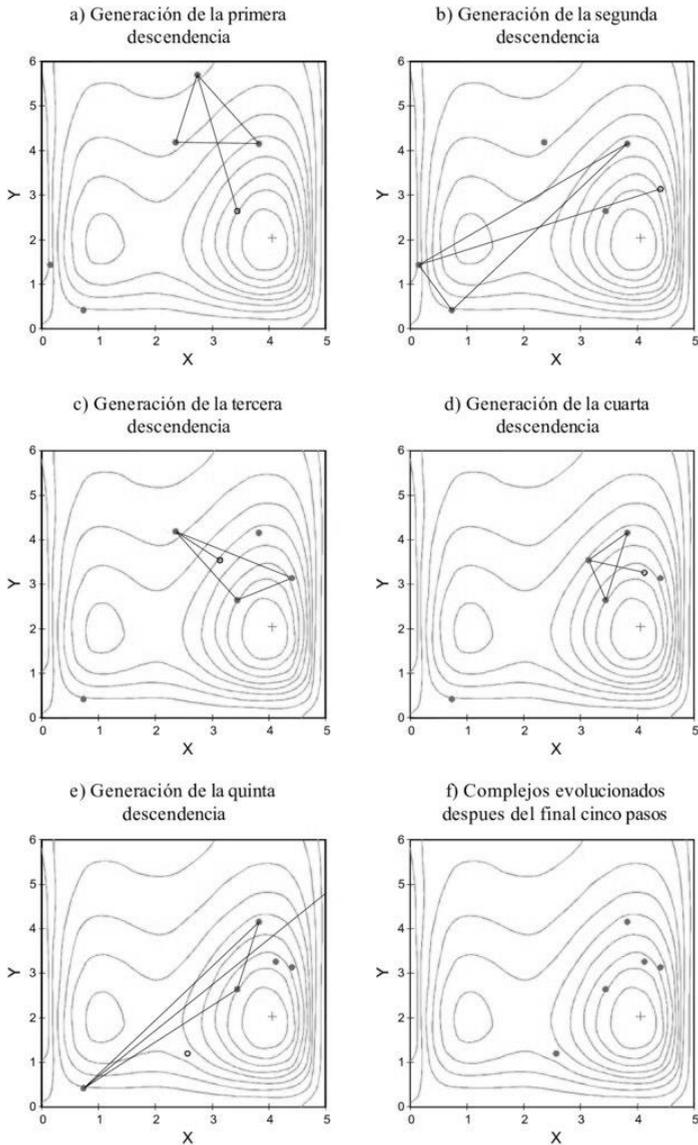
1. Generar una muestra. El algoritmo parte de la búsqueda de una población de  $s$  puntos (individuos) generados aleatoriamente dentro del espacio factible de soluciones y calcula el valor de una función objetivo en cada punto.
2. Clasificación de los individuos. Los puntos son ordenados en función del valor obtenido en la FO (los mejores primero).
3. División de complejos. Una vez clasificados los puntos, la población se divide en  $p$  comunidades o complejos, cada una contiene  $2n+1$  puntos, donde  $n$  es la dimensión del problema (cantidad de parámetros por optimizar).
4. Evolución de los complejos. Cada comunidad evoluciona a partir de procesos de "reproducción" estadísticos (en el algoritmo se conocen como cruce, mutación o recombinación de los individuos), donde la forma geométrica de cada complejo se utiliza para dirigir la búsqueda hacia una mejor dirección.

5. Mezcla de complejos. Después de sucesivas evoluciones, los puntos en los complejos se mezclan en una sola muestra y se ordenan de acuerdo con el valor obtenido de la FO, de esta forma se reasignan los individuos en las a las comunidades o complejos para asegurar que se comparta la información obtenida de manera independiente. Conforme la búsqueda progresa, la población entera tiende a converger hacia una vecindad del óptimo global, con tal que la población inicial sea de tamaño suficientemente grande.
6. Revisión de los criterios de convergencia. El algoritmo posee criterios de convergencia establecidos previamente, que pueden estar en función del valor alcanzado en la FO o el número de evaluaciones de ésta (también denominadas iteraciones). Si los criterios se satisfacen se da por finalizado el proceso, de lo contrario el proceso continúa y se repiten los pasos anteriores.

En las Figuras 10 y 11 se muestra el proceso general de evolución y barajado o mezcla de los complejos que forma el algoritmo SCE-UA, y el proceso de evolución que sufren los individuos en cada uno de los complejos o comunidades.



**Figura 10.** Esquema del proceso de evolución y mezcla de complejos del algoritmo SCE-UA (Fuente Duan et al., 1992).



**Figura 11.** Proceso de la evolución realizada en cada complejo. Se muestra la evolución paso a paso hasta la quinta generación (Fuente Duan et al., 1992).

El funcionamiento del algoritmo está controlado por seis variables de control, dos asociadas a los criterios de parada del algoritmo (MAXN y PEPS), la semilla que proporciona la aleatoriedad al proceso (SEED) y el resto corresponden con los criterios de búsqueda del proceso evolutivo de los individuos en la muestra (NGS, KSTOP y PCENTO). Los valores utilizados en esta tesis doctoral son los determinados por

Duan et al. (1994), quienes a través de una investigación numérica rigurosa lograron establecer un conjunto de parámetros adecuados para la aplicación eficiente del algoritmo en la calibración de modelos lluvia-escorrentía en cuencas hidrográficas. Aunque hay que recalcar que estos parámetros pueden cambiar en función del tipo de problema que se desea resolver. En la tabla siguiente se muestra el valor de los parámetros del algoritmo:

**Tabla 6.** Valores de los parámetros que controlan el algoritmo SCE-UA para ser utilizado en la calibración de MPE.

No.	Parámetro	Descripción	Valor
1	NGS	Número de comunidades o complejos en que son distribuidos los individuos	3
2	KSTOP	Número de bucles de recombinación o mezcla de complejos	10
3	PCENTO	Valor del criterio en los bucles de recombinación o mezcla	0.1
4	PEPS	Valor de convergencia de parámetros	0.001
5	MAXN	Número máximo de evaluaciones de la FO hasta su convergencia	10 000
6	SEED	Valor inicial que otorga aleatoriedad al proceso.	-

El fundamento matemático detallado de este algoritmo se puede consultar en Duan et al., (1994; 1992).

#### 4.3.3.1.2 HLR

El algoritmo Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR) es el resultado de la combinación y adecuación del método de muestreo aleatorio del Hipercubo Latino (HL) (McKay et al., 1979) y el algoritmo de búsqueda directa de Rosenbrock (*Rnb*) (Rosenbrock, 1960).

El acoplamiento y adecuación de estos métodos para desarrollar un algoritmo eficaz en la calibración de MPE se diseñó a partir de las ventajas que brindan ambas formulaciones. Por su parte, los algoritmos de búsqueda directa suelen ser métodos muy rápidos que requieren de recursos computacionales menores que los algoritmos de búsqueda global (como el SCE-UA), pero su principal problema es que, debido a la forma en que realiza la búsqueda la FO, donde explora el espacio muestral de forma más localizada, puede quedarse atrapado en soluciones locales y no llegar a la solución global. Es por ello que fue necesaria la búsqueda de un método que sirviera como un explorador inicial del espacio total de la muestra, para identificar así, los mejores puntos del espacio muestral, y desde ellos lanzar el algoritmo de búsqueda local para limitar el espacio de búsqueda del algoritmo. Fue

así como se seleccionó el método de muestreo aleatorio del Hipercubo Latino (HL).

El *método del Hipercubo Latino (HL)* (McKay et al., 1979) ha sido reconocido como una de las técnicas más eficaces y estratégicas para reducir de manera homogénea un gran espacio muestral y generar aleatoriamente un conjunto de valores con la misma probabilidad de ocurrencia, reduciendo así el número de simulaciones de los algoritmos y con ello la demanda del computacional requerida (Iman & Conover, 1980; McKay et al., 1979; Muleta & Nicklow, 2005). Se ha utilizado con éxito en algunos casos, por ejemplo para generar puntos de entrada seleccionados desde un espacio muestral para un modelo hidrológico distribuido mejorando la eficiencia computacional (Muleta & Nicklow, 2005). Además, se utilizó para muestrear todo el espacio de valores factibles para los parámetros de un algoritmo evolutivo multiobjetivo (Reed et al., 2013), o para la exploración del espacio para generar los valores de los parámetros de calibración inicial de los modelos HBV y GR4J utilizando el algoritmo DREAM\_(ZS) (Laloy & Vrugt, 2012).

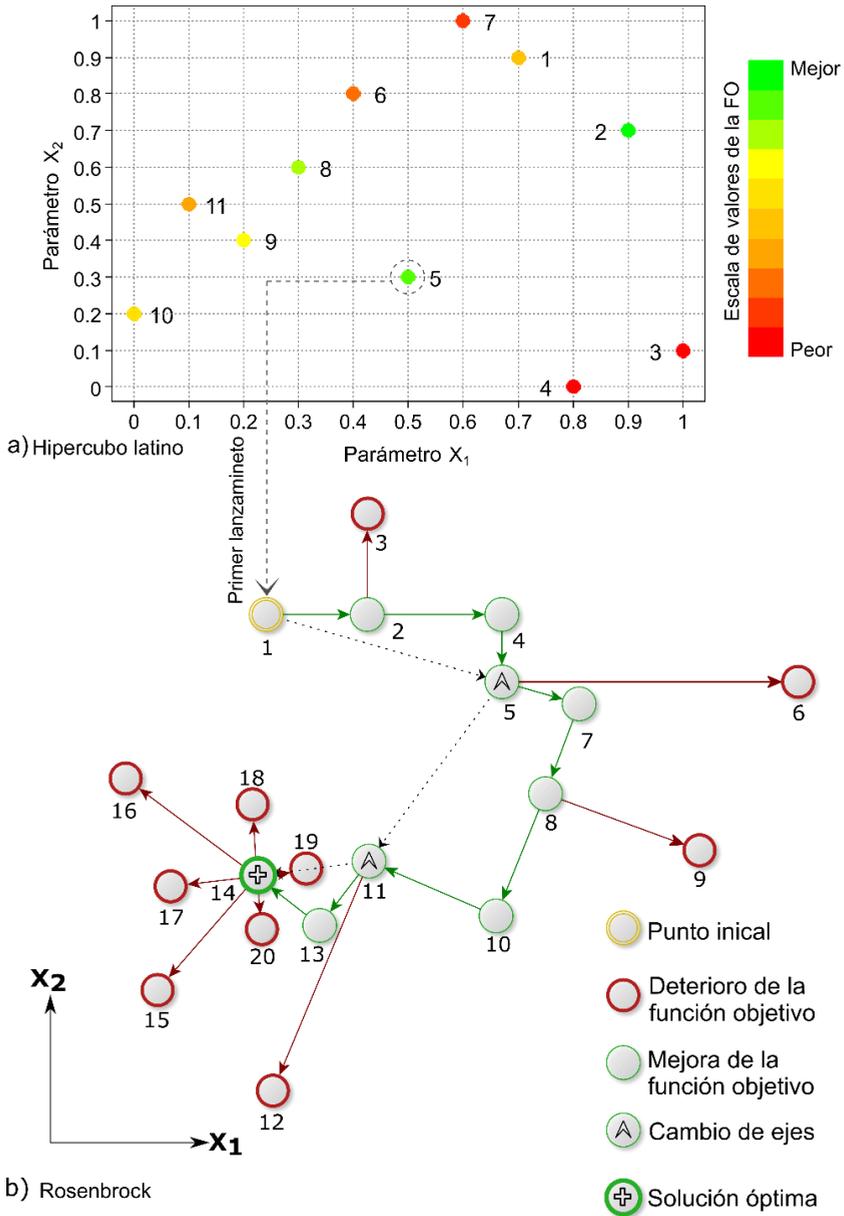
Por su parte, el *algoritmo de Rosenbrock (Rnb)* (Rosenbrock, 1960) desarrollado por el inglés Howard Rosenbrock en 1960, es un algoritmo de optimización de búsqueda de máximos o mínimos de funciones no lineales con variables restringidas y no restringidas. Es un algoritmo de gradiente basado en una técnica de búsqueda directa, es decir, que no requiere derivadas de la FO. Este algoritmo de búsqueda representa una mejora en el método de las direcciones axiales, en el cual si se parte de un sistema de coordenadas no idóneo puede consumir mucho tiempo hasta su convergencia, lo cual hacía poco factible su aplicación. Este algoritmo demostró ser una técnica robusta al ser comparado con nueve técnicas de optimización distintas para ajustar modelos hidrológicos conceptuales (Ibbitt & O'Donnell, 1971). Más tarde Kachroo et al. (1992) lo utilizó para la optimización de técnicas lineales en la modelización del proceso lluvia-escorrentía. También fue utilizado en la calibración de MPE. Un año más tarde esta técnica fue utilizada con éxito para la estimación de parámetros de un modelo lluvia-escorrentía (Jain, 1993). Años más tarde Goswami y O'Connor (2007) compararon este algoritmo con cinco técnicas diferentes de optimización para la calibración de MPE, y concluyeron que el algoritmo era bastante rápido pero en algunos caso presentaba problemas para llegar a la solución óptima global. Además Piotrowski (2015) evaluó el rendimiento de esta técnica para analizar conjuntos de problemas de referencia con inteligencia artificial y encontró que el algoritmo presentaba problemas en espacios muestrales muy grandes, sin embargo, en espacios muestrales pequeños *Rnb* encontró mejores resultados que las otras 29 técnicas analizadas. Finalmente Piotrowski et al. (2017) encontraron

que los algoritmos como *Rnb*, con algunas adecuaciones, suelen presentar mejores resultados y ser más eficientes que otros algoritmos metaheurísticos modernos. Con base en todos estos estudios, donde se menciona que el algoritmo de *Rnb* es una técnica eficiente y suele ser un relativamente rápido, además de que se han identificado sus deficiencias, fue posible adecuarlo y utilizarlo en esta tesis doctoral.

El acoplamiento del método HL y el algoritmo de *Rnb*, da como resultado HLR, un algoritmo de búsqueda directa con lanzamientos múltiples que demostró ser una formulación tan eficiente en la calibración de MPE como el SCE-UA (García-Romero et al., 2019).

El funcionamiento del algoritmo acoplado HLR se muestra esquemáticamente en la Figura 12 en la que se pueden distinguir dos fases bien marcadas (a y b), la primera está totalmente a cargo del HL, mientras que la segunda fase corresponde con el lanzamiento de algoritmo de *Rnb*. El procedimiento se puede resumir en los siguientes puntos:

- 1 El algoritmo comienza con la fase (a). El HL realiza una exploración aleatoria del espacio muestral definido por las dimensiones del problema seleccionando un número determinado de puntos en el espacio total de soluciones definido por la dimensión del Hipercubo Latino. Un *cuadrado latino* es una cuadrícula que contiene un conjunto de posibles soluciones en diferentes posiciones. El método sólo permite seleccionar un punto muestral en cada fila y columna del cuadrado. No puede haber filas o columnas con más de una muestra (Figura 12a). Un *hipercubo latino* es la generalización de este concepto a un número arbitrario de dimensiones condicionada por el número de parámetros de control del MPE. De esta forma se selecciona un número finito de puntos muestrales. Los lados del hipercubo son paralelos a los ejes de referencia, y el rango de valores de la distribución de cada variable aleatoria (parámetro de control) se divide en  $n$  segmentos no superpuestos de igual probabilidad de ocurrencia. Así se crea una división conveniente del espacio de la muestra (un mallado) para considerar todos los posibles acontecimientos proporcionalmente a la probabilidad real de que ocurran.



**Figura 12.** Esquema general del funcionamiento del algoritmo acoplado Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR) (García-Romero et al., 2019).

- 2 Se evalúa la FO en cada punto seleccionado del espacio muestral. Los puntos se priorizan en función del valor obtenido de la FO. Primero será el punto con el mejor valor de la FO y al

- final el que haya arrojado el peor valor. Esta clasificación se puede observar en la Figura 12a.
- 3 El primer punto clasificado en el punto anterior (el de mejor valor) será el punto desde donde se lance el método de Rosenbrock. En la Figura 12 se representa el primer lanzamiento. El número de lanzamientos está definido en un parámetro de control del algoritmo acoplado. El valor de éste y el resto de parámetros de control se resumen en la Tabla 7.
  - 4 Comienza la fase (b). A ésta concierne la ejecución múltiple del algoritmo de *Rnb*. El algoritmo comienza la búsqueda a partir del primer punto clasificado (punto inicial). Si no encuentra la solución óptima, pasará al segundo punto clasificado (segundo lanzamiento) y así sucesivamente (lanzamiento *n*). *Rnb* parte del primer punto y comienza la búsqueda realizando iteraciones en las direcciones de búsqueda axiales coincidentes con los ejes coordenados del primer punto (punto 5 de la Figura 12b). La dirección de búsqueda que llevará a la solución óptima se va definiendo por coeficientes de avance y retroceso de acuerdo con la mejora (éxito) o deterioro (fracaso) de la FO calculada en cada iteración. Este proceso está representado gráficamente en la Figura 12b.
  - 5 El algoritmo va comparando el valor de la FO obtenido en cada iteración y almacena siempre el mejor. La solución óptima se encuentra cuando no se producen mejoras de la FO en ninguna dirección de búsqueda. Si por el contrario se producen sólo éxitos seguidos de fracasos en todas direcciones probadas (no necesariamente de forma consecutiva), entonces se hace un cambio en las direcciones de búsqueda y continua al siguiente punto.
  - 6 Se selecciona un nuevo eje que coincida con la dirección de búsqueda en la que se hayan producido el mayor número de éxitos y se complementa con un número de ejes perpendiculares a dicho eje. La ortonormalidad de los nuevos ejes se logra con el método de ortogonalización de Gram-Schmidt (Björck, 1994).
  - 7 Se debe volver al punto 3 y se repiten todos los pasos.

El algoritmo acoplado HLR está controlado por ocho parámetros cuyos valores se muestran en la Tabla 7. El primero, *DIVHL*, determina la dimensión máxima del Hipercono Latino. El coeficiente *ALPHA*, representa la magnitud del avance en una dirección cuando se haya producido un resultado positivo, mientras que *BETA* representa un cambio de sentido y por tanto un coeficiente de retroceso o reducción de paso cuando se haya producido un fallo en la dirección de búsqueda.

*STEPROS* define los incrementos iniciales ( $\Delta_i$ ) para cada dirección de búsqueda. El parámetro *RLANZ* corresponde con el número de lanzamientos del algoritmo *Rnb*. Los criterios de parada del algoritmo están definidos por *ERR* y *MAXN*. Finalmente, la aleatoriedad del proceso está determinada por un valor de la semilla *SEED*.

La formulación matemática detallada del algoritmo, así como el análisis de sensibilidad para la determinación de los parámetros del algoritmo utilizados a lo largo de esta tesis, se pueden consultar en el Anexo C.

**Tabla 7.** Valores de los parámetros que controlan el algoritmo HLR para ser utilizado en la calibración de los MPE.

Nombre	Descripción	Valor
DIVHL	Tamaño del Hipercubo Latino	50
ALPHA	Coficiente de avance	3
BETA	Coficiente de retroceso	-0.5
STEPROS	Parámetro de subdivisión de rangos	40
RLANZ	Numero de lanzamientos del algoritmo de Rosenbrock	3
ERR	Parámetro de convergencia del algoritmo	0.001
MAXN	Máximo número de iteraciones	3000
SEED	Valor inicial que otorga aleatoriedad al proceso	-

#### 4.3.3.2 Configuración de la función objetivo (FO)

Los algoritmos de optimización requieren de una función objetivo (FO) para realizar la calibración de cualquier MPE, esto se logra a través de la minimización o maximización (según sea el caso) de dicha función. La FO es una expresión matemática de uno o varios índices de bondad de ajuste que se seleccionaron en función de las características propias de cada problema.

En este caso se utilizó una FO compuesta. El agrupamiento de distintos índices de bondad de ajuste en una sola FO compuesta permite integrar diferentes aspectos del funcionamiento del modelo en el proceso de calibración (Boyle et al., 2000; Todorovic & Plavsic, 2016; Yilmaz et al., 2010). La FO utilizada en este caso, considera de manera integral el error del balance hídrico y el error de similitud entre caudales aforados y los simulados a través de cuatro índices de ajuste distintos: el coeficiente de eficiencia de Nash (*NSE*), la transformación logarítmica del coeficiente de eficiencia de Nash (*ln NSE*), el coeficiente de correlación de Pearson (*r*) y el coeficiente de simetría de medias (*SM*).

La expresión matemática que describe la FO utilizada se muestra en la Ecuación (1).

$$\text{Max } FO(\theta) = (w_1 \text{NSE}(\theta) + w_2 \ln\text{NSE}(\theta) + w_3 r(\theta) + w_4 \text{SM}(\theta)) \quad [1]$$

Donde  $\theta$  representa el conjunto de parámetros del MPE que se va a calibrar.  $w_1 \dots w_4$  representa el peso que representa cada índice sobre el cálculo de la FO. En este caso se han determinado pesos iguales para todos los índices que componen la FO. Las expresiones matemáticas de los índices de ajuste se muestran en las Ecuaciones (2-5).

$$\text{NSE} = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim\ i} - Q_{obs\ i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})^2} \right] \quad [2]$$

$$\ln \text{NSE} = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (\ln Q_{sim\ i} - \ln Q_{obs\ i})^2}{\sum_{i=1}^N (\ln Q_{obs\ i} - \ln \bar{Q}_{obs})^2} \right] \quad [3]$$

$$r = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim\ i} - \bar{Q}_{sim}) \times (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{sim\ i} - \bar{Q}_{sim})^2 \times \sum_{i=1}^N (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})^2}} \right] \quad [4]$$

$$\text{SM} = 1 - \left[ \max \left( \frac{\bar{Q}_{sim}}{\bar{Q}_{obs}}; \frac{\bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{sim}} \right) - 1 \right]^2 \quad [5]$$

Donde  $Q_{obs\ i}$  y  $Q_{sim\ i}$  representan los caudales observados y simulados para el periodo de calibración, respectivamente; y  $\bar{Q}_{obs}$  representa la media de los caudales observados para el mismo periodo. El mejor valor de ajuste para los cuatro índices es la unidad (1). El rango de variación puede iniciar desde  $-\infty$  para  $\text{NSE}$ ,  $\ln \text{NSE}$  y  $\text{SM}$ ; y desde -1 para  $r$ .

El coeficiente  $\text{NSE}$  (Nash & Sutcliffe, 1970) se basa principalmente en evaluar la eficiencia del modelo en el dominio de los caudales altos (Krause & Boyle, 2005; Oudin et al., 2006). La transformación logarítmica de este coeficiente,  $\ln \text{NSE}$ , cuantifica el rendimiento del modelo en el dominio de los caudales con valores bajos (Oudin et al., 2006) que son sumamente importantes en la evaluación de los recursos hídricos. Por su parte el coeficiente  $r$  mide la covariabilidad de los

caudales simulados con respecto a los observados, sin penalización por sesgo. Finalmente, el coeficiente de simetría de medias  $SM$  cuantifica el rendimiento del modelo para reproducir el valor medio de la serie de caudales simulados con respecto a los observados.

La FO descrita en este apartado será la que utilicen los dos algoritmos de optimización para la calibración de los MPE seleccionados.

#### **4.4 Desarrollo de una aplicación informática para la calibración automática de MPE**

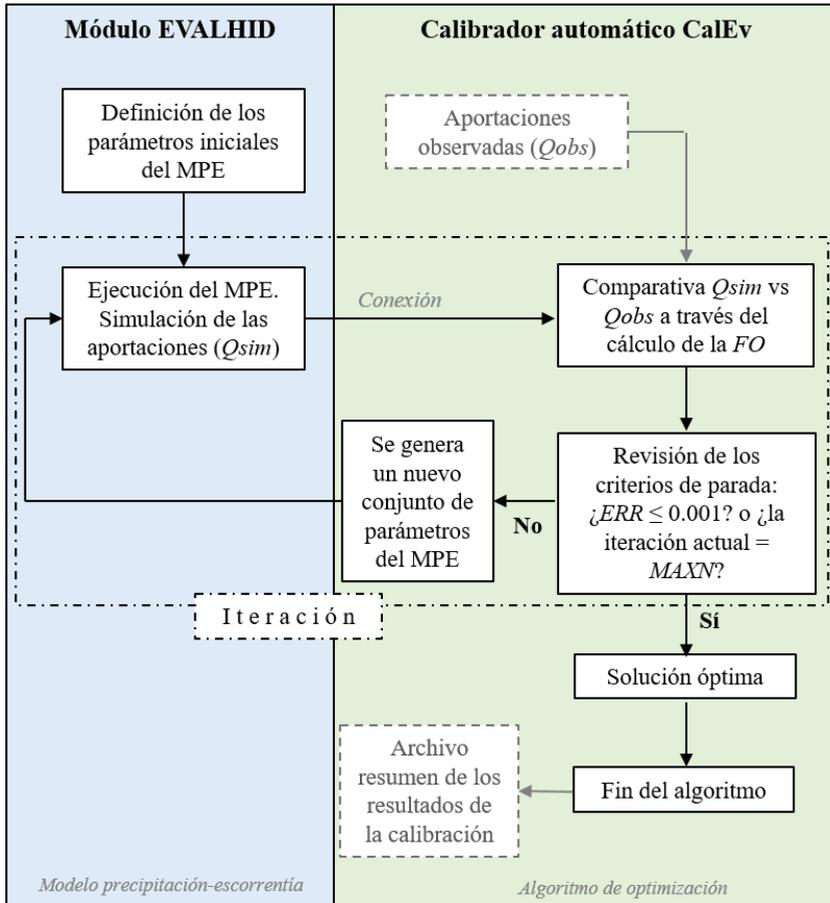
Como se ha mencionado en epígrafes anteriores, la metodología planteada propone el uso de dos algoritmos de optimización como técnicas de calibración automática de MPE. Se han seleccionado índices de bondad de ajuste como FO y una herramienta que permite la ejecución de los propios MPE. Todos estos elementos se han integrado en una aplicación informática desarrollada en esta tesis doctoral a la que se ha denominado *CalEv* (Calibrador para Evalhid). Esta herramienta, por un lado, hace posible la ejecución de los algoritmos y el desarrollo del proceso de calibración, y por el otro permite la conexión entre los algoritmos de optimización y el módulo Evalhid utilizado para la ejecución de los MPE, haciendo posible realizar el proceso de forma automática reduciendo el tiempo que consume esta etapa en el proceso de la evaluación de recursos hídricos.

La etapa de calibración de un MPE empleando algoritmos de optimización, es un proceso iterativo donde se propone un conjunto de parámetros y se hace una evaluación de la FO en cada iteración hasta encontrar la solución óptima.

Cada iteración realizada por cualquiera de los algoritmos implica los siguientes pasos:

- i) La generación de un conjunto de parámetros,
- ii) la ejecución del MPE por el módulo Evalhid para la generación de las aportaciones simuladas,
- iii) evaluar la similitud de la serie de aportaciones simulada con las observadas a través de un valor calculado de la FO y,
- iv) evaluar si se ha dado el cumplimiento de alguno de los criterios de parada del algoritmo.

El esquema mostrado en la Figura 13 muestra la conexión existente entre el módulo Evalhid y la herramienta de calibración automática CalEv, además del proceso que en conjunto realizan ambas herramientas en cada iteración para la búsqueda de los parámetros efectivos del MPE.



**Figura 13.** Conexión entre el módulo *Evalhid* y el calibrador automático *CalEv*. La figura muestra el proceso iterativo hasta encontrar la solución óptima del problema.

CalEv permite realizar la calibración de cualquiera de los MPE disponibles en Evalhid. Además, ofrece la posibilidad de seleccionar el algoritmo de optimización deseado y configurar la FO de acuerdo con las necesidades propias de cada problema (en total cuenta con seis índices de bondad de ajuste) seleccionando los índices de interés y otorgando pesos distintos a cada uno (ver Anexo A).

La aplicación está desarrollada en el entorno de VB.net cuya interfaz gráfica se ha integrado en el SSD AQUATOOL (Andreu et al., 1996). En el Anexo A se presenta el manual de usuario del programa CalEv, éste incluye toda la información necesaria para su instalación y uso, además de un ejemplo de aplicación resuelto. En este anexo se puede

consultar cualquier detalle sobre la formulación matemática de los procesos incorporados en este calibrador.

El proceso de calibración de los MPE presentados en éste y otros capítulos, se realizó utilizando esta herramienta.

#### **4.5 Análisis comparativo en el comportamiento y eficiencia de los MPE seleccionados en los casos de estudio**

La eficiencia de los MPE aplicados en las nueve cuencas de cabecera fue diferente en todos los casos. Es posible que un modelo pueda dar resultados buenos y fiables en un sistema, mientras que puede ser la peor elección en otro. Este comportamiento de los modelos depende en gran medida de las condiciones presentes en el sistema real y de las condiciones detrás del planteamiento estructural de cada modelo. Los MPE consideran las variables que intervienen en el ciclo hidrológico desde puntos de vista distintos en función de las condiciones del problema que se desea resolver. Por ejemplo, modelos como el de Témez o el GR4J no determinan una componente de flujo intermedio entre el superficial y el subterráneo; aspecto que está considerado en el modelo HBV; y esto no significa que el modelo HBV sea la formulación perfecta por considerar una variable más, o que el modelo de SAC-SMA al considerar la cuenca dividida en distintos sectores con características muy diferenciadas que permite tener un mayor control de agua a través de la cuenca debería ser el modelo hidrológico preferido. Esto llevaría a pensar que cuanto más variables considere el modelo o su formulación sea más compleja, los resultados serán siempre mejores, y esta aseveración no es correcta, ya que, la aplicación exitosa de un modelo, además de su planteamiento estructural, dependerá en gran medida de las características del sistema real y también de las habilidades del modelador para lograr una calibración válida utilizando las herramientas disponibles de la mejor manera.

A través de la metodología descrita el *Apartado 4.3*, se llevó a cabo el proceso de evaluación de los recursos hídricos en las nueve cuencas de cabecera seleccionadas como caso de estudio (Cabecera del Duero [1], Rivanuesa [2], Abión [3], Cuenca [4], Pajaroncillo [5], Barrios de Luna [6], Eria [7], Omaña [8] y Cabecera de Tormes [9]); utilizando los cuatro MPE (Témez, GR4J, HBV y SAC-SMA) y los dos algoritmos de optimización propuestos como técnicas de calibración automática (HLR y SCE-UA). El proceso de calibración de cada cuenca se repitió treinta veces en cada caso, generando un total de 72 escenarios (9 cuencas  $\times$  4 MPE  $\times$  2 algoritmos de optimización) y 2,160 simulaciones (72 escenarios  $\times$  30 calibraciones). Este planteamiento es necesario para

conocer, por un lado, la eficiencia y el comportamiento de los modelos en las cuencas según sus características, y por el otro, la variabilidad reflejada en los parámetros efectivos de cada modelo por efecto de la aleatoriedad implícita en los algoritmos de optimización. Si el algoritmo parte desde distintos puntos dentro del espacio total de soluciones y encuentra valores en un rango corto de datos para todos los casos, entonces los resultados en la calibración de cada MPE son fiables y darán robustez a la metodología empleada. De esta forma, se explora también el fenómeno de la equifinalidad, Permitiendo así explorar un conjunto de parámetros admisibles que se concentran en un rango establecido, de manera que alcanzan el mismo objetivo de buena concordancia con las observaciones.

Con esta comparativa también fue posible estudiar la eficiencia de los algoritmos utilizados. Para ello se procuraron condiciones de modelización homogéneas para el lanzamiento de ambos algoritmos en cada proceso de calibración ejecutado, y posteriormente se realizó el contraste de los resultados obtenidos de la aplicación de ambos algoritmos.

#### ***4.5.1 Análisis del valor alcanzado de la función objetivo (FO)***

Las 2 160 simulaciones se analizaron a través del valor alcanzado de la FO. En la Tabla 8 se muestra el valor promedio alcanzado por la FO en la calibración de los 72 escenarios, que de acuerdo con Moriasi et al. (2007) resultaron ser “buenas” o “muy buenas” en la mayoría de los casos. El valor de la FO que describiría una calibración hipotética perfecta es 1 (ver Apartado 4.3.3.2), cuanto más cercanos a la unidad se encuentren los valores de la FO calculados en cada escenario, los resultados serán mejores.

Analizando los valores concentrados en la Tabla 8 se observa que la eficiencia de los MPE, dependiendo de las características de la cuenca y de la técnica de calibración empleada, puede ser diferente en cada caso. La Tabla 8 está dividida en dos secciones principales, la del lado izquierdo muestra los valores promedio de la FO cuando se utilizó el algoritmo SCE-UA como técnica de calibración, y del lado derecho se muestran los resultados calculado por el algoritmo HLR.

El modelo GR4J demostró ser el modelo más eficiente en 7 de las nueve cuencas cuando se utilizó el SCE-UA como algoritmo de optimización, mientras que fue el mejor en 8 de las cuencas cuando se empleó el algoritmo HLR. Por su parte, el modelo que mostró las mayores deficiencias en la calibración de los MPE fue el modelo SAC-SMA en casi todos los casos y con ambos algoritmos, aunque para la cuenca 3

resultó ser el modelo más eficiente junto con el HBV cuando se utilizó HLR. El modelo HBV fue el más eficiente en tres de los nueve casos, y en el resto, los valores de la FO fueron muy cercanos a los obtenidos por el modelo más eficiente. Por su parte, el modelo de Témez no demostró mayor eficiencia en ninguna de las nueve cuencas sin importar el algoritmo utilizado, pero sí demostró ser el modelo más deficiente en las cuencas 3, 4 y 9 cuando se utilizó el modelo del HLR.

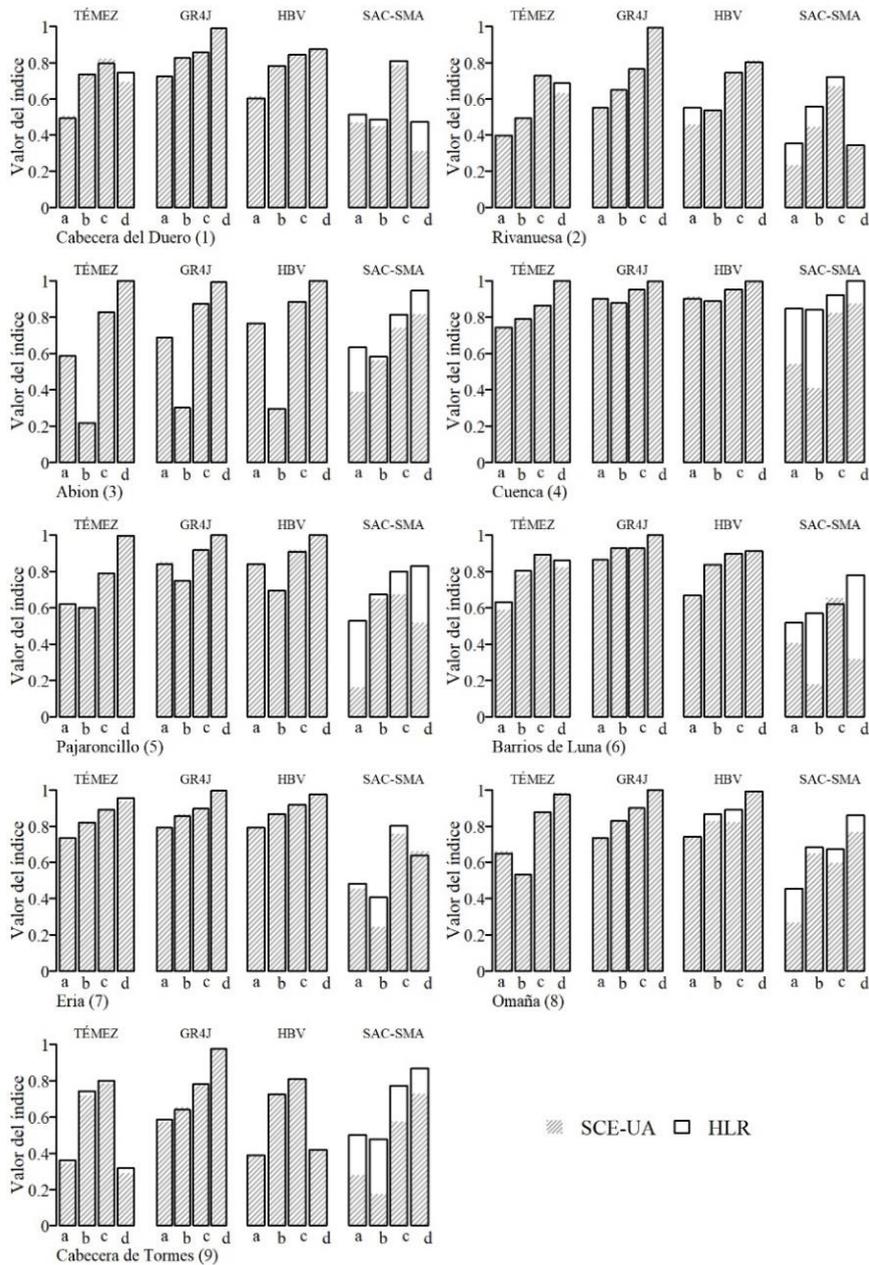
En general, la mayor eficiencia fue identificada cuando se aplicaron los modelos GR4J en primer lugar, seguido del HBV. Mientras que los modelos más deficientes fueron Témez y SAC-SMA.

**Tabla 8.** Media del valor alcanzado de la FO para cada escenario. Los puntos verdes muestran el mejor valor de la FO y los rojos el peor valor obtenido en cada cuenca. Las celdas sombreadas muestran el mejor valor de la FO al comparar un mismo MPE calibrado con los dos algoritmos distintos.

Cuenca	MPE	SCE-UA				HLR			
		TEM	GR4J	HBV	SAC	TEM	GR4J	HBV	SAC
1	C. Duero	0.69	0.85	0.78	0.50	0.69	0.85	0.78	0.57
2	Rivanuesa	0.56	0.74	0.64	0.42	0.58	0.74	0.66	0.49
3	Abión	0.66	0.71	0.73	0.62	0.66	0.71	0.74	0.74
4	Cuenca	0.85	0.93	0.94	0.66	0.85	0.93	0.93	0.90
5	Pajaroncillo	0.74	0.88	0.86	0.50	0.75	0.88	0.86	0.71
6	B. Luna	0.77	0.93	0.83	0.39	0.80	0.93	0.83	0.62
7	Eria	0.84	0.89	0.89	0.53	0.85	0.89	0.89	0.58
8	Omaña	0.76	0.87	0.84	0.57	0.76	0.87	0.87	0.67
9	C. Tormes	0.53	0.74	0.58	0.44	0.55	0.75	0.59	0.65

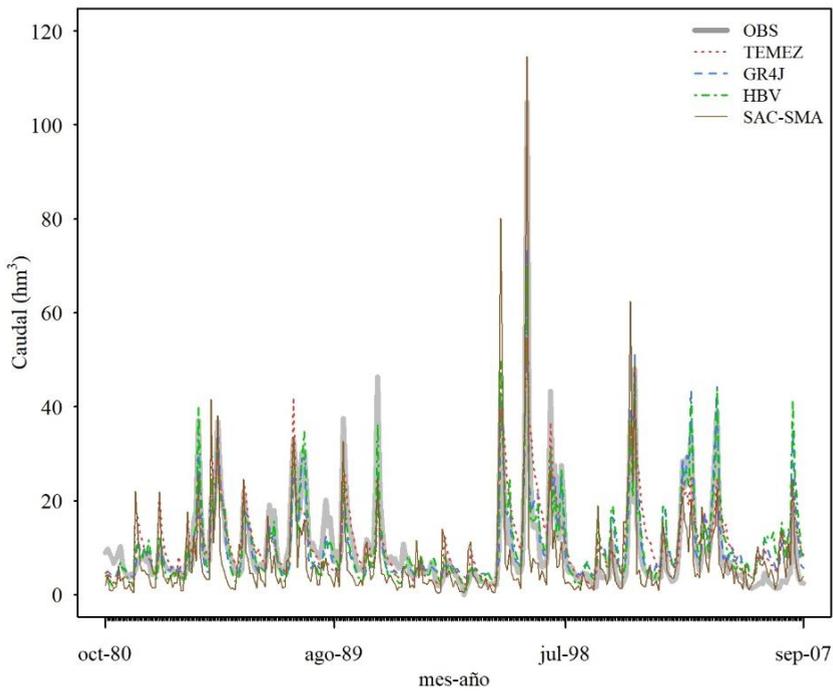
Adicionalmente, se evaluó también la eficiencia de los algoritmos para encontrar mejores soluciones de un mismo problema, para ello se comparó el valor de la FO obtenido por los dos algoritmos para una misma cuenca y un mismo MPE. En la Tabla 8, del lado izquierdo, se muestran los resultados correspondientes al algoritmo SCE-UA, y del derecho los que corresponden al HLR. Las celdas sombreadas en la tabla, indican que ese, es el mejor valor de los dos comparados. Si ambos algoritmos llegaron a una misma FO entonces no se sombrea ninguna celda, de manera que las celdas sombreadas indiquen que el algoritmo encontró un mejor resultado que el otro. Si se observa la Tabla 8 se aprecia que el HLR, en promedio, encontró soluciones superiores al SCE-UA en repetidas ocasiones, mientras que este último sólo superó al HLR en un caso: cuando calibró el modelo HBV para la cuenca 4. Esto demuestra que es muy importante seleccionar técnicas de calibración y funciones objetivo adecuadas, ya que su influencia es importante en la eficiencia del MPE.

En la Figura 14 se muestra el valor de la mediana para cada índice de bondad de ajuste que compone la FO provenientes de las 30 calibraciones realizadas en cada subcuenca, para cada MPE y por cada algoritmo. En esta figura se puede visualizar en cuál componente de la FO se registraron las mayores diferencias y por qué algunos MPE resultaron ser más eficientes que otros en la calibración de una misma cuenca.

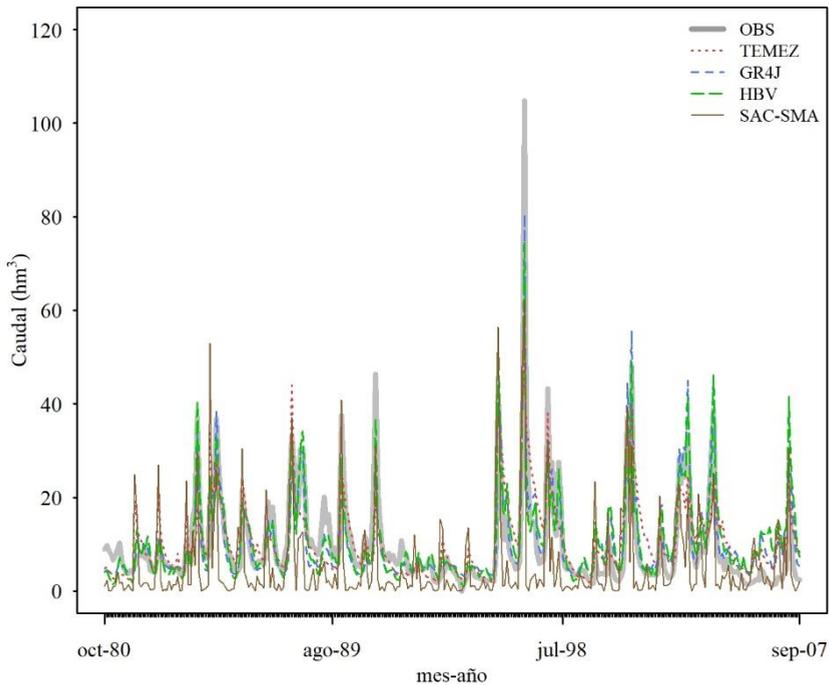


**Figura 14.** Mediana de los índices que componen la FO en la fase de calibración, para los cuatro MPE aplicados y los dos algoritmos de optimización utilizados. Donde, (a) representa NSE, (b) ln NSE, (c) r, y (d) SM.

Diferencias muy marcadas tanto en eficiencia de los MPE como de los algoritmos de optimización, se observan, por ejemplo, en casos como el de la cuenca 5 (Pajaroncillo), donde se observa que los índices que componen la FO (Nash,  $\ln$  Nash,  $r$  y SM), para los modelos Témez, HBV y GR4J registran valores distintos, esto significa que cada modelo ha representado las características de la serie de caudales de manera diferente. Los modelos GR4J y HBV reprodujeron mejor los valores de caudales altos de la serie, puesto que obtuvieron un valor del índice NSE (a) más alto que el obtenido en Témez y SAC-SMA. Los caudales más bajos están mejor representados por el modelo GR4J, puesto que el valor del índice  $\ln$  NSE (b) es más alto que el obtenido en el resto de los MPE. La relación lineal de los caudales simulados por los MPE y la de serie de caudales aforados, medida por el coeficiente de correlación  $r$  (c), es casi la misma en los modelos Témez, GR4J y HBV, pero el modelo SAC-SMA muestra un valor considerablemente más bajo; comportamiento que también se registró en la evaluación de la similitud entre las medias de las series (MS) (d). De forma notable, el modelo SAC-SMA mostró mayores deficiencias en la calibración de la cuenca 5. Las diferencias también son notables en cuanto al algoritmo utilizado, puesto que los valores de los índices son considerablemente más bajos cuando se realizó la calibración con el algoritmo SCE-UA. En las Figuras 15 y 16 se muestra el contraste entre las series simuladas y las aforadas, donde se observan las diferencias reflejadas en el cálculo de los índices que componen la FO con cada algoritmo.



**Figura 15.** Contraste de las series de caudales simuladas por los MPE y las series de caudales observadas para la cuenca (5) Pajaroncillo, utilizando el algoritmo HLR.



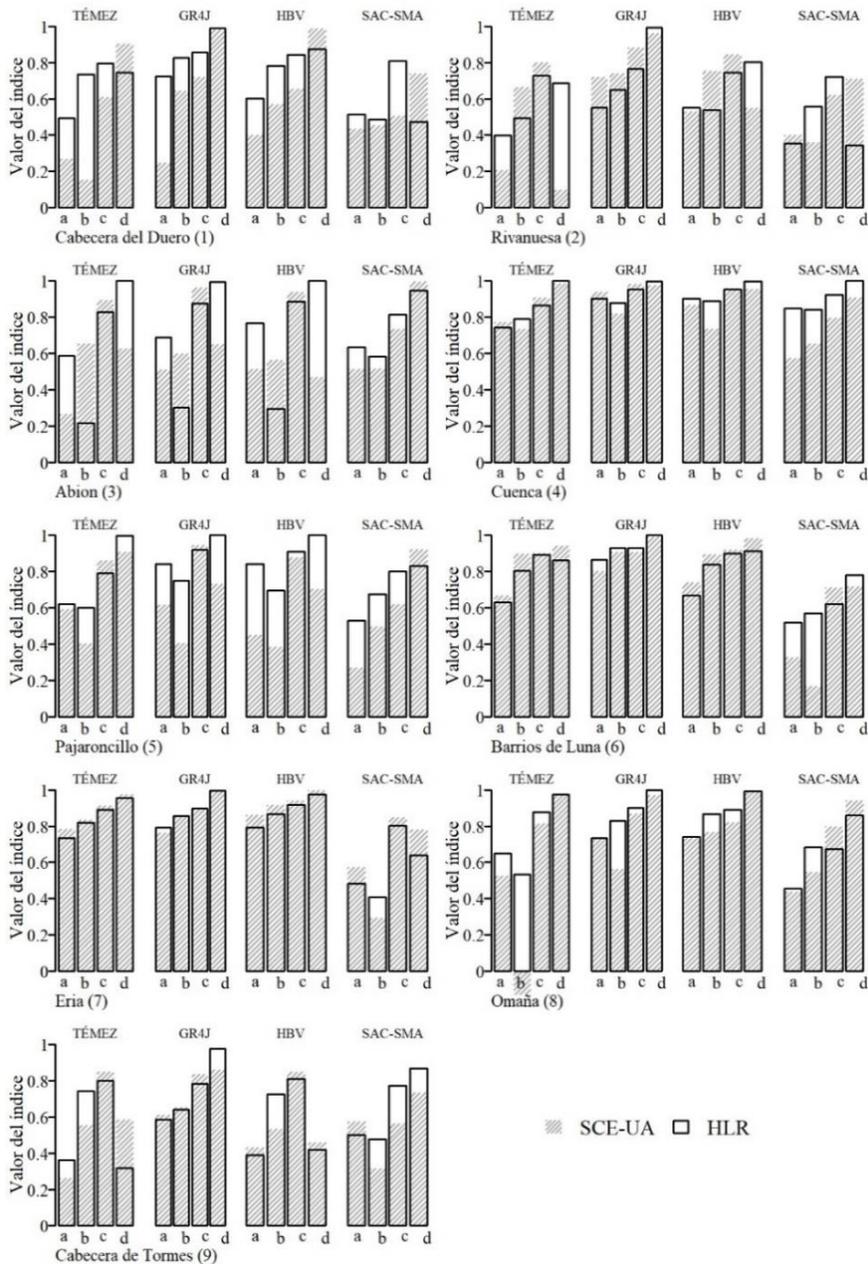
**Figura 16.** Contraste de las series de caudales simuladas por los MPE y las series de caudales observadas para la cuenca (5) Pajaroncillo, utilizando el algoritmo SCE-UA.

Por cada calibración efectuada, se realizó también la validación correspondiente. Los resultados obtenidos fueron en general iguales o mejores que los mostrados en la fase de calibración. Los resultados de los índices de ajuste se muestran en la Figura 17.

Los periodos de calibración y validación utilizados en las subcuencas se resumen en la Tabla 9.

**Tabla 9.** Periodos de calibración y validación utilizados en la modelización.

<b>Cuenca</b>		<b>Periodo de calibración</b>	<b>Periodo de validación</b>
1	C. Duero	01/oct/1980 al 01/sep/2002	01/oct/2002 al 30/sep/2007
2	Rivanuesa		
3	Abión		
4	Cuenca		
5	Pajaroncillo		
6	B. Luna		
7	Eria		
8	Omaña	01/oct/1969 al 01/sep/1988	01/oct/1988 al 01/sep/1993
9	C. Tormes	01/oct/1950 al 01/sep/1970	01/oct/1970 al 01/sep/1975



**Figura 17.** Mediana de los índices que componen la FO en la fase de validación, para los cuatro MPE aplicados y los dos algoritmos de optimización utilizados. Donde, (a) representa NSE, (b) ln NSE, (c) r, y (d) SM (Adaptado de García-Romero et al., 2019).

#### 4.5.2 Análisis de los parámetros efectivos y caudales simulados

La calibración de los 72 escenarios, 30 veces cada uno, generó también un total de 2160 conjuntos de parámetros óptimos estimados por dos algoritmos de optimización (1080 cada uno). Con estos valores se dibujaron histogramas de frecuencia para las nueve cuencas y para cada parámetro de control de los distintos MPE. Esto permite analizar la variabilidad en las soluciones óptimas encontradas en cada caso. En las Figuras 18, 19, 20 y 21 se muestran los histogramas dibujados para la cuenca de Pajaroncillo para los modelos de Témez, GR4J, HBV y SAC-SMA, respectivamente.

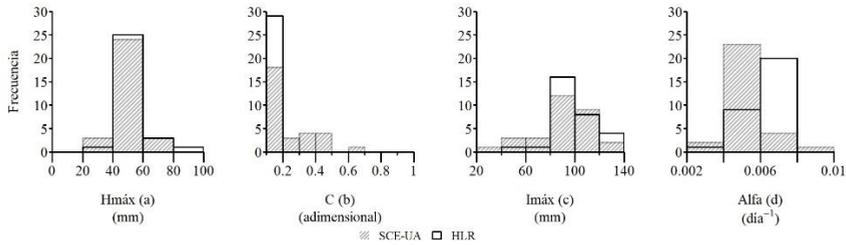
La escorrentía procedente de la componente nival en las cuencas 6,7,8 y 9, se calculó utilizando el método Grado-Día, es decir, el modelo Nieve 1 disponible en el módulo Evalhid. La calibración del modelo de nieve depende solamente de las temperaturas y no de las características o procesos hidrológicos específicos en las cuencas, por ello se han calibrado una sola vez para todas las cuencas quedando sus parámetros fijos como constantes, deducidos, en este caso, de ésta única calibración y contrastes iniciales que no sería necesario repetir en cada caso. Los parámetros efectivos del modelo de nieve para cada cuenca se presentan en la Tabla 10.

**Tabla 10.** Parámetros efectivos del modelo de Nieve 1 para las subcuencas con innivación.

Cuenca		Umbral de temperatura TT (°C)	Factor grado-día DD (mm °C <sup>-1</sup> día <sup>-1</sup> )
6	Barrios de Luna	0	10.05
7	Eria	0	11.72
8	Omaña	0	4.49
9	Cabecera de Tormes	0	15.22

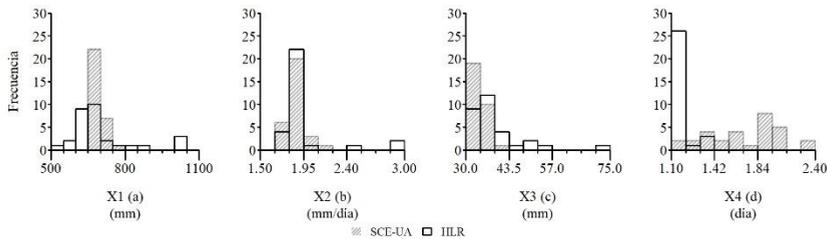
El histograma de frecuencias dibujado para el modelo de Témez (Figura 18) refleja que los parámetros estimados por el algoritmo HLR se localizan en un rango más corto de valores (de acuerdo con el concepto de la equifinalidad) que los calculados por el SCE-UA. El parámetro (a) que representa la humedad máxima en la celda superior presenta un rango de variación amplio, pero más del 80% de las simulaciones se concentraron en un mismo valor, un comportamiento similar se observa para el coeficiente de escurrimiento (b) y el parámetro relacionado con la infiltración (c). Las mayores diferencias se presentan en el parámetro

(d), donde los algoritmos concentran el mayor número de repeticiones en valores diferentes.



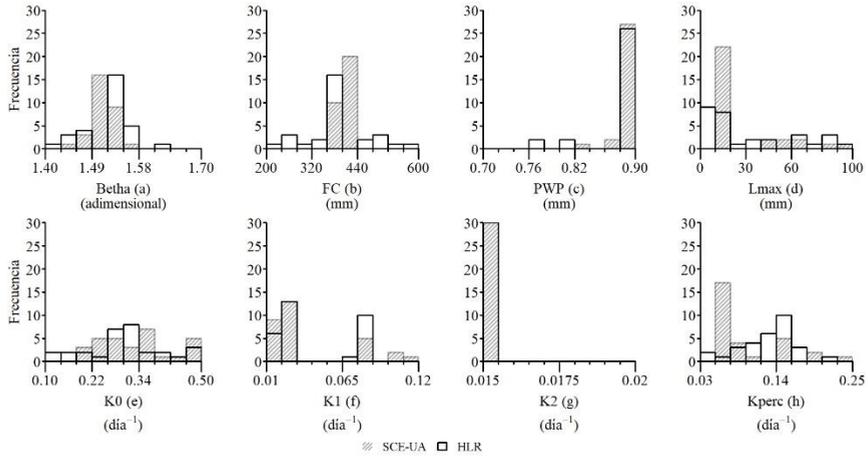
**Figura 18.** Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo de Témez para la cuenca Pajaroncillo.

El histograma de la Figura 19 que corresponde al modelo GR4J, la variabilidad de los parámetros óptimos encontrados por el HLR es más disperso que el del SCE-UA. Sin embargo, para los parámetros (a), (b) y (d) es claro el valor donde se concentró el máximo número de repeticiones. Para el parámetro (c) el número de repeticiones se concentra en un rango ligeramente más amplio al registrar varias repeticiones en más de un valor para el parámetro.



**Figura 19.** Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo GR4J para la cuenca Pajaroncillo (Adaptado de García-Romero et al., 2019).

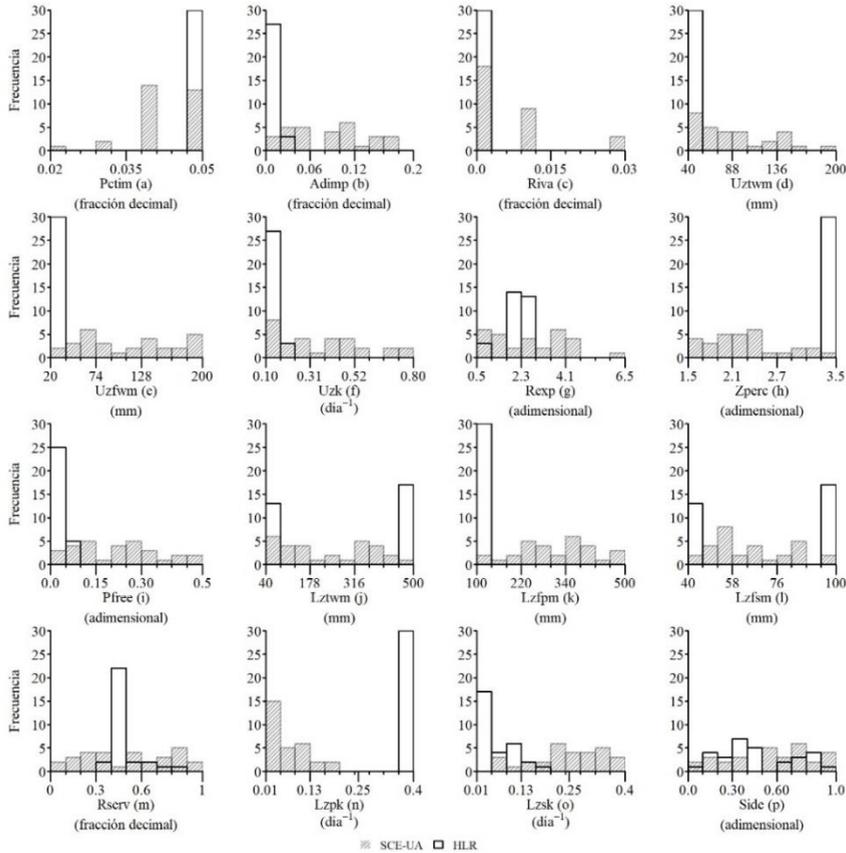
En los histogramas de frecuencia del modelo HBV (Figura 19) y SAC-SMA (Figura 21), en general, los parámetros estimados por el HLR presentan menor variabilidad que los calculados por el algoritmo SCE-UA especialmente notable en el modelo SAC-SMA. Sin embargo, para todos los parámetros es posible identificar el valor donde se registró el mayor número de repeticiones.



**Figura 20.** Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo HBV para la cuenca Pajaroncillo (Adaptado de García-Romero et al., 2019).

Generalmente, cuando se utiliza un MPE para la evaluación de los recursos hídricos y se somete a un proceso de calibración, no se suelen realizar múltiples simulaciones ni realizar un análisis de la variabilidad de los parámetros, puesto que se fija un valor de la semilla determinado a través de un análisis de sensibilidad de los parámetros del algoritmo, lo que significa que, si no hay variaciones en las condiciones de modelación, el algoritmo siempre llegará a la misma solución.

Considerar la aleatoriedad del proceso de calibración al utilizar algoritmos de optimización en la búsqueda de la solución óptima, permite analizar si éstos convergen en el mismo conjunto de parámetros muchas veces desde diferentes puntos del espacio muestral (semillas). Cuanto menos sea el rango donde se han encontrado soluciones óptimas, mayor es la robustez del algoritmo.



**Figura 21.** Histograma de frecuencia de parámetros para el modelo SAC-SMA para la cuenca Pajaroncillo (Adaptado de García-Romero et al., 2019).

La comparativa mes a mes de los caudales simulados por cada MPE con la serie de caudales observados para la cuenca Pajaroncillo, se muestra en las Figuras 22 y 23 para el periodo de calibración y validación respectivamente. Los parámetros efectivos utilizados en cada cuenca son los arrojados por la mejor calibración de acuerdo con el valor obtenido en la FO.

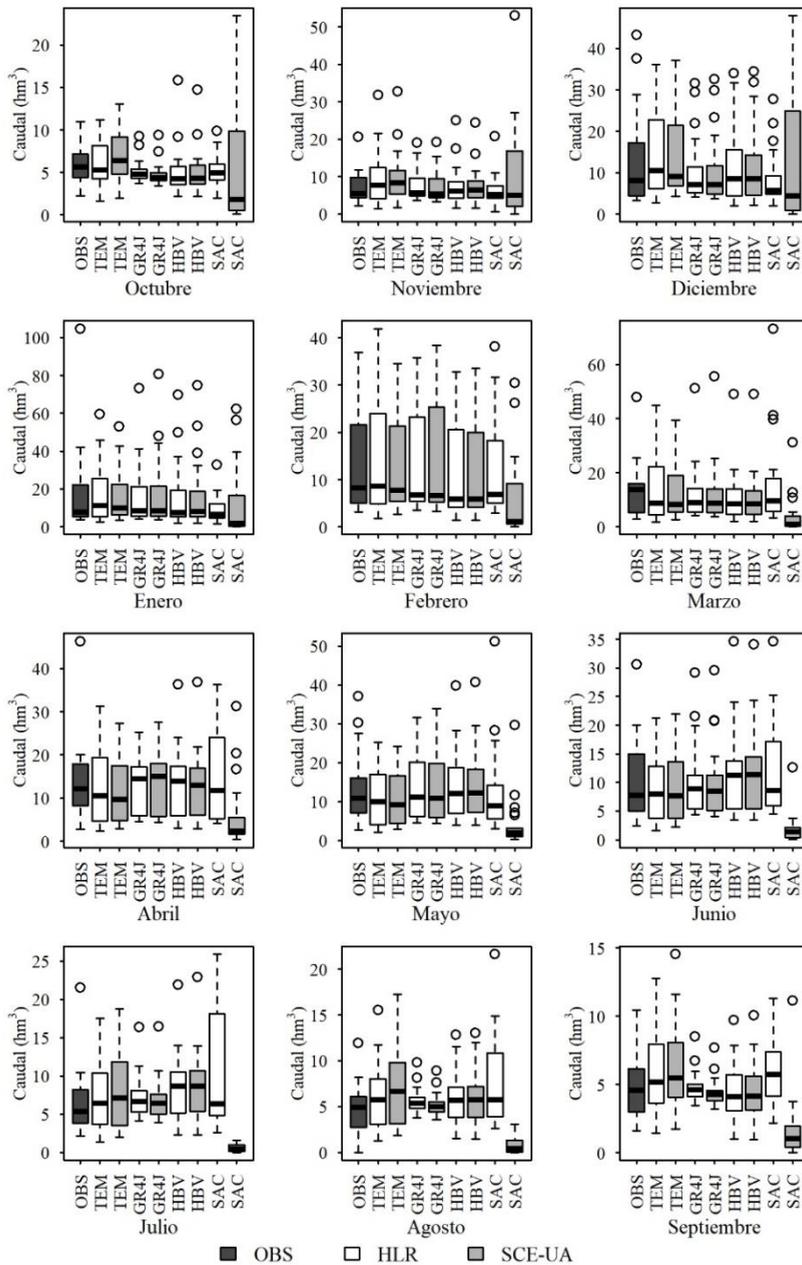
La comparativa se realizó a través de diagramas de caja para observar la variabilidad que existe en la serie de caudales observados, y cuánta de ella es capaz de representar cada MPE. Se presentan tanto los caudales generados con la solución encontrada por el SCE-UA como la encontrada por el HLR.

En general, el escenario con menor capacidad para simular los flujos medidos es el modelo SAC-SMA calibrado con el algoritmo SCE-UA. Se observa que, durante los meses en que los caudales fueron altos, este escenario sobreestimó los valores y, cuando los caudales fueron bajos,

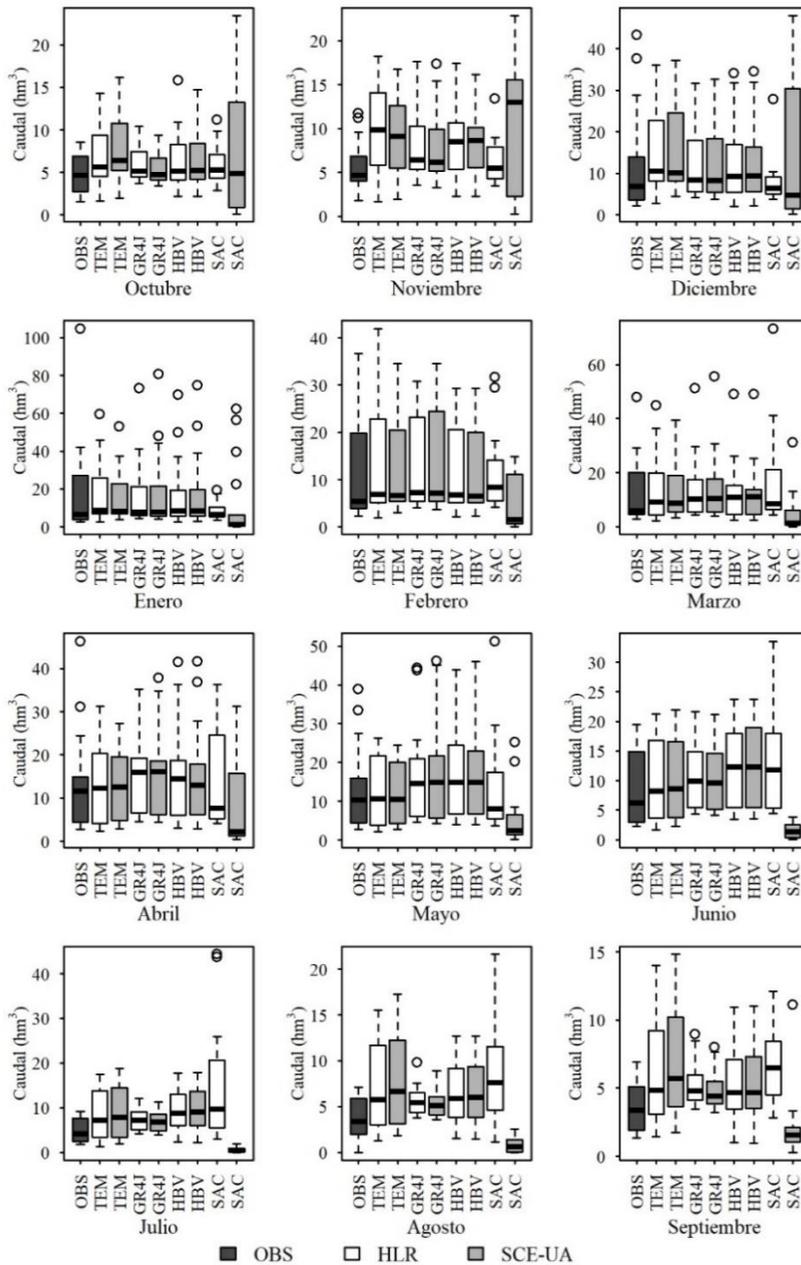
no tuvo la capacidad de representarlos. La interpretación errónea de los flujos medidos por este modelo también puede verificarse en los valores de FO. Sin embargo, cuando se hace una comparación entre el escenario de este modelo, pero calibrado con el algoritmo LHR, se observó un mejor rendimiento respecto al escenario anterior tanto en los caudales bajos como en los altos.

El modelo GR4J y HBV fueron los modelos más robustos, al representar mejor la variabilidad de los caudales observados tanto en los meses secos como húmedos, independientemente del algoritmo utilizado.

Los rangos dibujados en los histogramas de frecuencia no representan los rangos de búsqueda asignados en los algoritmos, los cuales pueden consultarse en las Tablas 2, 3, 4 y 5.



**Figura 22.** Comparativa de los caudales (año medio) simulados con los cuatro MPE y los caudales aforados para el periodo de calibración (01/ oct/1980-30/sep/2002), para la cuenca de Pajaroncillo (Adaptado de García-Romero et al., 2019).



**Figura 23.** Comparativa de los caudales (año medio) simulados con los cuatro MPE y los caudales aforados para el periodo de validación (01/ oct/2002-30/sep/2007), para la cuenca de Pajaroncillo (Adaptado de García-Romero et al., 2019).

### 4.5.3 Comportamiento de los MPE en función de las características hidrológicas en las cuencas

A partir del análisis del comportamiento de los modelos en los 72 escenarios generados, no fue posible determinar factiblemente la eficiencia de un mismo MPE en todos los casos. Es decir, que cada caso tiene características particulares que hacen que el comportamiento del modelo sea distinto en cada caso. Se calculó la relación P/ETP propuesta por la UNESCO (1979) para cada caso de estudio, a fin de identificar si existe una relación directa de la humedad o aridez de las cuencas con la eficiencia de un MPE específico. Esta relación se conoce como índice de humedad (IH) de la cuenca (inverso del índice de aridez  $\phi$ ) cuyo valor permite clasificar cada zona en función del valor medio anual se P y ETP (UNESCO, 1979). Los valores obtenidos del IH y la clasificación de las cuencas se presentan en la Tabla 11.

**Tabla 11.** Valores del índice de humedad calculados a partir de datos medios anuales de ETP y P.

	Cuenca	P (mm)	ETP (mm)	IH=P/ETP	Clasificación	S.E.
1	Cab. Duero	755.8	832.9	0.9	Húmeda	Duero
2	Rivanuesa	862.5	776.6	1.1	Húmeda	Duero
3	Abión	581.5	986.3	0.6	Semi-húmeda	Duero
4	Cuenca	601.9	1,057.3	0.5	Semi-seca	Júcar
5	Pajaroncillo	589.8	1,031.3	0.5	Semi-seca	Júcar
6	B. de Luna	946.7	760.8	1.2	Húmeda	Duero
7	Eria	744.7	858.0	0.9	Húmeda	Duero
8	Omaña	793.4	820.9	1.0	Húmeda	Duero
9	Cab. Tormes	813.7	973.5	0.8	Semi-húmeda	Duero

Al comparar los IH de las cuencas con los valores de la FO mostrados en la Tabla 8, no es posible obtener una conclusión clara sobre la eficiencia de un MPE particular en función de la humedad o aridez de las cuencas. Por lo tanto, se concluye que la eficiencia de los MPE no tiene relación directa con las características de humedad de la cuenca para los casos estudiados ya que, para cuencas con la misma clasificación de humedad, el modelo más eficiente fue distinto.

Sin embargo, es posible que la ausencia de la relación entre la eficiencia relativa de los MPE y el grado de humedad o aridez en las cuencas pueda deberse al número de casos en que se ha ensayado. Este análisis podría extenderse si se hace un análisis en un número masivo de cuencas poco reguladas y estudiar a detalle este aspecto.

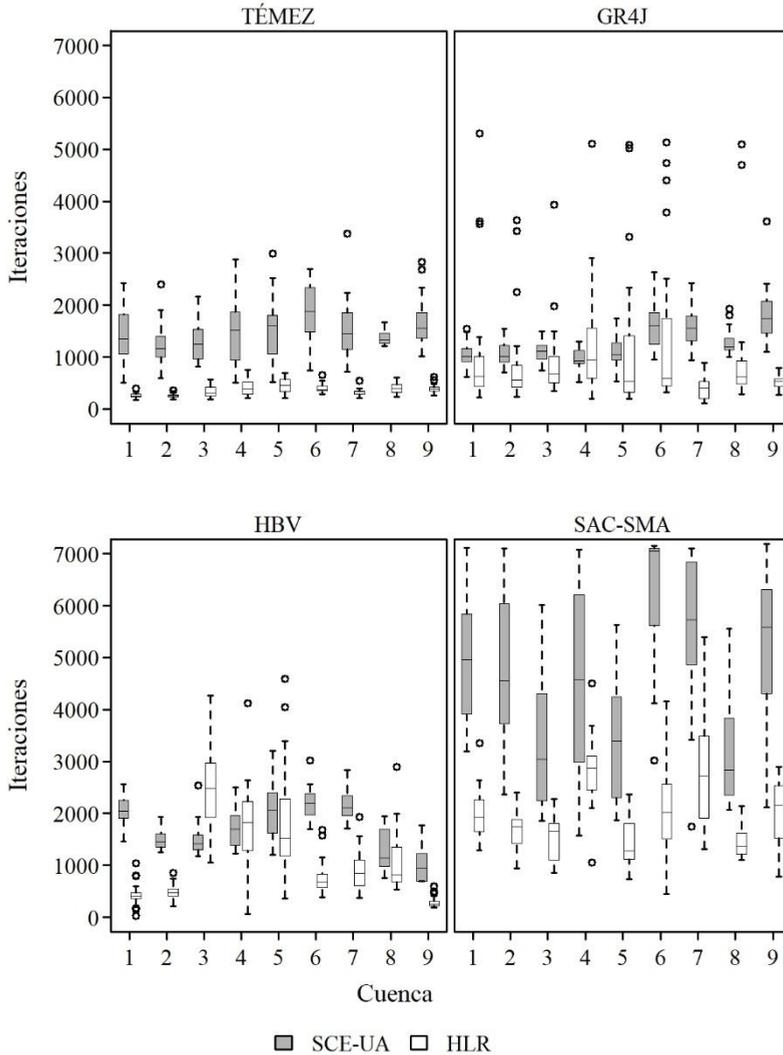
#### **4.6 Comparativa en la eficiencia de las técnicas de calibración empleadas**

La eficiencia de los algoritmos de optimización empleados se puede determinar a través del número de evaluaciones de la FO (iteraciones) que cada algoritmo realiza hasta llegar a la solución óptima del problema, y de la fiabilidad de dichas soluciones (Maier et al., 2014). En epígrafes anteriores se realizó un análisis del valor alcanzado por la FO y de las soluciones óptimas encontradas en las 2160 calibraciones. En la mayoría de los casos el valor obtenido de la FO fue muy parecido en ambos algoritmos, aunque con algunas variaciones significativas en casos particulares con el modelo SAC-SMA (ver Tabla 8). De igual manera, el análisis de las soluciones óptimas también mostró valores semejantes entre ambas técnicas. Ante dos algoritmos que resuelven un mismo problema de manera correcta, será más eficiente el que consuma la menor cantidad de recursos y sea capaz de encontrar la solución óptima en el menor tiempo posible. A menor número de iteraciones, menor tiempo y recursos consumidos.

En la Figura 24 se muestra una comparativa entre el número de iteraciones consumidas por cada algoritmo para la calibración de los cuatro MPE. Los datos se representan a través de diagramas de caja que muestran la dispersión de los datos. Cada diagrama se dibujó a partir del número de iteraciones realizadas por cada algoritmo en las treinta repeticiones realizadas para cada MPE y para cada cuenca.

Para los modelos Témez y SAC-SMA, con 4 y 16 parámetros de calibración respectivamente, es evidente un comportamiento más eficiente del algoritmo HLR con respecto al SCE-UA. Los diagramas de caja son significativamente más pequeños y con una menor dispersión de los datos que los del SCE-UA. En los modelos GR4J y HBV con 4 y 8 parámetros de calibración, hay un comportamiento distinto de los algoritmos en algunas cuencas, pero en general resalta la eficiencia del algoritmo HLR en la mayoría de los casos.

En general los resultados muestran que el HLR es un algoritmo más eficiente que el SCE-UA, especialmente cuando se trata de modelos con un elevado número de parámetros. La comparativa de este algoritmo con el SCE-UA, que es una de las técnicas más robustas y ampliamente utilizadas en la calibración de MPE, permitió validar los resultados obtenidos con el algoritmo propuesto en el marco de esta tesis doctoral.



**Figura 24.** Número de iteraciones realizadas para la calibración de los cuatro MPE utilizando los algoritmos HLR y SCE-UA.

El valor promedio del número de iteraciones requeridas para la calibración de cada cuenca y para cada MPE se concentran en la Tabla 12. Se observa que en algunos casos el algoritmo SCE-UA en promedio, realizó menos iteraciones que el HLR para llegar a la solución óptima.

**Tabla 12.** Valor promedio del número de iteraciones realizadas por cada algoritmo para la calibración de cuatro MPE.

Cuenca MPE	HLR				SCE-UA			
	TEM	GR4J	HBV	SAC	TEM	GR4J	HBV	SAC
1 C. Duero	2,014	1,081	436	258	4,921	1,063	2,047	1,393
2 Rivanuesa	1,718	843	480	255	4,797	1,049	1,497	1,237
3 Abión	1,561	878	2,522	333	3,412	1,105	1,503	1,302
4 Cuenca	2,773	1,230	1,770	410	4,502	974	1,712	1,486
5 Pajaroncillo	1,459	1,131	1,804	455	3,335	1,107	1,993	1,518
6 B. Luna	2,064	1,300	751	399	6,242	1,627	2,182	1,868
7 Eria	2,832	396	902	325	5,550	1,582	2,159	1,533
8 Omaña	1,457	953	1,087	391	3,103	1,288	1,293	1,369
9 C. Tormes	2,041	511	289	397	5,278	1,811	1,034	1,664

#### 4.7 Análisis de sensibilidad de los parámetros del algoritmo HLR para su aplicación en la calibración de MPE

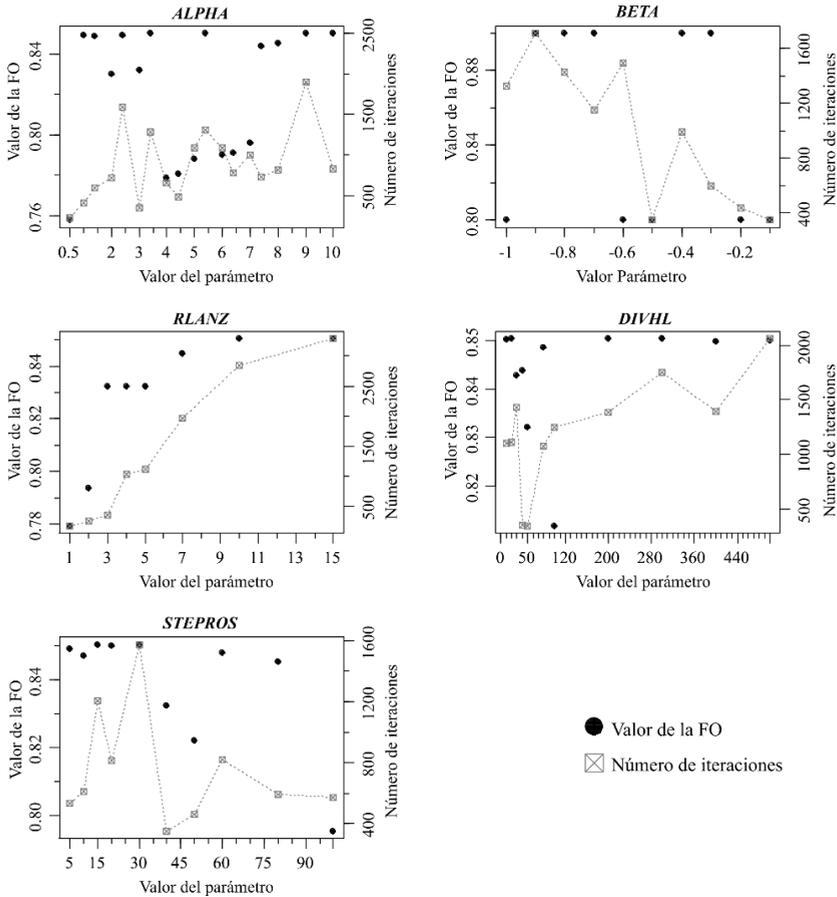
La determinación de los parámetros del algoritmo HLR para su implementación en la calibración de MPE de manera fiable y eficiente, se definieron a través de un análisis de sensibilidad de parámetros, y se validó a través de la calibración de las 1080 simulaciones descritas en epígrafes anteriores.

La determinación de la influencia de cada parámetro en el cálculo de la FO, se analizó a través de 100 combinaciones de parámetros distintas, en las que uno de los parámetros era sometido a variaciones en un rango de valores mientras que el resto permaneció fijo en todas las simulaciones. El proceso se llevó a cabo en cinco cuencas aforadas distintas, pero las conclusiones fueron las mismas. En la Figura 25 se muestra el comportamiento de cada parámetro para uno de los casos.

El parámetro *ALPHA* fue analizado en un rango que va de 0.5 hasta 10. En la Figura 25 se observa que para valores muy altos (de 7.5 a 10) se obtienen valores de la FO altos, pero con un número de iteraciones también alto, lo que se traduce en un mayor de tiempo computacional consumido. Por otro lado, se observa que para valores muy bajos (de 0.5 a 3.5) se alcanzan valores de la FO altos, y en general el número de evaluaciones de la FO es menor. Para valores medios de *ALPHA* (3.5 a 7.5) el número de iteraciones no es muy elevado pero el valor alcanzado de la FO es menor que en los intervalos anteriores. De acuerdo Rosenbrock (1960) se sugiere que este parámetro tenga un valor de alrededor de 3. Con base en el análisis de sensibilidad realizado concretamente para un valor de *ALPHA* igual a 3, se logra un valor alto de la FO y el menor número de iteraciones.

De manera similar, el parámetro *BETA* se analizó en un rango que va desde -1.0 hasta -0.1. De acuerdo con Rosenbrock (1960) el valor sugerido para este parámetro es de -0.3. Las diferencias significativas mostradas con la variación de este parámetro se ven reflejadas en el número de iteraciones más que en el valor alcanzado de la FO, ya que éste último se mantiene más o menos constante (a excepción de dos casos). De acuerdo con la Figura 25, se observa que para valores de entre -1.0 y -0.6, el número de iteraciones incrementa considerablemente y el valor alcanzado de la FO varía en menos de 0.01. Para valores de entre -0.5 y -0.1 el número de iteraciones disminuye considerablemente, mientras que el valor de la FO se mantiene. De este análisis se determinó que el valor más conveniente para *BETA* es -0.3, requiriéndose un bajo número de iteraciones y alcanzando un valor elevado de la FO.

El número de lanzamientos de *Rnb*, está determinado por el parámetro *RLANZ*. Existe una relación directamente proporcional entre este parámetro y el número de evaluaciones de la FO. A mayor número de lanzamientos, el número de evaluaciones de la FO también aumenta de manera considerable. De acuerdo con la Figura 25 podemos establecer que para valores entre 3 y 5, la FO alcanza un mismo valor, pero con un número de iteraciones distinto. Para valores mayores a 5, el número de evaluaciones de la FO aumenta considerablemente, pero la mejora en el valor alcanzado de la FO no mejora de manera significativa. Para valores de *RLANZ* menores a 3, el número de iteraciones es menor pero el valor de la FO es muy bajo. De aquí se determina que el valor de parámetro *RLANZ* fuera igual a 3.



**Figura 25.** Análisis de sensibilidad de los parámetros del algoritmo HLR para su aplicación como técnica de calibración automática de MPE.

El parámetro *DIVHL* representa el tamaño del HL para el muestreo aleatorio inicial. De acuerdo con la Figura 25, se observa que para divisiones del HL entre 40 y 50, el número de iteraciones es el más bajo de todo el análisis y el valor alcanzado de la FO se encuentra entre los valores más altos registrados. Para *DIVHL* mayores, el número de evaluaciones de la FO aumenta considerablemente, y el valor de la FO obtenido no es necesariamente el mejor. El valor del parámetro *DIVHL* seleccionado es de 50.

Si se observa el gráfico de la Figura 25 que corresponde con el parámetro *STEPSOS*, se aprecia que el menor número de evaluaciones de la FO se encuentra para un *STEPSOS* igual a 40, mientras que los valores más elevados de la FO se localizan para valores de entre 5 y 30, pero el número de iteraciones incrementa. Para valores mayores de entre 45 y 100, el número de iteraciones disminuye en comparación con el

intervalo anterior pero el valor de la FO no es el mejor. Por tanto, se sugiere utilizar valores de este parámetro de entre 40 y 60.

El parámetro *ERR* y *MAXITERA* no fueron probados en este análisis, debido a que son criterios de parada del algoritmo y no influyen en el valor alcanzado por la FO.

## 4.8 Conclusiones

La evaluación de los recursos hídricos basada en la aplicación directa de MPE, es el punto de partida de los modelos de gestión y manejo de recursos hídricos.

Con el fin de cubrir una amplia tipología de cuencas, la metodología planteada en este capítulo fue aplicada en nueve cuencas de cabecera con el objetivo de analizar dos de los principales problemas presentes en la modelación hidrológica enfocada a la evaluación de los recursos hídricos. Primero la influencia de la selección del MPE en el proceso de modelización y segundo, cómo enfrentar la fase de calibración de dichos modelos. De su aplicación se pueden concluir los siguientes puntos.

- Nos existe un MPE que garantice la aplicación exitosa y eficiente siempre, es decir, independientemente de las características y condiciones del sistema real. Sin embargo, la selección del MPE sí influye significativamente en los resultados obtenidos.
- La selección y eficiencia de los MPE no tiene una relación directa con las características de humedad o aridez de las cuencas. De acuerdo con los resultados obtenidos, la selección de un MPE tiene mayor relación con la variabilidad de los caudales en la cuenca. Esto significa que hay modelos que pueden representar mejor los caudales bajos o caudales altos sin importar la humedad o la aridez de la zona.
- Los modelos que demostraron mayor eficiencia fueron los modelos GR4J y HBV, seguidos del modelo de Témez y finalmente SAC-SMA. La eficiencia de los dos primeros está basada en la capacidad de reproducir caudales con valores muy bajos, mismos que son realmente importantes para la evaluación y gestión de recursos hídricos, sobre todo cuando se presentan eventos de sequías. Estas consideraciones se ven reflejadas en la configuración de la FO.
- Elegir un modelo más complejo tampoco garantiza que los resultados sean mejores. En este caso, el modelo con el mayor número de parámetros, dieciséis, el modelo SAC-SMA; demostró ser el modelo más eficiente únicamente en uno de los 18 escenarios planteados con cada modelo; mientras que, para el resto de los escenarios fue casi siempre el que arrojó los peores resultados (valor de la FO). Por el contrario, el modelo GR4J, con cuatro parámetros, mostró los

mejores resultados en casi todos escenarios, seguido del HBV con ocho parámetros. Sin embargo, el modelo de Témez, también con cuatro parámetros de calibración, tampoco mostró un desempeño favorable.

- El MPE debe seleccionarse en función de las necesidades presentes en el caso de estudio y de los resultados que se deseen obtener. No todos los MPE dan los mismos datos de salida, ya que esto depende de la formulación matemática de cada uno.
- La influencia de las técnicas de calibración en la eficiencia de los MPE es muy significativa. El contraste de resultados entre dos algoritmos de optimización, uno de búsqueda directa y lanzamientos múltiples (HLR) y otro evolutivo (SCE-UA), como técnicas de calibración automática, permitió concluir que efectivamente la técnica utilizada para la estimación de los parámetros efectivos de un MPE influirá positiva o negativamente en los resultados obtenidos. Esta conclusión está basada en la identificación de casos donde un mismo MPE calibrado bajo las mismas condiciones de modelación por los dos algoritmos, logró un mejor ajuste con una de las dos técnicas.
- El planteamiento del algoritmo HLR, propuesto y desarrollado en esta tesis doctoral, demostró ser un algoritmo eficiente en la calibración de MPE al compararlo con el algoritmo SCE-UA que es una técnica robusta y ampliamente utilizada en esta área.
- El módulo Evalhid utilizado para la ejecución de los MPE demostró ser una herramienta idónea para la evaluación de recursos hídricos.
- El desarrollo de la aplicación informática CalEv (calibrador para Evalhid) facilita el proceso de calibración de los MPE al permitir su conexión con el módulo Evalhid, y a su vez integrado dentro de un SSD a través de una interfaz gráfica que facilita el manejo del módulo de cálculo.

La metodología utilizada en este apartado, dado que fue utilizada para realizar comparativas entre MPE y herramientas de calibración, se aplicó únicamente en cuencas de cabecera para reducir la incertidumbre presente en los sistemas regulados. Es decir que, esta metodología puede aplicarse en cuencas donde los caudales registren alteraciones antrópicas que se presentan en el sistema aplicando un proceso previo, la restitución de caudales a régimen natural. Dicho proceso consiste en estimar los caudales naturales que discurrirían por el sistema de drenaje de la cuenca si no existieran alteraciones que modifiquen su estado natural. Para ello se requiere tener un perfecto conocimiento de la gestión realizada en el sistema y contar con un registro amplio de las alteraciones que suceden a lo largo de la cuenca, con calidad y cantidad suficiente.

Lo descrito en el párrafo anterior refleja precisamente la situación actual de la modelación hidrológica utilizada para la evaluación y gestión de los recursos hídricos a nivel de cuenca hidrológica, donde se busca siempre llegar a un sistema natural hipotético a través del proceso de restitución de los caudales a régimen natural, dependiendo enteramente de la disponibilidad de los datos existentes. La problemática que gira en torno a la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados se estudiará en el capítulo siguiente.

Una parte de lo expuesto en este capítulo fue publicada como producto de esta tesis en la revista *Water* como artículo de investigación, con el título: *Optimization of the Multi-Start Strategy of a Direct-Search Algorithm for the Calibration of Rainfall–Runoff Models for Water-Resource Assessment* (doi:10.3390/w11091876). Además, se presentaron el trabajo: *Propuesta de herramienta para la calibración automática de modelos precipitación-escorrentía a régimen regulado para la evaluación de los recursos hídricos* en el X Congreso Ibérico de Gestión y Planificación del Agua. Celebrado del 06 al 08 de septiembre de 2018 en Coimbra, Portugal.



# CAPÍTULO 5

## Evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados

### 5.1 Introducción

El establecimiento de las ciudades, la agricultura de regadío o la producción de energía, han exigido almacenar y/o derivar las aguas de sus cauces naturales (ríos, lagos o acuíferos) y utilizarla en la satisfacción de estas demandas, modificando así la circulación natural de los ríos. A esto se le conoce como regulación. En este capítulo se analiza y se describe la metodología actualmente utilizada para el problema de la evaluación de recursos en sistemas regulados, y además se plantea un nuevo enfoque metodológico y un conjunto de herramientas para la solución mejorada de este problema (más adelante se desarrollará esta idea).

El régimen alterado (RA), al que se referirá en repetidas ocasiones en este capítulo, es el caudal que puede observarse y medirse en los cauces en un sistema alterado, y es a partir de éste y de la información disponible de dichas alteraciones antrópicas que suceden en el sistema, que es posible obtener series de caudales a través del proceso de restitución de caudales a régimen natural (RRN) (estudiado en el Capítulo 4).

Básicamente se estudiaron dos metodologías, ambas basadas en la aplicación de modelos precipitación-escorrentía (MPE). La primera está basada en la aplicación directa de los MPE y los caudales RRN; y el segundo en la conexión entre un MPE y un modelo para la simulación de la gestión (MSG) y los caudales en RA. Más adelante se profundizará

sobre este tema. El principal obstáculo en la aplicación de estos métodos es la propia esencia del sistema estudiado, es decir, la *regulación*.

A pesar de que las condiciones actuales han propiciado que los sistemas regulados, sean quizás, los casos más frecuentes de estudio en la evaluación de recursos hídricos a escala de cuenca, al mismo tiempo, están poco documentados en la literatura, y cuando se presenta un problema de este tipo son prácticamente nulas las referencias que pueden consultarse; y es esto precisamente la principal motivación de este Capítulo.

El problema principal, es que la metodología más utilizada para la evaluación de recursos hídricos, parte de la obligación de utilizar series de caudales que no consideren las alteraciones antrópicas que suceden en el sistema, es decir, los caudales a régimen natural. Las condiciones reales actuales de los sistemas de recursos hídricos, afectados por acciones humanas, hacen que este régimen natural de caudales no sea el que se registre directamente en la red de estaciones de aforo de caudales, y esto obliga a la implementación de procesos que restituyen los valores de los caudales a sus valores naturales. Aunque teóricamente, la restitución a régimen natural es un proceso sencillo, en la práctica presenta grandes dificultades, pues no es habitual disponer de información suficiente sobre la evolución temporal de los caudales detraídos de los ríos, de los bombeos en los acuíferos, del abastecimiento de las demandas y los retornos de riego, o de la gestión de los embalses. Por ello la evaluación de los recursos hídricos en sistemas regulados, también denominados en régimen alterado, se vuelve un tema complejo lleno de vacíos y suposiciones que suman incertidumbre al proceso. En este capítulo se plasma y se analiza la metodología más utilizada en sistemas regulados para evaluar la disponibilidad de agua, utilizando MPE y como serie de referencia los caudales RRN. Además, como aporte principal, se plantea una nueva metodología basada también en la implementación de los MPE, pero utilizando como serie de referencia caudales en RA a través de la interacción entre un modelo de simulación hidrológica y un modelo de simulación de la gestión (MSG).

## **5.2 Caso de estudio. Sistema de explotación del Júcar**

### **5.2.1 Características generales del sistema**

El caso de estudio es el sistema de explotación del Júcar ubicado dentro del ámbito territorial de la Demarcación Hidrográfica del Júcar (definido por el Real Decreto 125/2007 (MMA, 2007) y modificado por el Real Decreto 775/2015 (MAGRAMA, 2015) situada en la porción

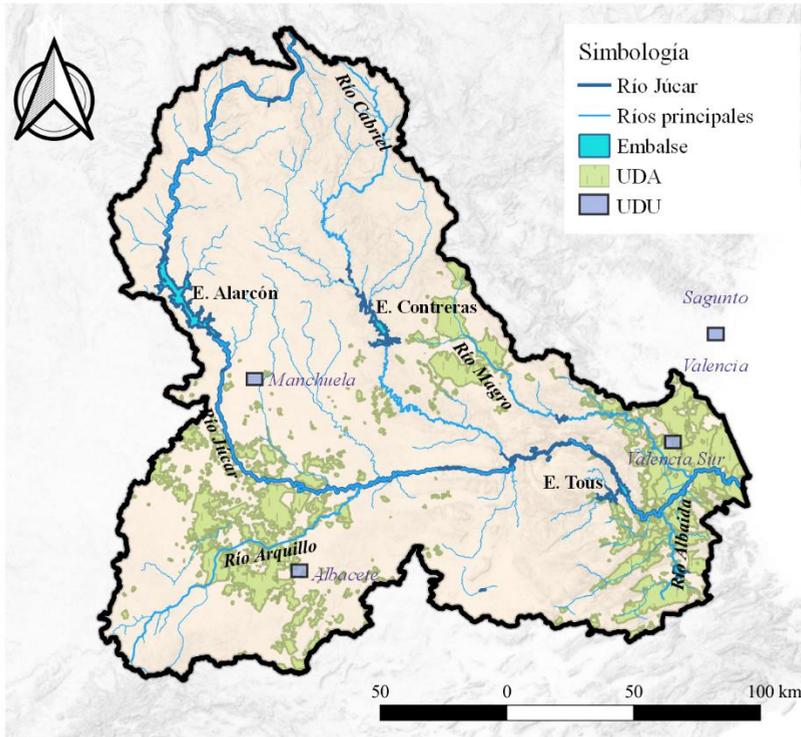
oriente de la Península Ibérica (Figura 26). Con una extensión total aproximada de 22,261 km<sup>2</sup>, es el mayor de nueve sistemas de explotación que componen la Demarcación (Figura 26). Fue seleccionado por ser un sistema considerado como una de las zonas más vulnerables de la región mediterránea occidental, debido a los altos índices de explotación de agua y a los problemas ambientales y de calidad del agua que surgen principalmente cuando el recurso es escaso (Haro-Monteagudo et al., 2017).



**Figura 26.** Localización de la Confederación Hidrográfica del Júcar y reconocimiento de los Sistemas de Explotación que la componen.

La red hidrográfica principal está constituida por el río Júcar y sus afluentes más importantes, los ríos Cabriel, Valdemembra, Arquillo, Magro, Albaida y Sellenet (Figura 27). En total, el sistema cuenta con 143 masas de agua superficial con una longitud de 2,900 km, y 41 masas de agua subterránea que se integran total o parcialmente en la cuenca.

El sistema de explotación del río Júcar resalta por su gran capacidad de regulación, que en el caso de los recursos superficiales se efectúa en gran medida a través de tres embalses principales: Alarcón (1,112 hm<sup>3</sup> de volumen útil) y Contreras (852 hm<sup>3</sup>), situados en paralelo en las cabeceras de los ríos Júcar y Cabriel, respectivamente, y Tous (314 hm<sup>3</sup>) ubicado aguas abajo de la confluencia entre ambos ríos (Figura 27). Además de éstos, hay otros embalses, que, aunque de menor capacidad, también son significativos en la regulación del sistema y se concentran en la Tabla 13.



**Figura 27.** Red hidrográfica, principales embalses y unidades de demanda agraria y urbana (UDA y UDU, respectivamente) en el sistema de explotación del Júcar.

**Tabla 13.** Principales embalses de regulación del sistema de explotación del Júcar.

Embalse	Río	Capacidad Máxima (hm <sup>3</sup> )
Alarcón	Júcar	1,118
Contreras	Cabriel	852
Tous	Júcar	378
Cortes II	Júcar	118
El Naranjero	Júcar	29
La Muela	Júcar	20
Forata	Magro	38.5
Bellús	Albalá	69

Respecto a las aguas subterráneas, destaca la presencia del acuífero carbonatado de la Mancha Oriental, uno de los más extensos la sur de Europa (7,260 hm<sup>3</sup>). La adecuada gestión de este acuífero tiene una gran

importancia en el balance del sistema de explotación debido no sólo a su gran superficie, sino también a la importancia de las explotaciones que soporta y a la relación hidráulica que existe entre éste y el tramo medio del río Júcar. Durante los años 60 y 70, este acuífero se sobreexplotó sin un control suficiente que evitara el descenso continuo de sus reservas, lo que provocó una serie de problemas severos en el sistema, tal como la desecación, por primera vez, de río Júcar durante la sequía registrada durante los años 90's. Los recursos renovables del acuífero se estiman entre los 280 y 300 hm<sup>3</sup>/año, aunque en los últimos años la relación río-acuífero ha cambiado debido a los bombeos intensivos (que en décadas pasadas superaron los 500 hm<sup>3</sup>/año, donde el río Júcar pasó de ser un río “ganador” respecto al acuífero a ser un río “perdedor”) (Apperl et al., 2015; CHJ, 2015; Garcia-Marcos, 2019).

Respecto a la climatología, es posible identificar tres zonas geográficas muy diferenciadas en la cuenca. La zona de cabecera está caracterizada por un clima continental con una precipitación media anual de aproximadamente 630 mm/año, y una temperatura media del aire de alrededor de 11.6 °C. Este tramo incluye las cuencas del Alto Júcar y el río Cabriel hasta su confluencia con el embalse de Embarcadero, es decir, todas las cuencas vertientes a los embalses de Alarcón y Contreras; además del acuífero de la Mancha Oriental. El curso medio de río Júcar, desde el embalse de Embarcaderos hasta el de Tous, abarcando las cuencas de los ríos Magro, Albaida y Sellenet, se caracteriza por ser una zona transición entre el clima continental de la zona alta y el mediterráneo de la zona costera con importantes fluctuaciones pluviométricas y termométricas en sentido Este-Oeste. Finalmente, la zona baja localizada aguas abajo del embalse Tous hasta su confluencia con el mar, se caracteriza por un clima típico mediterráneo costero, con precipitaciones que oscilan los 450 mm/año y temperaturas medias anuales de uno 17°C (CHJ, 2015).

La precipitación media anual en la cuenca oscila los 510 mm/año y la temperatura media de 13.6°C. Está considerada como una cuenca semiárida de acuerdo con la clasificación propuesta por la UNESCO (1979) basada en el cálculo del índice de humedad (IH), que resulta de la relación entre la precipitación y la evapotranspiración media anual.

La escasez de agua, la hidrología irregular y la sobreexplotación de las aguas subterráneas en el sistema, han ocasionado que la cuenca sufra periodos de sequías significativos registrado en los últimos 80 años: la sequía de 1982/83-1985/86, 1991/92-1995/1996. 1997/98-200/01, 2004/05-2007/08 y la más reciente iniciada en 2013/14 (CHJ, 2007, 2018). La gestión inadecuada de los recursos o la falta de medidas preventivas ante estos episodios, pueden llegar a poner en riesgo, no

solo el suministro de agua para riego, sino también el suministro urbano en todo el sistema. Esta gestión adecuada parte por supuesto desde una correcta evaluación de los recursos hídricos en la cuenca.

### ***5.2.2 Caracterización de los usos y demandas de agua en el sistema***

En cuanto a la caracterización de las demandas consuntivas en la cuenca, la principal es la agraria, representando un 85% de la demanda total del sistema de explotación (1,396.45 hm<sup>3</sup>/año). En segundo lugar, se encuentra la demanda urbana con un 12% de la demanda total (203.37 hm<sup>3</sup>/año). En tercer lugar, la demanda industrial requiere el 2.7% de la demanda total (45.89 hm<sup>3</sup>/año). Finalmente, la demanda recreativa con 2.68 hm<sup>3</sup>/año representa el 0.3% de la demanda total en el sistema.

Las principales Unidades de Demanda Agraria (UDA) se localizan en la parte baja de la cuenca (en la comarca de la Ribera del Júcar), y en la Mancha Oriental (Figura 27). La proximidad de la Ribera a la costa, con inviernos suaves y la ausencia de heladas, favorece en gran medida el cultivo de hortalizas (4% de la superficie regable), cítricos (53%), arroz (20%) y caqui (17%). En general se trata de parcelas pequeñas regadas en mayor parte con recursos superficiales (675 hm<sup>3</sup>/año) y en menor grado con recursos provenientes del acuífero (130 hm<sup>3</sup>/año). La UDA de la Mancha Oriental donde prevalece un clima del tipo continental, favorece el cultivo de cereales (40 % del total de la superficie), viñedos (15%) y en menor medida hortalizas (18%). La demanda queda cubierta por recursos meramente subterráneos procedentes del acuífero de la Mancha Oriental (Ortega-Reig et al., 2018).

En el sistema se definen 36 Unidades de Demanda Urbana (UDU), destacando principalmente las de Albacete, Camp de Morvedre y Valencia, con un valor total de 107.38 hm<sup>3</sup>/año. La demanda de Albacete se suministra a través del acueducto Tajo-Segura con 929 km de longitud que va desde el embalse Bolarque hasta el de Talave. En referencia a las demandas de Camp Morvedre y Valencia se suministra a través del canal Júcar-Turía con una longitud de 60 km que va desde el embalse de Tous hasta la potabilizadora “La Presa” en Manises.

### ***5.2.3 Inventario de recursos hídricos***

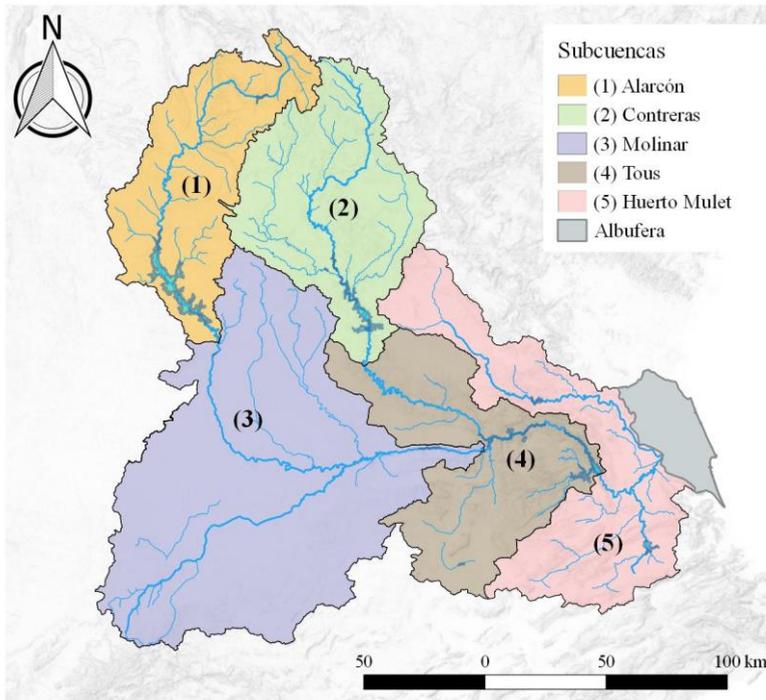
Las aportaciones totales en el sistema del río Júcar se han calculado para dos periodos, 1,605.40 hm<sup>3</sup>/año para el periodo 1940/41-2011/12 (serie larga) y 1 798.30 hm<sup>3</sup>/año para el periodo 1980/81-2011/12 (serie corta) (CHJ, 2015). Esto con el fin de evaluar el denominado “efecto 80” que registró una importante reducción en las aportaciones en varios sistemas

de explotación en España a partir del año 1980, lo que hace que los datos anteriores a esta fecha tengan una naturaleza muy diferente que resulta difícil integrar en un solo conjunto de datos (Hernández-Bedolla et al., 2019; Pérez-Martín et al., 2013). En este estudio a fin de reducir la incertidumbre en el proceso de modelación se ha decidido utilizar los datos hidrológicos que corresponden con la serie corta.

Actualmente el sistema ya se caracteriza por un frágil equilibrio entre los recursos hídricos disponibles (1,798.30 hm<sup>3</sup>/año) y la demanda total (1,648.40 hm<sup>3</sup>/año) (de la cual, el 80% corresponde al sector agrícola). Por esta razón, la regulación juega un papel fundamental en el sistema ya que cualquier cambio o perturbación puede ocasionar problemas severos en la cuenca (CHJ, 2015).

#### 5.2.4 Configuración general del sistema para su análisis

Para su análisis el sistema de explotación del Júcar se ha dividido en 5 subcuencas (Figura 28). Los datos de la superficie, aportación intermedia por subcuenca y aportación total para el periodo de 1980-2012 se muestran en la Tabla 14.



**Figura 28.** Subcuencas definidas en el sistema de explotación del Júcar.

La cuenca del río Júcar se caracteriza, al igual que otros distritos de cuenca fluviales de la región Mediterránea, por sufrir escasez de agua, periodos de sequía persistentes y sobreexplotación de las aguas subterráneas. El índice de explotación de agua del sistema es de alrededor del 87 % (Pedro-Monzonís et al., 2014), lo que significa que la cuenca se encuentra en un ligero equilibrio entre los recursos disponibles y las demandas en la cuenca, y por ello la regulación juega un papel muy importante en el manejo de los recursos en la cuenca.

**Tabla 14.** Superficies, aportaciones intermedias y aportación total de la cuenca del río Júcar.

Subcuenca	Superficie (km <sup>2</sup> )	Aportación intermedia 1980/2012 (hm <sup>3</sup> )	Aportación total 1980/2012 (hm <sup>3</sup> )
Alarcón	2,937	287.51	287.51
Contreras	3,343	253.33	253.33
Molinar	6,457	239.90	780.74
Tous	3,686	168.13	984.87
Huerto Mulet	1,700	284.43	1,233.30

### 5.3 Metodología para sistemas regulados

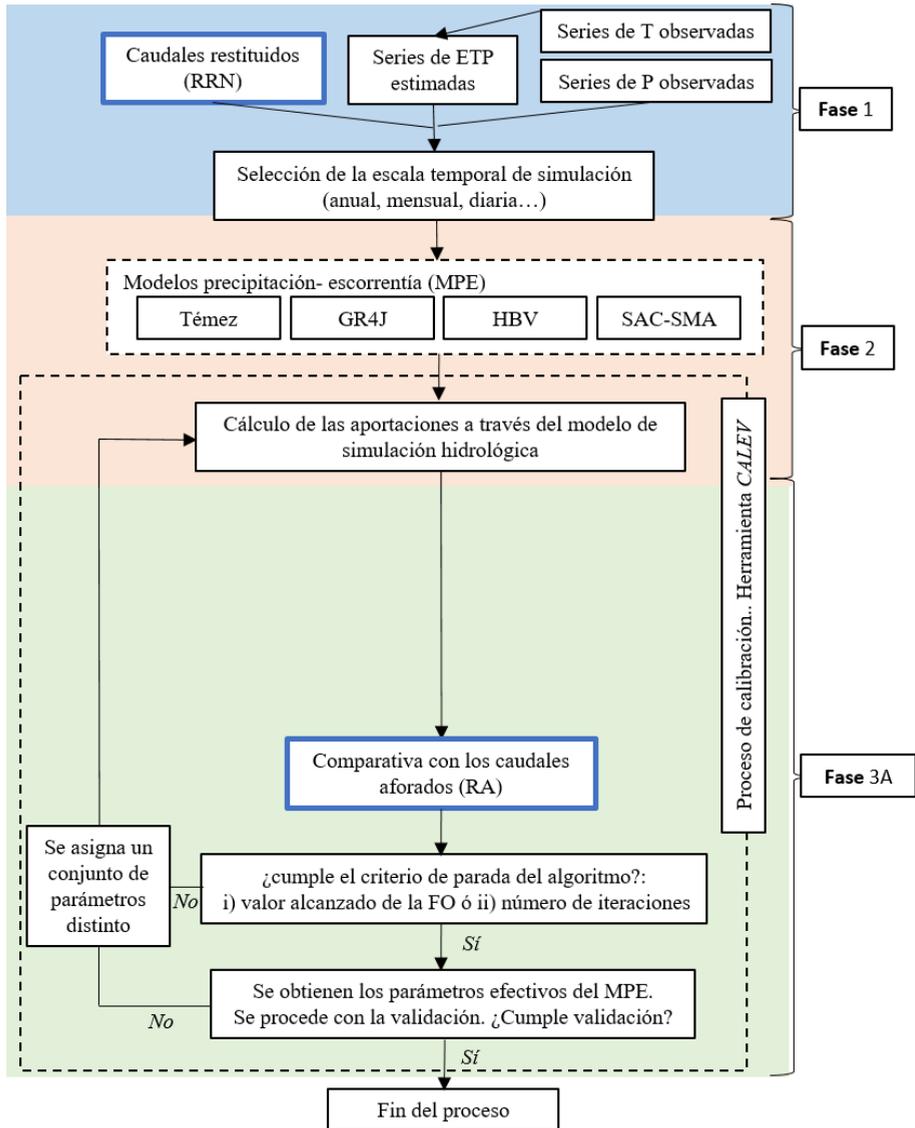
La estrategia planteada en este capítulo muestra una propuesta para la evaluación de los recursos hídricos en sistemas altamente regulados a partir de dos metodologías distintas. Por un lado, a través de la implementación de MPE y restitución a régimen natural de los caudales; y por el otro, un nuevo planteamiento que suprime el proceso directo de la restitución de caudales a régimen natural a través de la conexión entre un modelo que transforma la precipitación en escorrentía y un MSG, la cual es uno de los principales alcances de esta tesis doctoral. Se incluyen además todas las herramientas necesarias para el desarrollo exitoso de dichas metodologías.

En las Figuras 29 y 30 se muestran los diagramas metodológicos para la evaluación de recursos hídricos bajo los dos enfoques estudiados en este capítulo. En los párrafos siguientes se describen con detalle las herramientas y procesos implementados en cada una. Para su descripción, ambas metodologías se dividen en tres fases principales. Las primeras dos, son fases que comparten ambas metodologías, pero la Fase 3 tiene un enfoque distinto en cada caso, y para describir estas diferencias se denominara Fase 3A y Fase 3B:

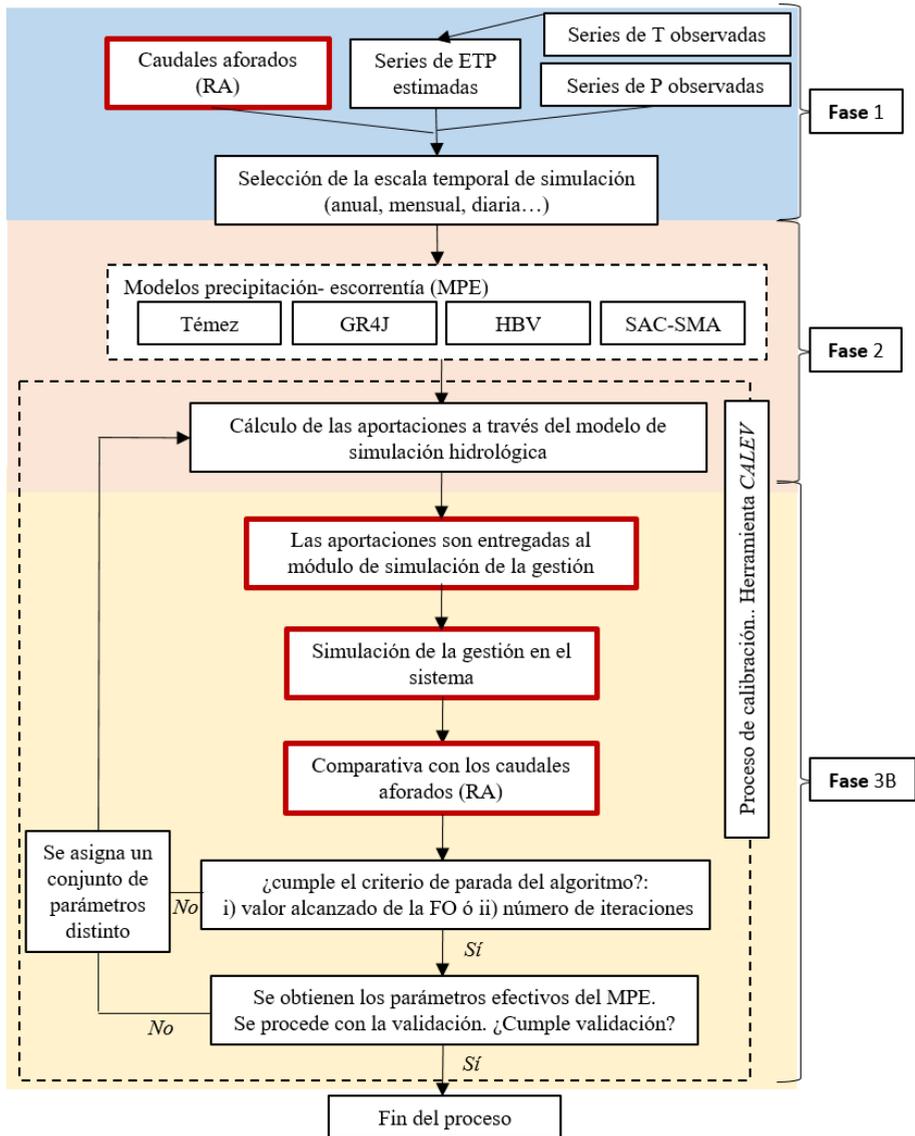
- 1) Fase 1: recopilación, análisis y validación de la información necesaria para el proceso de modelación.

- 2) Fase 2: modelación hidrológica basada en la ejecución de MPE.
- 3) Fase 3A: calibración de MPE utilizando como serie de referencia los caudales restituidos a régimen natural (RRN).
- 4) Fase 3B: calibración de MPE utilizando los caudales en régimen alterado (RA). Esta fase representa la propuesta de un nuevo enfoque basado en la conexión entre un MPE y un MSG.

Nótese que las Fases 3A y 3B representan procesos equivalentes, pero con una variante muy importante. La primera, utiliza como serie de referencia los caudales RRN, y la segunda utiliza la serie de caudales medidos en las estaciones de aforo en el sistema, es decir, en RA.



**Figura 29.** Metodología para la evaluación de recursos hídricos basada en la implementación de MPE y series de caudales históricas restituidas a régimen natural (RRN.)



**Figura 30.** Metodología para la evaluación de recursos hídricos basada en la implementación de MPE y series de caudales históricas aforadas en régimen alterado (RA).

Se implementaron dos escalas temporales de simulación: mensual y diaria, y cuatro MPE; esto con la finalidad de estudiar el comportamiento, la influencia de la complejidad y la escala temporal de los modelos hidrológicos en la evaluación de los recursos hídricos en un sistema altamente regulado bajo la aplicación de las dos metodologías analizadas.

### **5.3.1 Fase 1: recopilación, análisis y validación de los datos necesarios para el proceso de modelización**

En esta fase se recopilaron, analizaron y validaron todos los datos necesarios para el proceso de modelización: series históricas de precipitación (P), temperatura (T) y aportaciones o caudales (Q). Éstos últimos se requieren en dos naturalezas distintas, por un lado, los caudales medidos en las estaciones de aforo, generalmente en régimen alterado (RA), y por el otro los caudales que provienen de una restitución a régimen natural (RRN). Las series de evapotranspiración (ETP) se estimaron a partir de los valores de T aplicado el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985).

Los datos de P y T proceden de la base de datos Spain 02 (Herrera et al., 2016) con una resolución de la malla de 0.2° (20 km aproximadamente). Los caudales aforados (régimen alterado) se obtuvieron del Anuario de Aforos del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente del Gobierno de España (MAPAMA, 2014). Por su parte, los caudales restituidos a régimen natural, han sido proporcionadas por la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ, 2015).

Todas las series de datos (P, T y Q) se obtuvieron en dos escalas temporales: mensual y diaria, ya que el proceso de modelización se realizó para ambas escalas.

### **5.3.2 Fase 2: modelación hidrológica. Ejecución de modelos precipitación-escorrentía (MPE).**

Una vez recopilados los datos necesarios para la modelización, se procede a la ejecución del MPE correspondiente (Figuras 29 y 30 Figura 8). Para este caso se ha utilizado diversos modelos hidrológicos manejados todos mediante el módulo para la evaluación de los recursos denominado Evalhid (Paredes-Arquiola et al., 2017) cuya descripción detallada se puede consultar en el apartado “4.3.2.1 Evalhid: Módulo para la evaluación de recursos hídricos”. Este módulo se encuentra integrado dentro del Sistema Soporte a la Decisión (SSD) AQUATOOL (Andreu et al., 1996), gracias a esta característica, es posible el planteamiento de la Fase 3B.

Se utilizaron cuatro MPE, cada uno con una formulación matemática y una complejidad diferente: el modelo de Témez (Témez, 1977), el modelo de origen francés GR4J (Perrin et al., 2003), el modelo del Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco HBV (Bergström, 1995) y el modelo SAC-SMA (Sacramento-Soil Moisture Accounting) (Burnash et al., 1973), con 4, 4, 8 y 16 parámetros de control,

respectivamente. La descripción detallada de cada MPE se puede encontrar en el Anexo B de esta tesis. La ejecución de cada MPE se realizó en dos escalas temporales diferentes, mensual y diaria, para las cinco subcuencas definidas en la Figura 28. Por tanto, se analizaron en total 40 escenarios ( $5 \text{ subcuencas} \times 4 \text{ MPE} \times 2 \text{ escalas temporales}$ ) para los primeros análisis utilizando la metodología de la Figura 29; y 12 escenarios ( $3 \text{ subcuencas} \times 4 \text{ MPE} \times 1 \text{ escala temporal}$ ) para la metodología de la Figura 30. Más adelante se justificarán lo análisis planteados y se presentarán los resultados pertinentes en cada caso.

### **5.3.3 Fase 3A: calibración del MPE utilizando como serie de referencia los caudales restituidos a régimen natural (RRN)**

La Fase 3A consiste en la estimación de los parámetros efectivos del MPE a través de un proceso iterativo realizado por un algoritmo de optimización, denominado calibración, en el que se van proponiendo conjuntos de parámetros y a través del cálculo de una función objetivo (FO) en cada iteración y de la comparativa entre las aportaciones simuladas y los caudales observados, se determina el conjunto de parámetros óptimos a través del análisis de bondad de ajuste de la FO. En este caso se utilizó el algoritmo de búsqueda local y lanzamientos múltiples Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR) (García-Romero et al., 2019), cuya descripción se puede encontrar en el Capítulo 4 en el Apartado “4.3.3.1.2 HLR”, y su formulación matemática detallada en el Anexo C de esta tesis doctoral.

El éxito en la calibración de los MPE depende, entre otras cosas, de la fiabilidad y disponibilidad de los datos utilizados durante el proceso de modelación. En esta fase, los caudales observados, sirven como serie de referencia para los caudales simulados por el MPE. Al tratarse de un sistema regulado, los datos registrados en las estaciones de aforo distribuidas en el sistema miden los caudales que circulan por la red de drenaje. Como se había mencionado anteriormente, las aportaciones calculadas por los MPE son series de caudales en régimen natural, que pueden encontrarse únicamente en sistemas reales no regulados o cuencas vírgenes (Capítulo 4). Por ello, para la aplicación de esta metodología basada en MPE es necesario estimar los caudales en régimen natural a partir del régimen afectado por acciones antrópicas, que es el que puede observarse y medirse en el sistema real, es a este proceso el que se conoce como *restitución de caudales a régimen natural*.

En la franja verde de la Figura 29, se resume el proceso iterativo para la estimación de los parámetros del MPE que se repitió para cada

escenario. Una vez ejecutado el módulo Evalhid, las aportaciones se compararon con los caudales observados. En este caso, dichos caudales provienen de una restitución a régimen natural, que se realizó a partir de la información disponible de las alteraciones que suceden en el sistema, tales como detracciones de los ríos y bombeos de aguas subterráneas en función de las demandas, los retornos de riego y la gestión de los embalses, misma que fue realizada y proporcionada por la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ, 2015). El algoritmo toma la serie de caudales y la compara con la serie de aportaciones calculada por el modelo maximizando el valor de una FO, hasta cumplir con los criterios de parada del algoritmo establecidos en el Apartado 4.3.3.1 y hasta obtener los parámetros efectivos del MPE en cada escenario.

#### 5.3.3.1 Función objetivo (FO)

La FO utilizada es una expresión compuesta por cuatro índices de ajuste: el coeficiente de eficiencia de Nash (*NSE*), la transformación logarítmica del coeficiente de eficiencia de Nash (*ln NSE*), el coeficiente de correlación de Pearson (*r*) y el coeficiente de simetría de medias (*SM*), cuya formulación se describe en la Ecuación 6.

$$\text{Max } FO(\theta) = (w_1 \text{NSE}(\theta) + w_2 \ln\text{NSE}(\theta) + w_3 r(\theta) + w_4 \text{SM}(\theta)) \quad [6]$$

Donde  $\theta$  representa el conjunto de parámetros del MPE que se va a calibrar.  $w_1 \dots w_4$  representa el peso que representa cada índice sobre el cálculo de la FO. En este caso se han determinado pesos iguales para todos los índices.

La descripción detallada de esta FO y la razón por la que se ha utilizado puede consultar en el Capítulo 4, en el Apartado 4.3.3.2.

#### 5.3.4 Fase 3B: calibración de MPE a partir de datos medidos en las estaciones de aforo (régimen alterado). Conexión entre un modelo MPE y un modelo de simulación de la gestión (MSG)

La Fase 3B, representada en la franja amarilla de la Figura 30, muestra un proceso similar al descrito en el apartado anterior, pero con la particularidad de que los caudales estimados durante el proceso de modelación, corresponden con la serie de caudales en RA, pudiendo así, compararlos directamente con los valores de los caudales registrados por las estaciones de aforo, suprimiendo el proceso de restitución de caudales a régimen natural. Esto se logra a través de la conexión entre dos modelos, uno que simula las aportaciones en régimen natural a partir

de la precipitación, y otro que simula las alteraciones que suceden en el sistema a partir de dichos caudales, reproduciendo una serie de aportaciones en régimen alterado (RA). Esta conexión se describe en el epígrafe siguiente. Para este caso se realizó la calibración de la cabecera-tramo medio de la cuenca del río Júcar (el equivalente a las subcuencas Alarcón y Molinar de la Figura 28) para los cuatro MPE. Esto se detallará en la sección de resultados.

#### 5.3.4.1 Conexión entre el MPE y el MSG

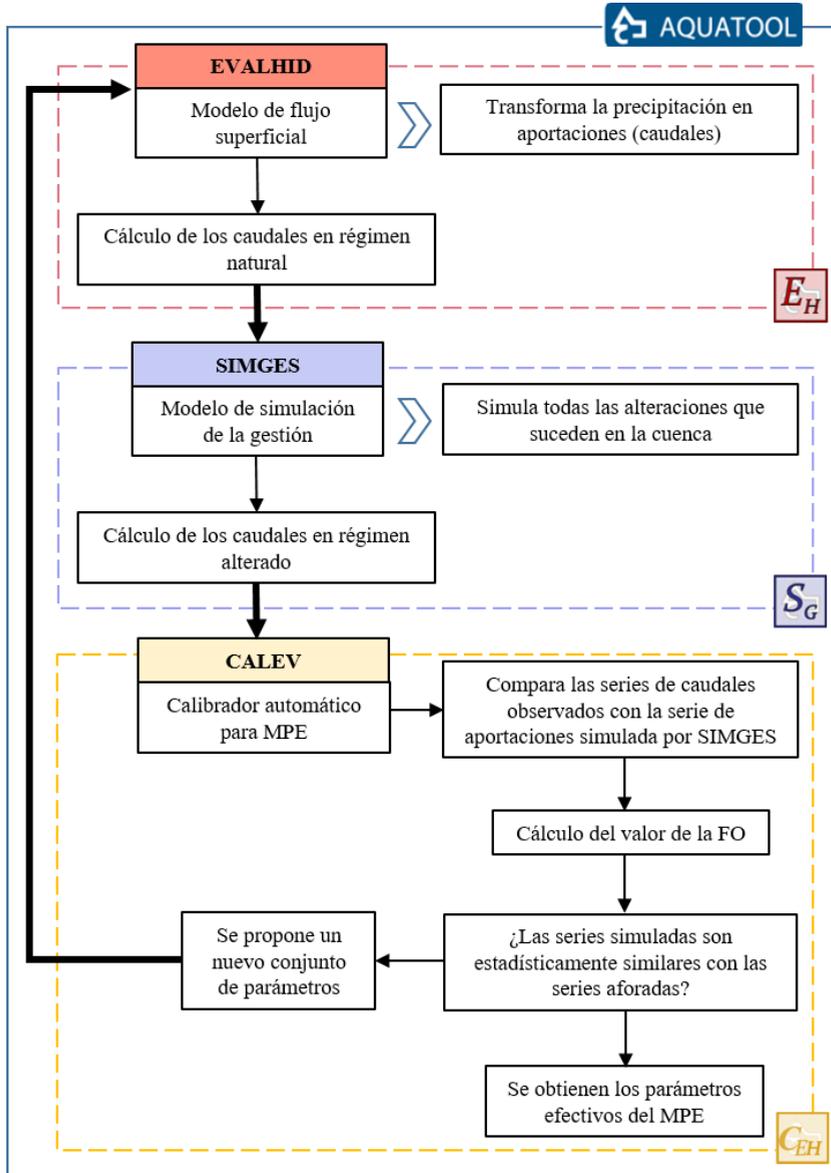
El MPE, calcula el recurso hídrico disponible en la cuenca a partir de un valor de precipitación medido. Habitualmente, estas aportaciones se comparan directamente con la serie de caudales observados, cuando esta última procede de una restitución de caudales en régimen natural o se trata de un sistema sin regulación (Fase 3A). En esta propuesta, las aportaciones calculadas por el modelo de flujo superficial son ingresadas a un MSG, que se encarga de reproducir todas las alteraciones antrópicas que suceden en la cuenca a través de un esquema de simulación construido a partir del sistema real (Fase 3A). De esta forma, la serie de aportaciones que se obtiene corresponde con el RA, que es de hecho, el que puede medirse en las estaciones de aforo cuando se trata de un sistema regulado.

Las herramientas que hacen posible esta conexión son: el módulo para la evaluación de recursos hídricos *Evalhid* (Paredes-Arquiola et al., 2017) que permite la ejecución del MPE, y el módulo para la Simulación de la Gestión *Simges* (Andreu et al., 2017). Ambas herramientas se encuentran integradas en el SSD AQUATOOL (Andreu et al., 1996). Esta característica permite la conexión entre ambas herramientas. La estimación de los parámetros efectivos del MPE, está a cargo del calibrador automático *CalEv*, éste recoge las aportaciones calculadas por *Simges* y las compara con los caudales aforados, este procedimiento se repite hasta lograr cierta similitud entre ambas series y obtener el conjunto de parámetros óptimos a través de la maximización de la FO. En la Figura 31 se muestra la conexión entre los módulos *Evalhid*, *Simges* y el calibrador automático *CalEv*.

La descripción detallada del calibrador automático *CalEv*, se encuentra en el Apartado 4.4 “*Desarrollo de una aplicación informática para la calibración automática de MPE*”. El manual de usuario de esta herramienta se puede consultar en el Anexo A de esta tesis.

La descripción del módulo *Evalhid* se puede consultar en el Apartado “4.3.2.1 *Evalhid: Módulo para la evaluación de recursos hídricos*” adjunto a esta tesis doctoral.

La descripción detallada del módulo para la simulación de la gestión *Simges* se puede consultar en el epígrafe siguiente.



**Figura 31.** Conexión entre el módulo *Evalhid*, el módulo *Simges*, y el calibrador automático *CalEv*.

#### 5.3.4.2 Módulo para la Simulación de la Gestión: *Simges*

El módulo *Simges* es un modelo general para la simulación de la gestión de cuencas, o sistemas de recursos hidráulicos complejos. A través de la creación de un esquema conceptual de simulación, se incluyen todas las alteraciones antrópicas y componentes de la cuenca que se consideren relevantes en el sistema. Esta conceptualización se logra a través de elementos de regulación o almacenamiento tanto superficiales como subterráneos, de captación, de transporte, de utilización y/o consumo, y de dispositivos de recarga artificial. El modelo admite cualquier configuración dentro de unos límites impuestos únicamente por capacidades de hardware, y por tanto es utilizable para cualquier esquema de recursos hidráulicos. De manera resumida, los elementos que pueden incluirse en la conceptualización del esquema de simulación, son los siguientes:

Para configurar el sistema:

- Nudos
- Conexiones: tramos de río, tramos de río que permiten filtraciones y tramos de río con conexión hidráulica con el acuífero. Denominadas conexiones Tipo 1, Tipo 2 y Tipo 3, respectivamente.

Para representar los elementos que aportan recursos al sistema:

- Aportaciones (provenientes de la aportación natural de las cuencas)
- Acuíferos
- Trasvases

La infraestructura hidráulica:

- Embalses
- Bombeos
- Recargas artificiales
- Canales

La representación de las demandas de agua en la cuenca:

- Demandas consuntivas: unidades de consumo, tomas de agua y retornos de riego.
- Demandas no consuntivas.

El esquema de simulación puede tener tanto detalle como el usuario lo decida, es decir, que no necesariamente todos los componentes deben estar incluidos en el modelo de forma explícita. Por lo tanto, las componentes reales (masas de agua, usos del agua, infraestructuras,

etc.) pueden verse reflejadas en el modelo de forma individualizada o agrupada en función de lo que convenga para lograr un equilibrio entre una representación suficientemente realista de la cuenca, y la complejidad del modelo resultante, el cual puede ser poco práctico si el detalle es excesivo.

La simulación se efectúa a nivel mensual y reproduce con el detalle espacial que el usuario desee el flujo del agua a través del sistema. Para los subsistemas superficiales el flujo es calculado simplemente por continuidad o balance. Los acuíferos y las relaciones río-acuífero se simulan con modelos unicelulares, con modelos pluricelulares, o utilizando el método de los autovalores mediante modelos distribuidos en los que se considera la variación espacial de las propiedades hidrodinámicas de los acuíferos. Este modelo también considera los retornos a las aguas superficiales y los que se infiltran en los acuíferos, y tiene asimismo en cuenta en la simulación las pérdidas por evaporación y filtración en embalses y cauces, así como las relaciones entre aguas superficiales y aguas subterráneas. La gestión de los recursos hidráulicos se simula mediante reglas de operación tendentes a mantener un nivel similar de llenado en los embalses a partir de unas curvas de zonado de embalse. Dichas curvas son las reglas de explotación propiamente dichas y son suministradas por el usuario del modelo. Se admite la definición de caudales mínimos ecológicos, así como de diferentes prioridades de los usuarios para el aprovechamiento del agua.

La simulación y gestión del sistema superficial se efectúan a un tiempo mediante el uso de un algoritmo de optimización de redes de flujo conservativo. Dicho algoritmo se encarga de determinar el flujo en el sistema tratando de satisfacer al máximo los objetivos múltiples de minimización de déficits, y de máxima adaptación a las curvas de volumen objetivo de embalse y objetivos de producción hidroeléctrica. Además, esta optimización se completa con un proceso iterativo de llamadas al algoritmo de optimización lineal, lo que permite mejorar la calidad de la simulación en procesos no lineales como filtraciones, evaporaciones y relaciones entre aguas superficiales y subterráneas.

El manual de usuario de esta herramienta, así como los recursos de instalación se pueden consultar en la dirección electrónica: <https://aquatool.webs.upv.es/aqt/>.

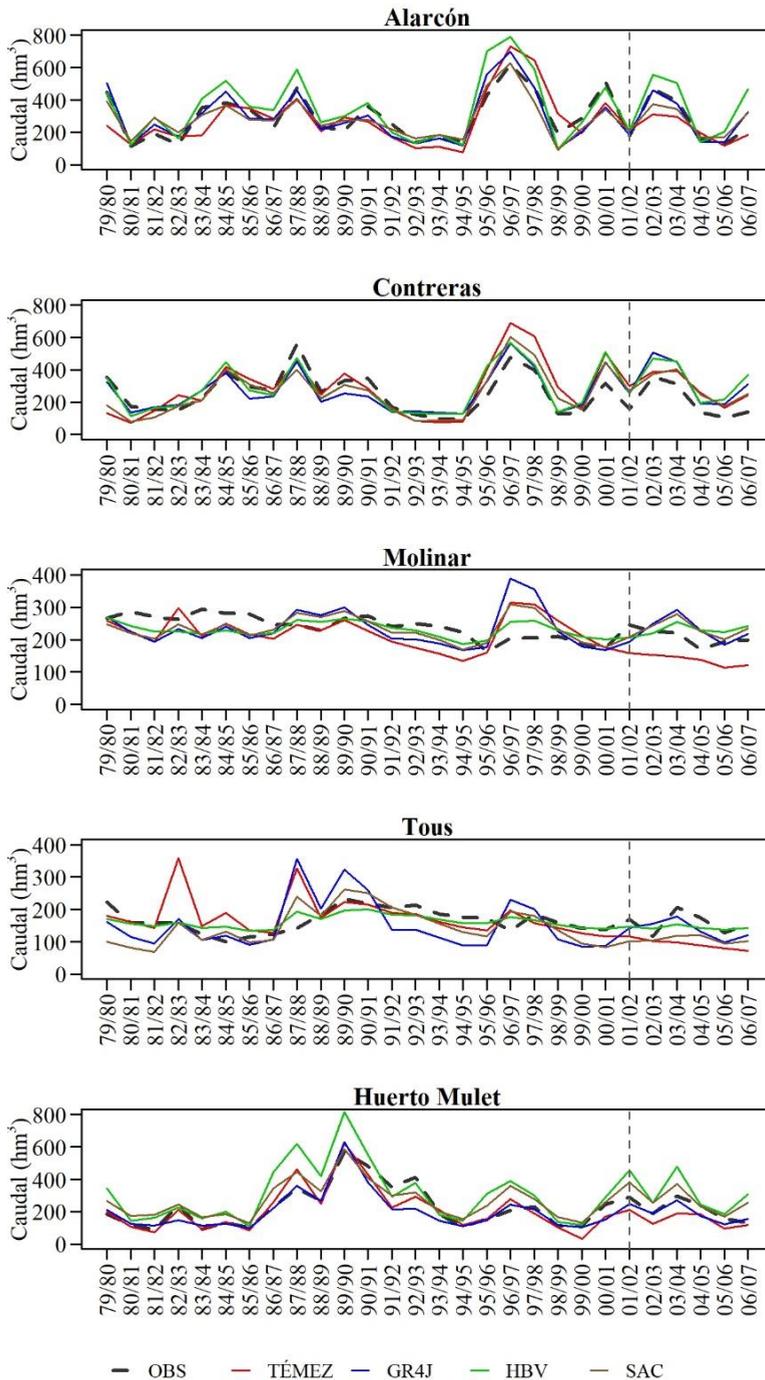
## **5.4 Evaluación de recursos hídricos con caudales restituidos a régimen natural (RRN)**

Los resultados de los 40 escenarios planteados, es decir, cuatro MPE, dos escalas de simulación y cinco subcuencas que conforman el sistema de explotación del Júcar; fueron objeto de distintos análisis a fin de estudiar la influencia de la selección del MPE, de la estructura de éste y de la escala temporal de simulación utilizada en la evaluación de los recursos hídricos en sistemas altamente regulados. Estas decisiones pueden ser realmente significativas en sistemas con altos índices de explotación, sensibles a las sequías o inundaciones donde la regulación del sistema juega un papel importante (Muhammad et al., 2019).

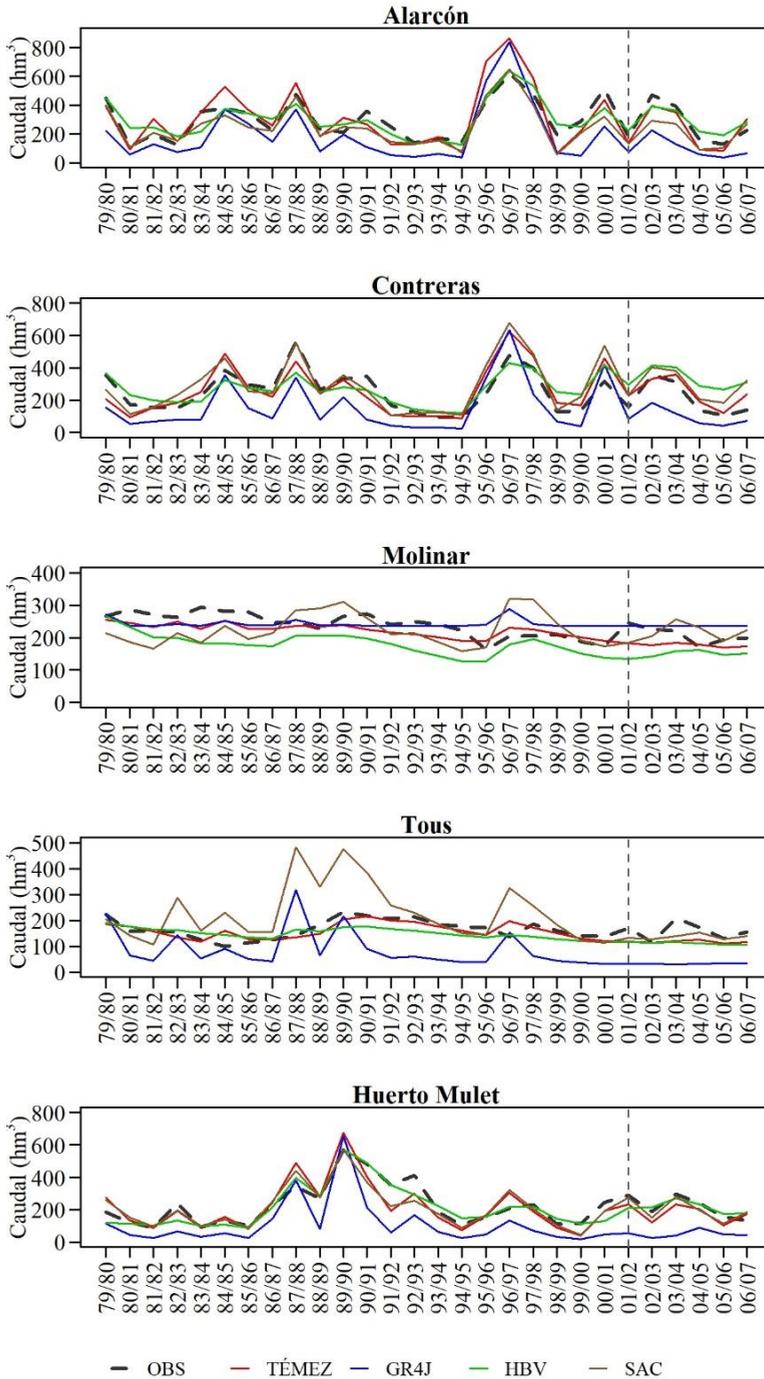
### ***5.4.1 Bondad de ajuste de los MPE y análisis de su comportamiento en función de la escala temporal utilizada***

La conceptualización de cada MPE y su formulación matemática han surgido desde la necesidad de resolver problemas reales con características muy específicas. Posteriormente, estos modelos se han aplicado en la solución de otros problemas similares, donde puede evaluarse la robustez y la habilidad de éstos para adaptarse a otros problemas. Detrás de la selección de un modelo hidrológico, no siempre hay un análisis previo del comportamiento y la capacidad de otros modelos que pueden ser una alternativa para la solución del problema. Esta selección está motivada, entre otras razones, por el éxito en la aplicación del modelo en otros sistemas de cuenca, que no necesariamente cuentan con condiciones y características similares al problema que desea resolverse. También por la cantidad, la calidad y la estructura de la información disponible, la cual es una limitante muy importante para la aplicación de un modelo; por la complejidad del modelo y el conocimiento del modelador; por la estructura de los resultados de salida del modelo; por la facilidad de acceso a éste, o simplemente por tradición.

En las Figuras 32 y 33 se muestran los resultados del proceso de calibración y validación de los cuatro MPE para cada subcuenca. La Figura 32 representa la calibración y validación realizadas con datos a escala diaria y la Figura 33 los resultados obtenidos a partir de la escala mensual. El periodo de calibración es de oct/1979 a sep/2002, y el de validación es de oct/2002 a sep/2007 para todas las subcuencas.



**Figura 32.** Resultados en escala mensual de calibración (periodo 1979-2002) y validación (periodo 2002-2007) de los modelos precipitación-escorrentía para el sistema de explotación del Júcar simulados a escala diaria.



**Figura 33.** Resultados en escala mensual de calibración (periodo 1979-2002) y validación (periodo 2002-2007) de los modelos precipitación-escorrentía para el sistema de explotación del Júcar simulados a escala mensual.

El modelo HBV, SAC-SMA y GR4J son modelos especialmente utilizados con datos a escala diaria, mientras que el modelo de Témez con datos a escala mensual. Sin embargo, estos modelos han sido utilizados con éxito en ambas formulaciones para la solución de diversos problemas de la hidrología y la evaluación de recursos hídricos (Abrar et al., 2018; Dakhlaoui et al., 2017; Ficchi et al., 2019; Jódar et al., 2018; Marcos-García et al., 2017; Muhammad et al., 2019; Rivadeneira et al., 2020; Zhang et al., 2012).

En general, la bondad de ajuste en los modelos cuando se utilizaron datos a escala diaria fue mejor que cuando se empleó la escala mensual. En la Tabla 15 se muestran los valores de la FO para cada escenario para la etapa de calibración y validación.

**Tabla 15.** Bondad de ajuste de los modelos hidrológicos. Valores alcanzados de la función objetivo.

Modelo Subcuenca	Escala mensual				Escala Diaria			
	TEM	GR4J	HBV	SAC	TEM	GR4J	HBV	SAC
Alarcón	0.76	0.35	0.60	0.76	0.68	0.88	0.84	0.84
Contreras	0.77	0.30	0.64	0.76	0.62	0.89	0.87	0.77
Molinar	0.40	0.18	0.20	0.32	0.20	0.53	0.50	0.20
Tous	0.42	0.19	0.24	0.36	0.43	0.72	0.50	0.24
Huerto Mulet	0.75	0.20	0.56	0.74	0.60	0.70	0.60	0.29
Validación								
Alarcón	0.76	0.41	0.57	0.64	0.75	0.85	0.79	0.82
Contreras	0.68	0.41	0.50	0.75	0.42	0.51	0.43	0.54
Molinar	0.26	0.46	0.35	0.55	0.48	0.22	0.42	0.41
Tous	0.46	0.20	0.38	0.21	0.44	0.56	0.54	0.51
Huerto Mulet	0.47	0.31	0.50	0.62	0.11	0.55	0.44	0.39

Como puede observarse, no es posible seleccionar un único modelo como el de mejor ajuste en todos los casos. En general los modelos GR4J y HBV son los que presentan el mejor comportamiento en la escala diaria, mientras que los modelos Témez y SAC-SMA dieron los mejores resultados a escala mensual. Los valores que se encuentran en *cursiva* en la Tabla 15 son los casos en los que se han alcanzado valores reducidos de los índices de bondad de ajuste (Moriassi et al., 2007). Es preciso señalar que no se debe únicamente al comportamiento de los modelos hidrológicos, sino que también a la incertidumbre asociada al proceso de restitución a régimen natural y a la calidad de la información utilizada. Esto hecho atribuye principalmente a las subcuencas de Molinar y Tous. La primera presenta una interacción compleja con el acuífero de la Mancha Oriental, que ha cambiado con el paso del tiempo debido a las campañas intensivas realizadas en los últimos años. En el

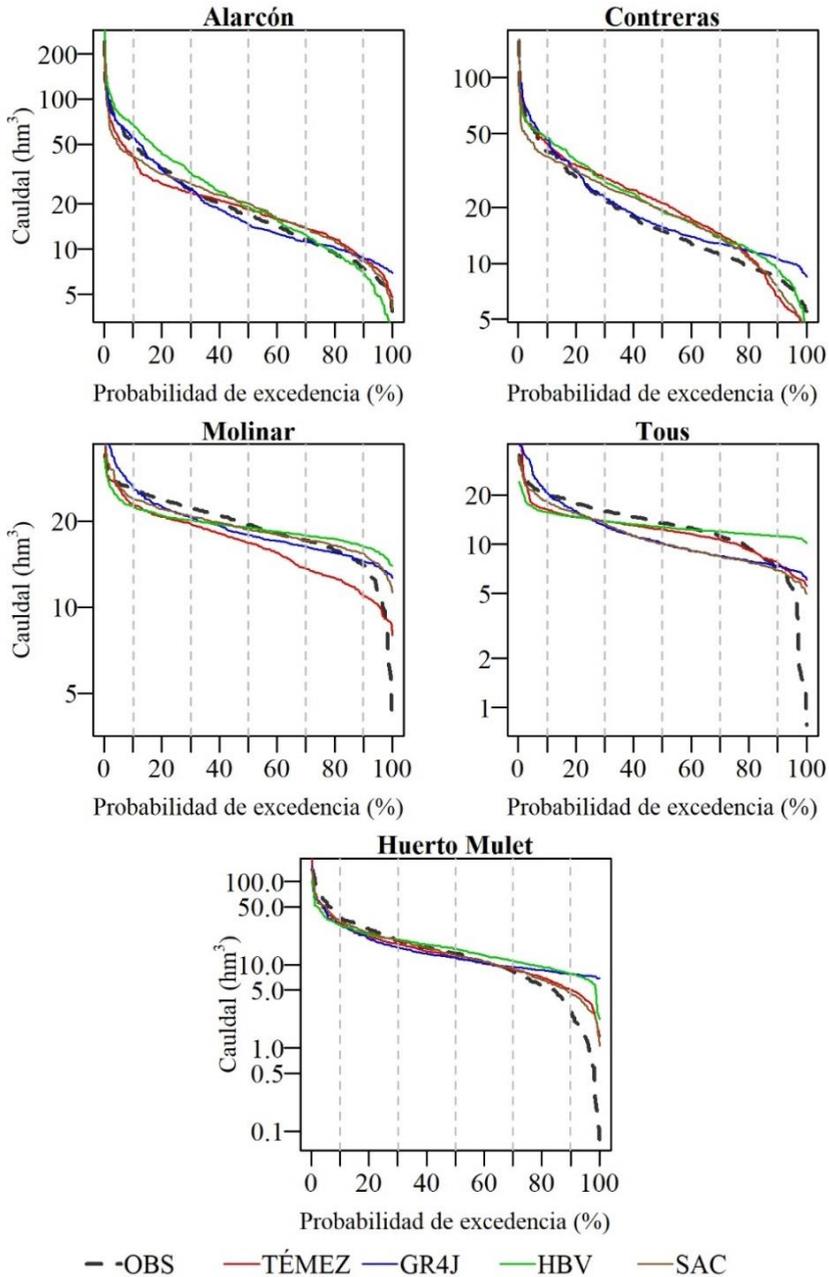
caso de la subcuenca de Tous, las dos estaciones de aforo existentes poseen registros incompletos con unos cuantos años en común que impiden conocer a detalle las alteraciones que suceden en la cuenca.

Las subcuencas Alarcón y Contreras, al ser las cuencas de cabecera, son las que mostraron el mejor ajuste para las dos escalas de simulación empleadas. Esto se debe en gran parte a que son las subcuencas con menor regulación al encontrarse en la parte alta del sistema de explotación, y también a la disponibilidad de información de las alteraciones realizadas en cada zona. Finalmente, la subcuenca de Huerto Mulet, a pesar de ser la zona más baja de todo el sistema de explotación, los modelos hidrológicos mostraron un buen ajuste en 7 de los 8 escenarios que le corresponden, pero a diferencia de las subcuencas de Tous y Molinar, en esta zona se cuenta con información de mejor calidad para la restitución de los caudales.

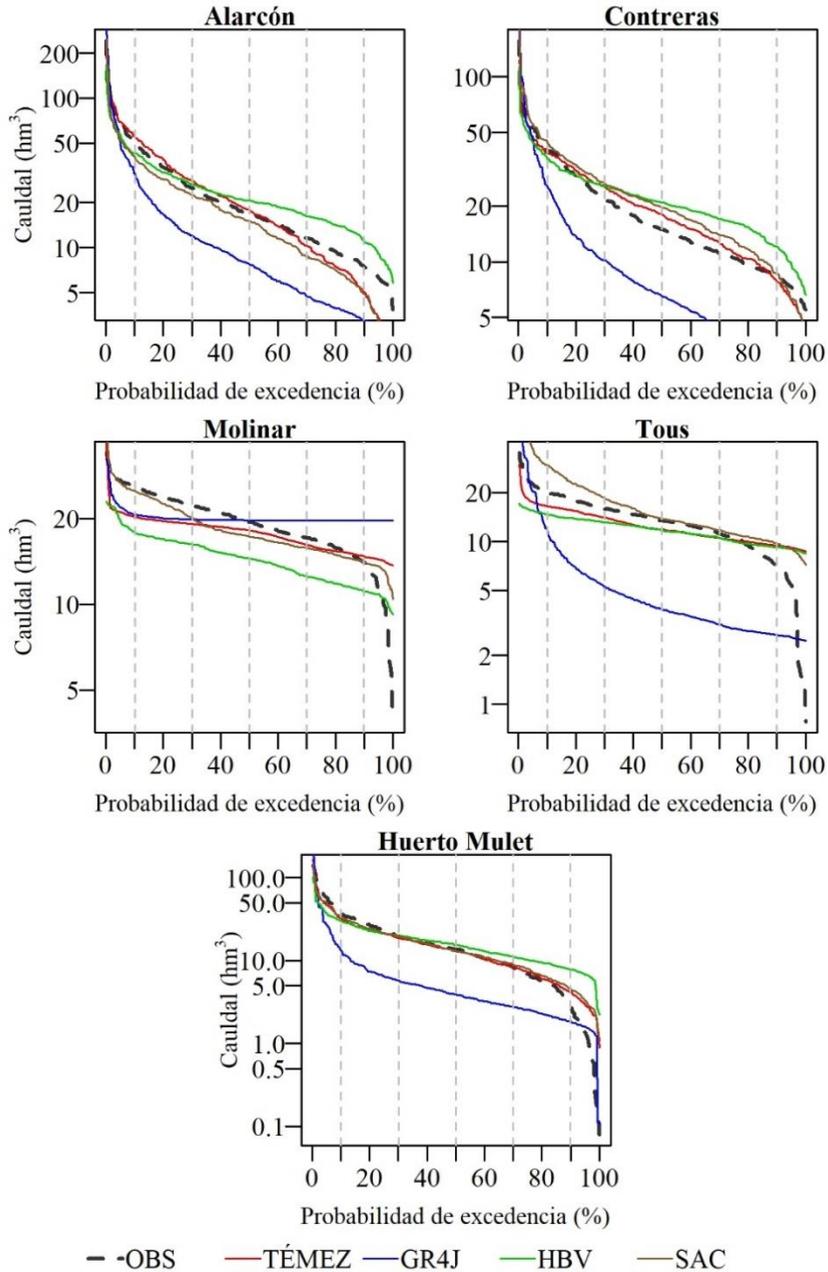
#### ***5.4.2 Análisis del comportamiento de los MPE en función de su complejidad y escala temporal de simulación utilizada.***

Debido a la conceptualización propia de cada MPE implementado, éstos poseen complejidades distintas que puede reflejarse en el número de parámetros de control o parámetros de calibración. En este caso, los modelos Témez y GR4J poseen 4 parámetros, mientras que HBV y SAC-SMA están regidos por 8 y 16 parámetros de calibración, respectivamente.

En la Figura 34 se muestra las Curvas de Duración de Caudales (FDC por sus siglas en inglés) dibujadas a partir de las aportaciones de los modelos calibrados a escala diaria para las cinco subcuencas y para cada modelo hidrológico. Una FDC representa la función de distribución acumulada (FDA) de la serie temporal de caudales, que indica el porcentaje de tiempo que el caudal excede un valor específico. Para cada subcuenca se dibujó la curva para cada MPE calibrado y para la serie de caudales observados, de esta forma se analiza la distribución lograda por cada modelo con respecto a los datos observados. En la Figura 35 se muestran las FDC para las cinco subcuencas, pero a escala mensual. Gráficamente se observa que un modelo más complejo no garantiza la obtención de mejores resultados en un sistema con una alta capacidad de regulación como la cuenca del río Júcar. Los resultados observados para la escala diaria no son iguales que los obtenidos para la escala mensual, lo que demuestra que la escala temporal de los datos utilizados y la escala de simulación tienen influencia en la bondad de ajuste de los modelos.



**Figura 34.** Curvas de permanencia de caudales (FDC) obtenidas a partir de datos de simulación a escala diaria para las cinco subcuencas del sistema de explotación del Júcar.



**Figura 35.** Curvas de permanencia de caudales (FDC) obtenidas a partir de datos de simulación a escala mensual para las cinco subcuencas del sistema de explotación del Júcar.

En la Tabla 16 se muestran los valores de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) (Ecuación 7) para medir la cantidad del error que existe entre los dos conjuntos de datos.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim} - Q_{obs}}{n}} \quad [ 7 ]$$

Donde  $Q_{sim}$  y  $Q_{obs}$  representan los caudales simulados por cada MPE y los datos observados, respectivamente. Y  $n$  es el número de datos. Un ajuste perfecto sería un valor del estadístico igual a cero.

**Tabla 16.** Valores del RMSE obtenidos para las cinco subcuencas del sistema de explotación de Júcar (en hm<sup>3</sup>/mes).

Modelo Subcuenca	Datos a escala mensual				Datos a escala diaria			
	TEM	GR4J	HBV	SAC	TEM	GR4J	HBV	SAC
Alarcón	15.2	21.8	20.1	13.9	16.9	10.8	12.4	12.0
Contreras	10.8	17.2	13.3	11.4	12.7	8.8	10.9	10.1
Molinar	4.9	5.1	6.9	6.6	7.2	6.8	5.0	5.8
Tous	5.1	11.3	5.6	10.8	13.5	7.7	4.6	6.1
Huerto Mulet	11.6	21.0	15.9	11.7	12.0	13.6	15.9	11.7

Como se observa, los valores del RMSE mayores se obtuvieron para el modelo GR4J para la escala mensual, y para el modelo de Témez a escala diaria. Ambos modelos están regidos por 4 parámetros de calibración. A escala mensual, el mejor modelo es el modelo de Témez y a escala diaria los modelos GR4J y HBV. El modelo de SAC-SMA, es el más complejo al contar con 16 parámetros de calibración; sin embargo, su comportamiento no demostró ser el mejor en ningún caso.

### 5.4.3 Contraste de MPE a escala mensual y escala diaria.

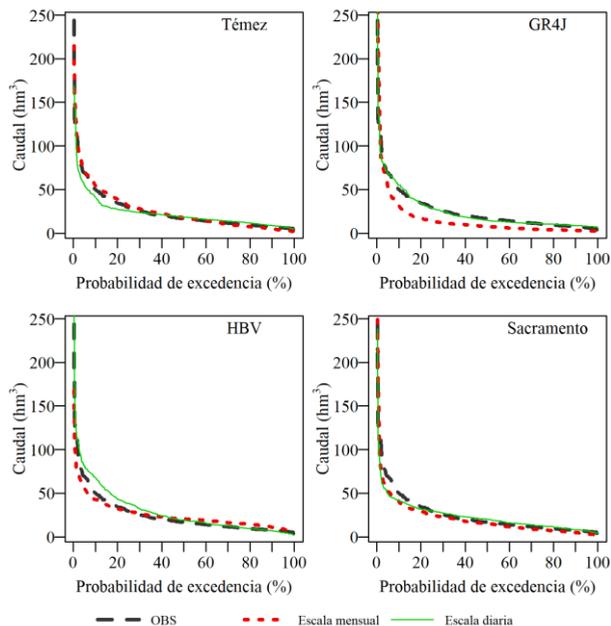
En las Figuras 36, 37, 38, 39 y 40 se muestra el contraste entre MPE y la serie de caudales históricos para las dos escalas temporales, a través de curvas de permanencia de caudales para cada subcuenca. Como puede observarse no hay un modelo que muestre un comportamiento idóneo en todos los escenarios planteados, esto se debe en gran parte a las características hidrológicas y de regulación particulares de cada zona.

De estas Figuras, se observa que la escala mensual muestra grandes deficiencias cuando es utilizada en modelos cuya conceptualización está basada en datos diarios, aun cuando se realicen las adecuaciones pertinentes para su aplicación.

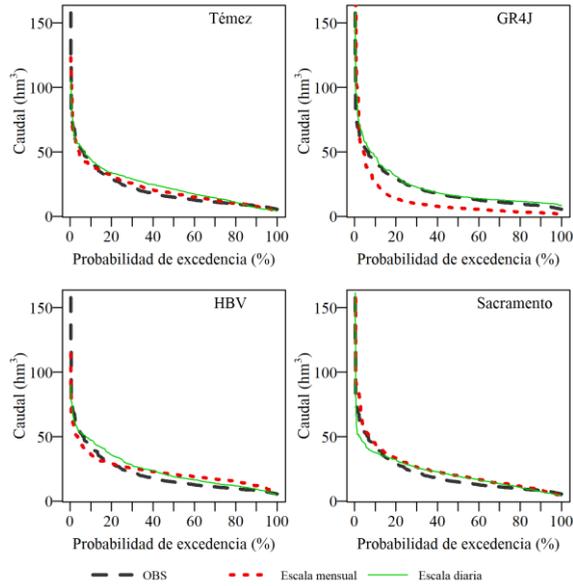
En las subcuencas de Alarcón y Contreras (Figura 36 y Figura 37, respectivamente) son las dos subcuencas de cabecera del sistema, y cuentan con características hidrológicas similares, lo que hace que los modelos tengan una respuesta de los MPE similar en ambos casos. El único modelo que mostró un comportamiento desfavorable en ambas cuencas es el modelo GR4J en su aplicación con datos a escala mensual.

Para las subcuencas de Molinar y Tous, de acuerdo con las Figuras 38 y 39, respectivamente; la mejor respuesta obtenida de los modelos fue a escala diaria. En general, estas subcuencas muestran deficiencias importantes desde el proceso de restitución de los cuales a régimen natural debido a la falta de información y al desconocimiento de ciertas alteraciones que suceden en el sistema, y esto ocasiona se refleja en la bondad de ajuste de los MPE.

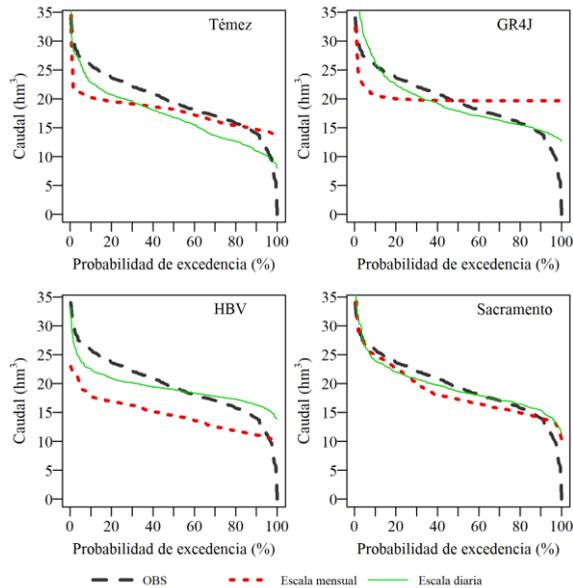
Finalmente, la subcuenca Huerto Mulet, es la zona más baja del sistema de explotación, donde se observa que tanto la escala mensual y la escala diaria logran un ajuste similar para tres de los MPE, exceptuando el modelo GR4J que no tiene la capacidad de representar los caudales en la cuenca a partir de datos a escala mensual.



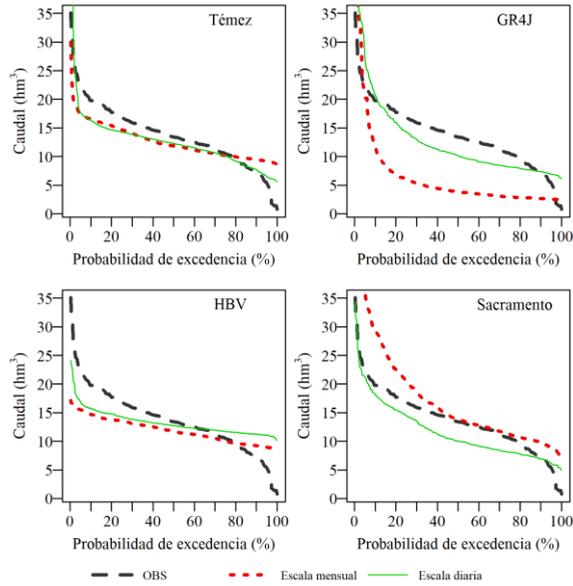
**Figura 36.** Contraste de curvas de permanecía de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca de Alarcón.



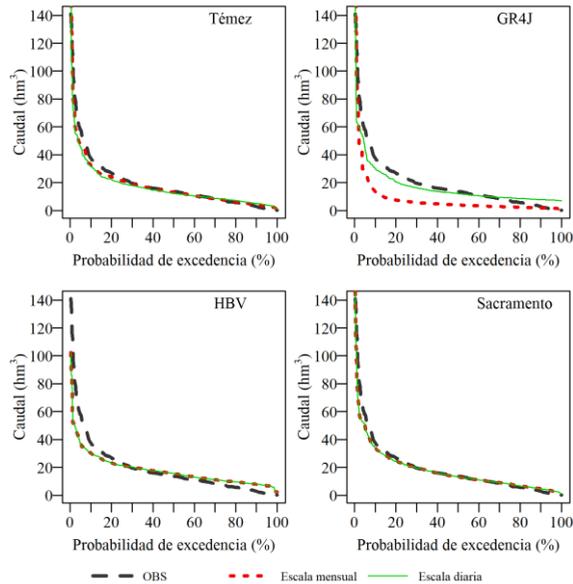
**Figura 37.** Contraste de curvas de permanencia de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca de Contreras



**Figura 38.** Contraste de curvas de permanencia de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca Molinar.



**Figura 39.** Contraste de curvas de permanencia de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca de Tous.



**Figura 40.** Contraste de curvas de permanencia de caudales mensuales de modelos simulados en escala mensual y escala diaria para los cuatro MPE implementados para la subcuenca Huerto Mulet

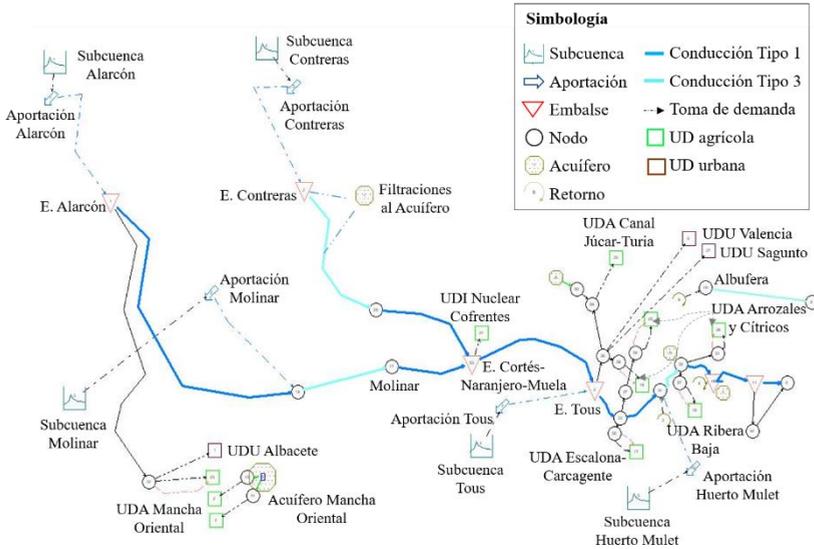
## **5.5 Evaluación de recursos hídricos ideando la conexión entre un MPE y un MSG**

El siguiente apartado muestra los resultados de la metodología descrita en la Fase 3B definida en el esquema de la Figura 30. Ésta propone un método basado en la conexión de un modelo de flujo superficial y un modelo de simulación de la gestión para la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados, omitiendo el proceso de restitución de caudales a régimen natural para la aplicación de MPE. Con la finalidad de implementar la metodología propuesta, y con base en los resultados obtenidos de la Fase 3A, se utilizó la escala de simulación diaria y los cuatro MPE para la simulación de la subcuenca de Molinar, localizada en el tramo medio del sistema de explotación del Júcar.

### ***5.5.1 Esquema de simulación de la gestión en el sistema.***

La creación de un sistema de simulación de la cuenca, basado en el funcionamiento del sistema real es imperativo, y es el punto de partida de este método. El esquema se dibuja utilizando el módulo para la simulación de la gestión SIMGES dentro del SSD AQUATOOL. Éste permite, a través de la interconexión de elementos, definir un esquema que simplifica y concentra las acciones y alteraciones que suceden en el sistema real.

En la Figura 41 se muestra el esquema general de simulación del sistema de explotación de río Júcar, donde se observa el funcionamiento del sistema y todas las alteraciones de origen antrópico, tales como, la gestión de los embalses principales, bombeos realizados, unidades de demanda (UD) agrícola y urbana, retornos de riego y filtraciones. El esquema de simulación también incluye las aportaciones de cuencas naturales y el funcionamiento del acuífero de la Mancha Oriental.



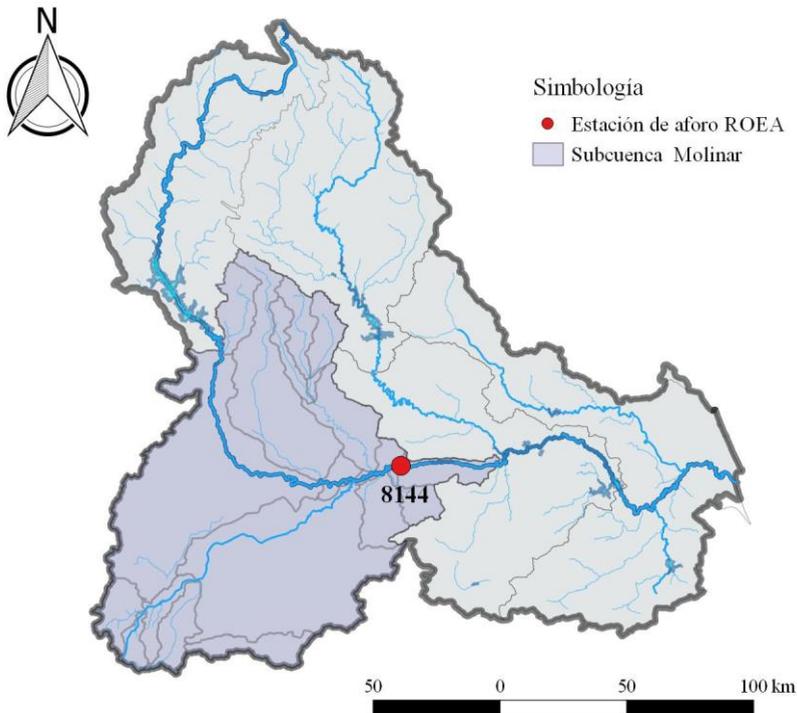
**Figura 41.** Esquema de simulación del sistema de explotación del Júcar.

La herramienta *Simges* permite entender y mostrar un panorama del funcionamiento del sistema, al mismo tiempo que suceden las interacciones entre los elementos en la cuenca. La cabecera del Júcar, representada por las subcuencas Alarcón y Contreras, es una zona con poca regulación hasta la ubicación de dos de los embalses más importantes del sistema (embalse Alarcón y Contreras). El tramo medio de la cuenca, representado por las subcuencas Molinar y Tous, es quizás la más incierta debido a la estrecha relación existente entre algunos tramos del río Júcar y el Acuífero de la Mancha Oriental, y por supuesto a la calidad de la información disponible. Los tramos de río que mantienen relación con el acuífero, en *Simges* están reconocidas, como conducciones Tipo 3 (ver Figura 41) para diferenciar las propiedades de los tramos de río que son impermeable. Finalmente, la zona más baja, la más cercana al mar Mediterráneo, registra fuertes alteraciones originadas a partir de la satisfacción de las demandas agrícolas y urbanas de la zona, cuya influencia es muy importante en la regulación de la cuenca. En el Apartado 5.2 se describen con mayor detalle las alteraciones del sistema en cada zona.

El sistema de explotación del río Júcar es un sistema complejo con una alta capacidad de regulación, es por ello que la evaluación de los recursos hídricos en esta zona es un proceso complicado y con una gran incertidumbre asociada.

### 5.5.2 Selección de los puntos de calibración del sistema

La selección de los puntos de calibración del sistema se define en función de las estaciones de aforo existentes a lo largo de éste. En este caso para la calibración de la subcuenca de Molinar utilizando como referencia las series en régimen alterado, se seleccionó la estación de aforo con código 8144 que registra los caudales del río Júcar en Alcalá del Júcar. En Figura 42 se muestra la localización de la estación de aforo, cuya área de captación coincide con la utilizada en la calibración realizada en el Apartado 5.4 utilizando las series históricas de caudales restituidas a régimen natural, comprendida desde las salidas del embalse de Alarcón y hasta antes del embalse de Molinar. El código de identificación de cada estación corresponde con el definido en la Red Oficial de Estaciones de Aforo (ROEA) (MAPAMA, 2014).



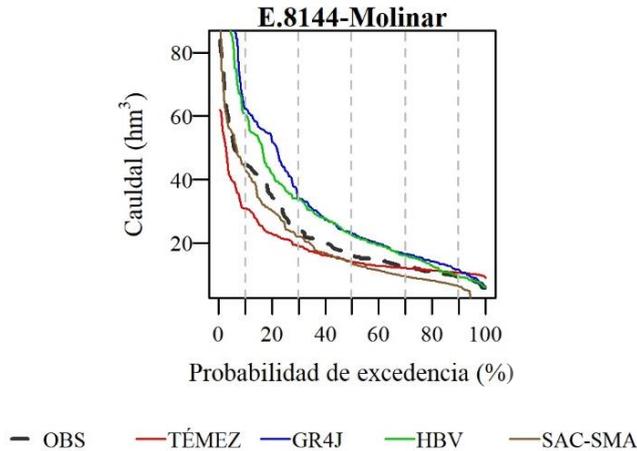
**Figura 42.** Localización de la estación de aforo utilizadas en la calibración de la subcuenca de Molinar procedente de la Red Oficial de Estaciones de Aforo (ROEA) de España.

Contar con un método como el propuesto en este capítulo, que permita la simulación de la gestión en el sistema, al mismo tiempo que se realiza la estimación de los parámetros efectivos del MPE, permite calibrar el

modelo en cualquier punto del sistema donde se cuente con datos aforados sin la limitante de contar con una serie de caudales restituida a régimen natural en cada punto. En el apartado siguiente se muestra la bondad de ajuste de los MPE para la subcuenca de Molinar.

### 5.5.3 Bondad de ajuste y comportamiento de los MPE

Los resultados de bondad de ajuste y el comportamiento de los MPE se muestran en la Figura 43 a través de las curvas de permanencia de caudales FDC. Se realizó la calibración del sistema utilizando los cuatro MPE (descritos en epígrafes anteriores) a escala diaria (por ser la que presentó los mejores resultados en la calibración del sistema en régimen natural). Los valores obtenidos de la FO para cada modelo se muestran en la Tabla 17.



**Figura 43.** Curvas de permanencia de caudales (FDC) obtenidas a partir de las series calibradas de los cuatro MPE para la subcuenca de Molinar.

Los periodos de calibración y validación se definieron en función de la disponibilidad de la información en la estación de aforo. En este caso para la estación 8144-Molinar el periodo de calibración utilizado es oct/1989 a sep/2002, y oct/2002 a sep/2007 para el periodo de validación.

**Tabla 17.** Bondad de ajuste de los modelos hidrológicos. Valores alcanzados de la función objetivo.

Subcuenca \ Modelo	Calibración				Validación			
	TEM	GR4J	HBV	SAC	TEM	GR4J	HBV	SAC
E. 8144	0.20	0.50	0.50	0.58	0.21	0.66	0.65	0.78

La bondad de ajuste que presentan los MPE para la subcuenca de Molinar fue satisfactoria. El comportamiento de los MPE, este caso, sí muestran diferencias notables. El modelo GR4J y el modelo HBV muestran un comportamiento más o menos similar, aunque pueden llegar a sobreestimar los caudales más altos. Por su parte, el modelo de Témex no es capaz de simular la variabilidad de los caudales más altos (menos del 10 % de los datos). El modelo que mejor representa la variabilidad de la serie histórica es el modelo de SAC-SMA representando tanto los caudales altos como los caudales más bajos.

### 5.6 Análisis comparativo de los resultados obtenidos utilizando datos RRN y en RA para la subcuenca de Molinar

Los métodos propuestos en esta tesis para la evaluación de los recursos hídricos en sistemas regulados persiguen el mismo objetivo, y es estimar los parámetros efectivos del modelo hidrológico que permitan reproducir lo más fielmente posible la serie de aportaciones históricas que proceden desde dos naturalezas distintas, las estaciones de aforo en régimen alterado (RA) y los restituidos a régimen natural (RRN).

La calibración obtenida con el uso concatenado del MPE y el MSG, arrojó resultados de la FO tan buenos como los que se encontraron utilizando las series históricas restituidas a régimen natural.

**Tabla 18.** Comparativa de los valores de la FO para la subcuenca de Molinar empleando series restituidas a régimen natural y series históricas medidas en las estaciones de aforo (régimen alterado).

Modelo	Calibración				Validación			
	TEM	GR4J	HBV	SAC	TEM	GR4J	HBV	SAC
Molinar								
Régimen alterado	0.20	0.50	0.50	0.58	0.21	0.66	0.65	0.78
Restituido a régimen natural	0.20	0.53	0.50	0.20	0.48	0.22	0.42	0.41

En la Tabla 19 se muestra la comparativa del valor de los parámetros obtenidos para el modelo GR4J, utilizando como serie de referencia los RRN y después en RA para la subcuenca de Molinar.

Debido a que la serie histórica de aportaciones esta restituida a régimen natural en un caso, y se encuentra en régimen alterado en otro, la FDC y la variabilidad de las series es distinta en cada caso, por esta razón no es posible realizar una comparativa directa entre éstas. Sin embargo, en la Tabla 19 se compara la aportación media anual para el periodo de simulación para la subcuenca de Molinar.

**Tabla 19.** Aportación media anual para la subcuenca de Molinar obtenida con cuatro MPE para el periodo de simulación 1979/80-2006/07.

Modelo	Aportaciones	
	RRN (hm <sup>3</sup> )	RA (hm <sup>3</sup> )
OBS	234.3	268.7
TEM	203.1	216.9
GR4J	231.2	304.5
HBV	230.0	314.3
SAC-SMA	231.7	268.3

### **5.7 Limitaciones y consideraciones de la metodología de uso conjunto MPE-MSG.**

La aplicación de la metodología del uso conjunto de un MPE y el MSG (*Evalhid-Simges*) considera que la infraestructura de regulación en la cuenca es fija para el periodo de tiempo analizando, esto representan una limitante importante en cuencas donde la infraestructura haya sufrido modificaciones importantes en el periodo de análisis. Por lo tanto, esta metodología puede presentar esta limitante para series temporales muy largas. Por otro lado, esta metodología puede mejorarse realizando una definición de las demandas como variables en el tiempo a través del uso del modelo de gestión. Este tipo de mejoras han sido consideradas en las líneas futuras de investigación de esta tesis doctoral.

También hay que resaltar que el objetivo real de los modelos de simulación de la gestión no es reproducir el pasado o reproducir la gestión actual del sistema, su objetivo más bien está orientado a proponer una gestión optimizada del sistema a corto plazo (optimización mensual sujeta a reglas de operación) que obedece a unas condiciones establecidas (parámetros, segmentaciones, zonados y prioridades, entre otros) que no necesariamente deben ser coincidentes

con la explotación realmente producida en el sistema que condiciona la restitución, es por ello que esta cuestión debe considerarse al utilizar un modelo de este tipo. Visto como un sistema conjunto MPE-MSG, debe considerarse que el problema de estimar los parámetros del MPE suponiendo conocidas las salidas del sistema de recursos hídricos (caudales aforados), implica que se dan también por válidos los parámetros relativos al MSG, ya que éstos últimos no son observados, sino que son parámetros también estimados, lo que podría trasladar al MPE responsabilidades provenientes de la incertidumbre de los parámetros del modelo de gestión. Estas consideraciones deben evaluarse en los casos de aplicación para determinar el grado de incertidumbre asociado al MSG y evaluar la factibilidad en la aplicación de esta metodología para obtener resultados confiables.

## 5.8 Conclusiones

Los sistemas regulados son quizás los casos más comunes en la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca. Debido a la necesidad del ser humano por satisfacer sus necesidades se realizan alteraciones en el curso natural de los caudales en las cuencas para ser aprovechados en la satisfacción de las demandas. Aún con la gran importancia de estos sistemas, las referencias en la literatura son mínimas cuando se pretende solucionar un problema de evaluación de recursos hídricos en un sistema con estas características. Fue esta la principal motivación de este capítulo de tesis.

Este análisis mostró una metodología global para la evaluación de recursos hídricos en sistemas regulados, aportando además de la descripción detallada del proceso a seguir, todas las herramientas de simulación y calibración necesarias para la realización exitosa del proceso.

La metodología basada en la aplicación directa de MPE utilizando como serie de referencia los caudales procedentes de la RRN pueden dar buenos resultados siempre y cuando la información utilizada en dicha restitución sea suficiente en cantidad y calidad. Es esto último, uno de los grandes problemas en la estimación de la disponibilidad de los recursos hídricos en sistemas regulados, cuanto más sea el grado de regulación, el problema se vuelve más complejo.

La metodología basada en la conexión entre un MPE y un MSG en la cuenca, resultó ser un método muy eficiente que permite realizar la calibración del MPE sin tener que llevar a cabo el proceso de restitución de los caudales en régimen natural. Además, se demostró que los resultados obtenidos para la cuenca que se tomó como ejemplo son al

menos igual de buenos. La creación de un esquema de gestión del funcionamiento, usos y demandas del sistema, permite visualizar la situación de la cuenca y localizar posibles fallos en el sistema, que con el proceso de restitución de caudales a régimen natural no es posible visualizar.

La comparativa entre MPE, escalas de simulación y ambos métodos, se concluyen los siguientes puntos específicos:

- La aplicación múltiple de MPE es necesaria para mejorar la planificación y gestión de los recursos hídricos en sistemas regulados, sobre todo si se trata de zonas donde el recurso es escaso. Las decisiones tomadas en el proceso de modelización, tales como la selección del MPE, la escala temporal o la procedencia de los datos, influyen fuertemente en los resultados obtenidos en la evaluación de recursos hídricos.
- La complejidad de los MPE realmente influye en los resultados obtenidos en la calibración y validación de los modelos. Elegir un modelo más complejo tampoco garantiza que los resultados sean mejores. En este caso, el modelo con el mayor número de parámetros, dieciséis, SAC-SMA; demostró ser el modelo más eficiente únicamente en uno de los escenarios analizados. Por el contrario, los modelos HBV y GR4J, con cuatro parámetros, mostraron los mejores resultados. Por su parte el modelo de Témez, a pesar de ser un modelo muy robusto y ampliamente utilizado, es el que demostró tener la menor eficiencia en casi todos los escenarios (excepto cuando se trata de simulaciones a escala mensual). De aquí la importancia del análisis del comportamiento de los modelos hidrológicos.
- La escala de simulación seleccionada en el proceso de modelización tiene una fuerte influencia en el éxito obtenido en la calibración del MPE y en los resultados finales.
- La compatibilidad entre las herramientas utilizadas en este capítulo, *Evalhid*, *Simges* y *CalEv*, integradas en el SSD AQUATOOL, potencian su aplicación en la solución de problemas de evaluación de recursos hídricos gracias a la interacción entre éstas y otras herramientas de manejo y gestión de cuencas para una correcta toma de decisiones.



# CAPÍTULO 6

## **Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para evaluación de recursos hídricos**

### **6.1 Introducción**

Los sistemas de recursos hídricos pueden llegar a ser muy complejos dependiendo del grado de explotación del sistema y de las interacciones de las aguas superficiales y subterráneas que se traducen en la influencia de una componente sobre el comportamiento de la otra. Estas relaciones, desde el punto de vista de la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca, es uno de los principales problemas. Y es que, los denominados modelos de balance hídrico o modelos precipitación-escorrentía (MPE), que son el instrumento principal para la evaluación de los recursos hídricos, consideran a la componente subterránea representada a través de modelos tipo depósitos unicelulares con una única descarga (Chiew, 2010; Zhu et al., 2020).

Esta consideración es suficiente en algunos casos, pero se vuelve insuficiente en sistemas donde existen interrelaciones significativas entre la componente superficial y la subterránea. Algunos modelos, como el HBV (Bergström, 1995), hacen una discretización de la componente subterránea en dos tanques unicelulares, uno para el interflujo y otro para el flujo subterráneo profundo, permitiendo un control más riguroso que otros modelos que solo consideran el acuífero como un único almacenamiento. De hecho, a fin de solventar estas deficiencias, se han planteado modificaciones en modelos como el de

Témez (Témez, 1977), donde, a través de la incorporación de un segundo tanque lineal independiente (segunda descarga) con distintos coeficientes de descarga (Marcos-García et al., 2017). Sin embargo, a medida que las interacciones entre la componente superficial y subterránea crecen, y el sistema se vuelve más complejo, este tipo de consideraciones en los modelos de balance hídrico no satisfacen completamente las necesidades en la modelización.

El enfoque tradicional hasta ahora utilizado para la evaluación de recursos hídricos en sistemas con una fuerte influencia de la componente subterránea, consideran el sistema como dos componentes separados que no muestran interrelación. Representando cada componente con un modelo independiente, por un lado, el modelo de flujo superficial y por el otro un modelo de flujo subterráneo suprimiendo por completo la relación de las componentes en el sistema real. Esto significa que, primero, se calcula la recarga al acuífero mediante un modelo de flujo superficial y posteriormente se incluye como un dato de entrada en el modelo de flujo subterráneo (cálculo de la recarga). El inconveniente es que, al realizar la modelización de ambos sistemas de forma independiente, se desprecian las interacciones que existe realmente entre ambas componentes en la cuenca.

Por lo anterior, en este capítulo se plantea una metodología para la modelación hidrológica conjunta entre el sistema superficial y el sistema subterráneo, que permite considerar las interacciones entre ambas componentes, mejorando la calidad de la modelación hidrológica para estimar la disponibilidad de los recursos hídricos en la cuenca. Para ello se propone el uso concatenado de un MPE y un modelo distribuido para la representación del acuífero, interactuando uno con el otro durante el proceso de evaluación de los recursos hídricos en el sistema.

Lamentablemente, identificar las interacciones entre masas de agua superficiales y subterráneas no es sencillo. Tanto es así que, en la mayoría de los casos, éstas solo se han logrado identificar a partir del surgimiento de problemas ambientales y sociales originados por la gestión incorrecta y la complejidad de los sistemas.

España es de hecho el país de Europa Occidental con más humedales que dependen del flujo subterráneo, en un contexto climático geomorfológico y geológico muy diverso, lo que significa que las interacciones entre las componentes superficial y subterránea es un caso comúnmente tratado. El planteamiento de este enfoque de modelación conjunta, surge con la necesidad de buscar soluciones para la evaluación de recursos hídricos en sistemas con complejas interrelaciones entre cauces fluviales y formaciones geológicas, combinadas con un alto

volumen de extracciones de las aguas subterráneas que han llegado a provocar la calificación de acuíferos como sobreexplotados por la mala gestión, metodologías deficientes y desconocimiento del sistema, tal es el caso de la cuenca hidrográfica del Alto Guadiana.

## **6.2 Caso de estudio. Cabecera del Guadiana**

Actualmente, la cuenca Alta del río Guadiana presenta una serie de conflictos severos relacionados con el agua. La mayoría de ellos provienen de extracciones intensivas de agua subterránea que se iniciaron hace más de cuatro décadas cuyos efectos se observan hasta hoy en día. A continuación, se describirá y caracterizará la zona de estudio, así como una breve reseña sobre la problemática ambiental y social que ha sufrido esta cuenca a través de la historia.

Dos de los humedales más importantes en España, el Parque Natural de las Tablas de Daimiel (PNTD) y las Lagunas de Ruidera (LR), se localizan en la cabecera del Guadiana, de aquí la importancia que se ha dado a esta zona a partir del deterioro ambiental que han sufrido estas importantes reservas naturales debido a la sobreexplotación del acuífero.

### ***6.2.1 Localización geográfica de la cuenca***

La cuenca Alta del río Guadiana (CAG), está situada en la Sub-meseta Sur, en la comunidad autónoma de Castilla La Mancha en España. Comprende parte de las provincias de Ciudad Real, Cuenca, Toledo y Albacete. Se localiza en la cabecera de la demarcación hidrográfica del Guadiana, situada entre las cuencas del Tajo (al Norte), Júcar (al Este) y Guadalquivir (al Sur). Desde su parte más alta y hasta el embalse de El Vicario, punto de cierre hidrológico de la cuenca, ocupa una superficie aproximada de 18,956 km<sup>2</sup> lo que supone aproximadamente un 30% de toda la demarcación hidrográfica (Figura 44).

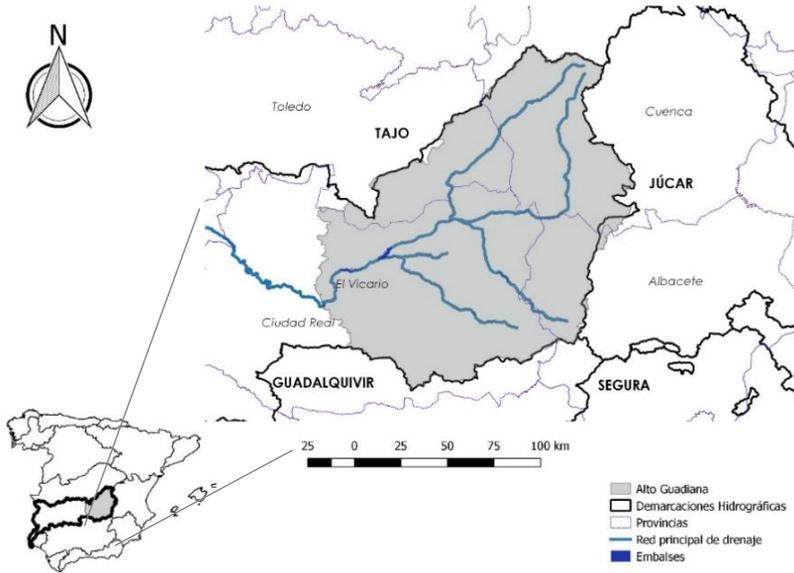


Figura 44. Localización geográfica de la cuenca del Alto Guadiana.

### 6.2.2 Problemática y breve reseña histórica

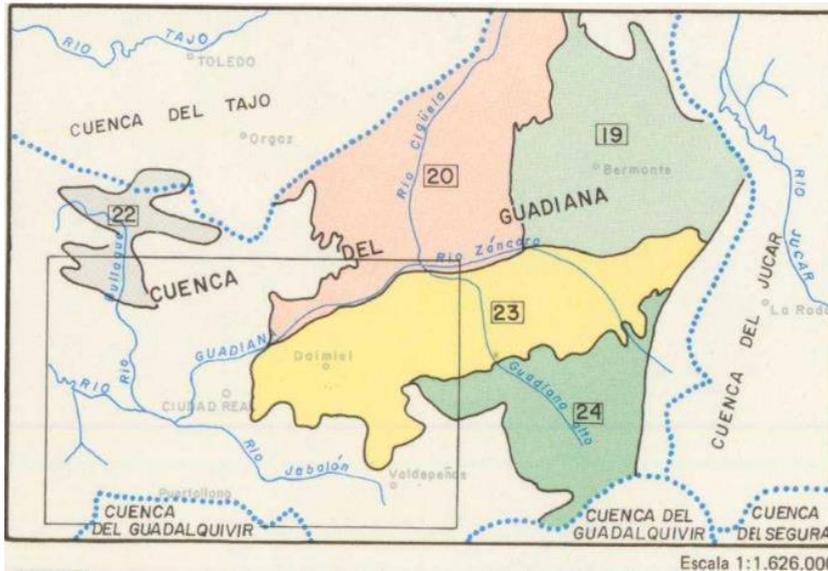
La actividad agrícola en la CAG siempre ha sido relativamente importante. A partir del año 1950, debido a las difíciles condiciones sociales y económicas por las que atravesaba la población, la agricultura de regadío fue considerada como un medio de trabajo y sustento. Durante los años 60's, se inició en la zona una profunda y positiva transformación socio-económica, cuyo motor principal fue el cambio de la agricultura de secano a la de regadío. Esto generó nuevas demandas agrícolas en la zona y provocó un incremento descontrolado en las extracciones de agua subterránea (principalmente del Acuífero 23), que se sospechaba, podrían comprometer la conservación de los recursos hídricos en la cuenca.

A principios de 1980, se constató que las extracciones en el acuífero eran muy superiores a la recarga natural que recibía. Y es que, en menos de veinte años, se perforaron en la zona central de la cuenca (conocida como Llanura Manchega) entre 10,000 y 20,000 pozos de extracción, y se pusieron en regadío 1,000 km<sup>2</sup> de los 5,500 km<sup>2</sup> pertenecientes al Acuífero 23, con bombes de agua provenientes de agua subterránea que llegaron a ser de hasta 600 hm<sup>3</sup> por año, mientras que los recursos renovables se estimaban en tan solo 260 hm<sup>3</sup> anuales (Cruces de Abia et al., 1998). Esto ocasionó severos problemas ambientales que

comprometían principalmente la conservación de importantes humedales presentes en la cuenca. Posteriormente, en 1981 la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO, por sus siglas en inglés) declaró el conjunto de humedales conocidos como La Mancha Húmeda, Reserva de la Biosfera. Esta declaración constituyó una verdadera media de apoyo a la recuperación de los humedales manchegos que dilucidaban un futuro titubeante.

En el año 1987, el acuífero principal en la cuenca, el Acuífero 23 (Figura 45), envuelto en una fuerte problemática, fue declarado de forma provisional como acuífero sobreexplotado. Con ello, se impusieron severas reducciones en las extracciones mediante la aprobación del denominado Régimen de Explotación y prohibiendo la apertura de nuevos pozos, a la vez que se establecía la obligatoriedad de constituir Comunidades de Usuarios. El rechazo ante las nuevas medidas no se hizo esperar, y los conflictos sociales entre agricultores y autoridades se hicieron presentes. Pese a las medidas implementadas no se logró tener un control efectivo de las extracciones permitidas, ni la participación correcta del sector agrícola para el cumplimiento de la estrategia. Por ello, en diciembre de 1994, la Junta de Gobierno de la Confederación Hidrográfica del Guadiana, adoptó entre otros acuerdos, declarar la sobreexplotación definitiva y aprobar el Plan de Ordenación de las Extracciones del Acuífero 23, actualmente conocido como el acuífero de La Mancha Occidental.

No obstante, la aplicación de las medidas y limitaciones obligatorias derivadas de la declaración de sobreexplotación no logró atajar el problema. En 1995 se alcanzó la peor situación histórica del almacenamiento en el acuífero, llegando a producirse un descenso piezométrico medio situado en torno a 30 m y un vaciado acumulado de 3,750 hm<sup>3</sup> (Mejías et al., 2009). La situación comenzó a mejorar a partir de un importante periodo húmedo registrado de 1995/96 a 1997/98. Sin embargo, seguido de un largo periodo seco, en marzo de 2009, antes de acaecer el periodo húmedo de 2009 a 2011, se produjo un descenso piezométrico medio en el acuífero de unos 25 m, equivalentes a un vaciado de 3,000 hm<sup>3</sup> provocando, en verano de ese mismo año, la desecación completa de uno de los humedales más importantes en toda la cuenca, el Parque Natural de las Tablas de Daimiel (PNTD) (Mejías et al., 2009).



**Figura 45.** Esquema de sistemas acuíferos de la cuenca alta del Guadiana en 1987. El Acuífero 23 corresponde con lo que actualmente se conoce como Acuífero de la Mancha Occidental. Fuente: <http://www.igme.es/>.

Para intentar revertir esta situación de sobreexplotación, a partir del año 2008, se puso en marcha el Plan Especial para el Alto Guadiana (PEAG). Su objetivo es alcanzar el buen estado cuantitativo de los acuíferos que exige la Directiva Marco del Agua (DMA). Para ello se propone subir el nivel freático de las aguas subterráneas y aumentar las reservas de agua, principalmente en el Acuífero 23. El indicador de éxito del PEAG es conseguir que desde el Acuífero 23, se aporten, al menos, 35 hm<sup>3</sup> anuales al PNTD antes de 2027.

Desde entonces, la recuperación del acuífero no ha sido completada. Desde septiembre de 2013 a septiembre de 2019, el descenso ha sido generalizado en toda la red piezométrica, y aunque el año hidrológico 2017-2018 fue clasificado como húmedo y rompió la secuencia de cuatro años hidrológicos secos (2013-2017), las precipitaciones no tuvieron su reflejo en la recuperación del acuífero.

### 6.2.3 Climatología

El clima de la región es mediterráneo templado, caracterizado por temperaturas extremas cuya variación absoluta puede oscilar entre los -10°C en invierno y 40°C en verano. Las temperaturas medias anuales oscilan entre 11.5°C y 14.5°C, con medias mínimas entre 4°C y 6°C en diciembre, y medias máximas entre 23°C y 26°C en julio.

El reparto de la precipitación se caracteriza por su desigualdad, tanto interanual como estacionalmente. El valor de la precipitación media anual registrada en la cuenca es de unos 440 mm, y oscila entre 200 mm en los años más secos y alrededor de 650 mm en los más húmedos. En cuanto a la distribución espacial de la precipitación, los valores más altos se registran en las cabeceras del Cigüela y Záncara, y la cuenca del Bullaque; mientras que los más bajos corresponden con la Llanura Central Manchega. Estas escasas precipitaciones, condicionan la agricultura y la explotación hidrogeológica sostenible.

#### **6.2.4 Hidrogeología**

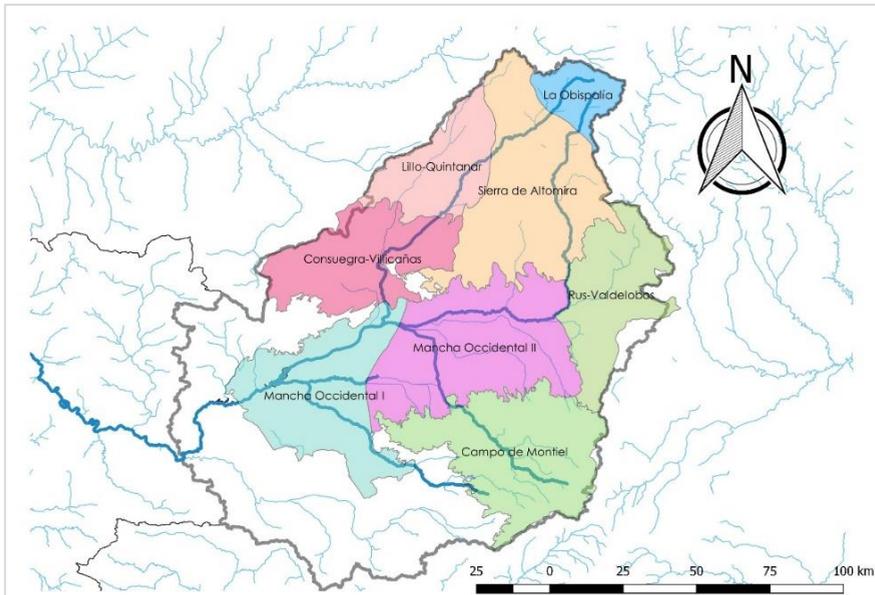
La CAG se caracteriza hidrológicamente por una significativa interacción entre las aguas superficiales y subterráneas que condiciona la gestión de los recursos hídricos en la cuenca. El dominio de un relieve llano con altitudes entre los 590 m y 1,200 m, el promedio de materiales sedimentarios de naturaleza calcáreo-margoso, y las características del terreno e interconexión entre las aguas subterráneas y las superficiales, otorgan a esta zona semiárida su principal singularidad: la presencia de más de un centenar de humedales de singular valor ecológico, generalmente en zonas deprimidas del terreno, en un conjunto que bajo el nombre de La Mancha Húmeda, y con una superficie máxima de encharcamiento de unos 250 km<sup>2</sup> (CHG, 2015).

En su ámbito geográfico, el Instituto Tecnológico Geominero de España (hoy Instituto Geológico y Minero de España, IGME), definió cuatro sistemas acuíferos (SA): SA nº 19 (Sierra de Altomira), SA nº 20 (Mancha de Toledo), SA nº 23 (Mancha Occidental) y SA nº 24 (Campo Montiel) (IGME, 1979). Posteriormente, el reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica, delimitó en el mismo ámbito 6 unidades hidrogeológicas (DGOH-ITGE, 1988). Finalmente, con la entrada en vigor de la DMA, se establece una nueva metodología para lograr la protección de las aguas y una nueva figura de gestión hidrológica, la masa de agua subterránea (MASb).

En la Figura 46 se muestran las ocho MASb involucradas en el sistema de la CAG: 41.001 Sierra de Altomira, 41.002 La Obispalía, 41.003 Lillo-Quintanar, 41.004 Consuegra-Villacañas, 41.005 Rus-Valdelobos, 41.006 La Mancha Occidental II, 41.007 La Mancha Occidental I y 41.010 Campo de Montiel. El acuífero principal en la cuenca es SA nº 23 (Figura 45). Actualmente, la equivalencia aproximada corresponde con tres MASb: Mancha Occidental I, con una

extensión de 2,002 km<sup>2</sup>; Mancha Occidental II, con 2,396 km<sup>2</sup> y Rus-Valdelobos, con 1,716 km<sup>2</sup> (CHG, 2015).

De acuerdo con las formaciones geológicas del acuífero, se pueden distinguir tres capas distintas, el Neógeno superficial, que cubre las masas de agua subterráneas Mancha Occidental, Lillo-Quintanar y Consuegra-Villicañas. El Mesozoico profundo, que se encuentra presente en La Mancha Occidental II, Rus Valdelobos, Sierra de Altomira, La Obisपालia y Campo de Montiel que aflora en superficie en las tres últimas. La tercera formación se refiere a los limos semipermeables que separan el Neógeno Mesozoico en la Mancha Occidental II y Rus-Valdelobos (CHG, 2015).



**Figura 46.** Masas de agua subterránea que tienen influencia en la cuenca del Alto Guadiana.

### 6.3 Metodología para cuencas con importante influencia de la componente subterránea

La metodología habitualmente utilizada para la evaluación de los recursos hídricos a nivel de cuenca basada en la aplicación de MPE, considera de forma simplificada la modelización de la componente subterránea a través de modelos unicelulares. Cuando el sistema subterráneo es muy complejo o se requiere una modelación más detallada, se ha optado por realizar la modelación del sistema superficial

y del sistema subterráneo de forma independiente. Esto significa que, por un lado, se realiza la calibración y estimación de la aportación del sistema superficial a través de un modelo hidrológico que por su definición ya contiene un modelo subterráneo simplificado. Y tras su calibración se extrae la recarga al acuífero. Ignorando totalmente las relaciones entre la componente de flujo superficial y la componente de flujo subterráneo.

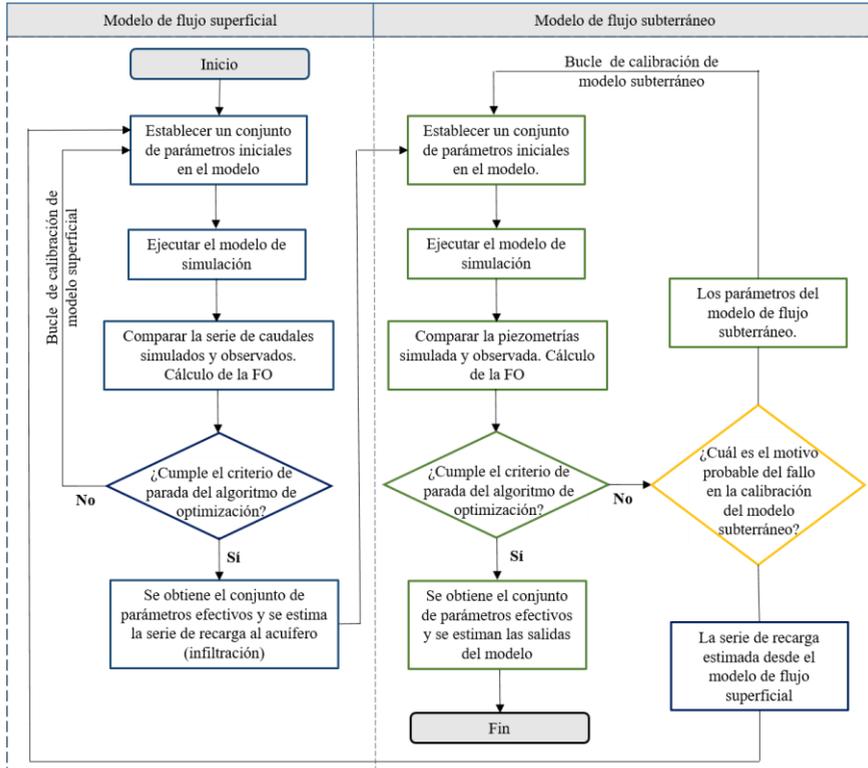
Por otro lado, la calibración del acuífero estima el conjunto de parámetros efectivos del modelo subterráneo y sus salidas. Un dato de entrada al modelo subterráneo es la recarga estimada a partir del modelo superficial. Siendo habitual incluir en la calibración un parámetro que altera la recarga procedente del modelo hidrológico. Lo que significa que este modelo deja de ser coherente con el modelo previo, forzándose un error en el balance general del sistema completo superficial y subterráneo. Con esta metodología se pretende fortalecer la conexión entre ambos modelos para garantizar una correcta evaluación de recursos naturales en el sistema de recursos hídricos.

La metodología propuesta en este apartado plantea que en cuencas donde la parte subterránea del sistema sea muy compleja, se realice una calibración conjunta del modelo de flujo superficial y el modelo subterráneo (estimación de los parámetros efectivos de un modelo en función del otro), en lugar de hacerlo de forma independiente. En la Figura 47 se muestra la metodología propuesta.

El proceso se puede dividir en tres fases principales:

- 1 Fase 1. Clasificación de datos de aforos como representativos de la componente superficial y datos con registro de la componente subterránea (determinación de la influencia de la componente subterránea en los registros de los aforos).
- 2 Fase 2. Se refiere a la *pre-calibración de los modelos* de flujo superficial y subterráneo por separado.
- 3 Fase 3. Se refiere a la *calibración conjunta conectando ambos modelos* (incluso de ser necesario conectando también el modelo de gestión como se propone en el capítulo anterior).

# Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos



**Figura 47.** Esquema metodológico general para la calibración conjunta superficial-subterránea en un sistema con alta influencia de la componente subterránea.

A continuación, se describen los alcances de cada fase propuesta en la metodología y las consideraciones hechas para la aplicación en el caso de estudio.

### 6.3.1 Fase I: clasificación de datos de aforos como representativos de la componente superficial y datos con registro de la componente subterránea

El planteamiento de la metodología requiere reconocer e identificar las zonas de la cuenca donde existen relaciones entre el sistema superficial y el sistema subterráneo. La localización de estas zonas está principalmente ligada con la selección de los puntos de calibración en el sistema superficial. Distinguiremos entre dos posibilidades: las que tienen influencia significativa de la componente subterránea, y las que pueden considerarse que solo registran la componente superficial. La existencia de manantiales, humedales o ríos intermitentes en el sistema,

pueden ser puntos de partida para indagar sobre las relaciones entre el sistema superficial y el sistema subterráneo.

Las estaciones de aforo de caudales localizadas en los sistemas de cuenca se encargan de registrar los caudales que circulan por los ríos en diferentes puntos. Cuando la componente subterránea tiene interacciones con el sistema superficial, éstas quedan registradas en las mediciones realizadas por las estaciones de aforo. Es prácticamente imposible distinguir cuánto del caudal registrado en el punto de aforo pertenece a la componente subterránea y cuanto al sistema superficial.

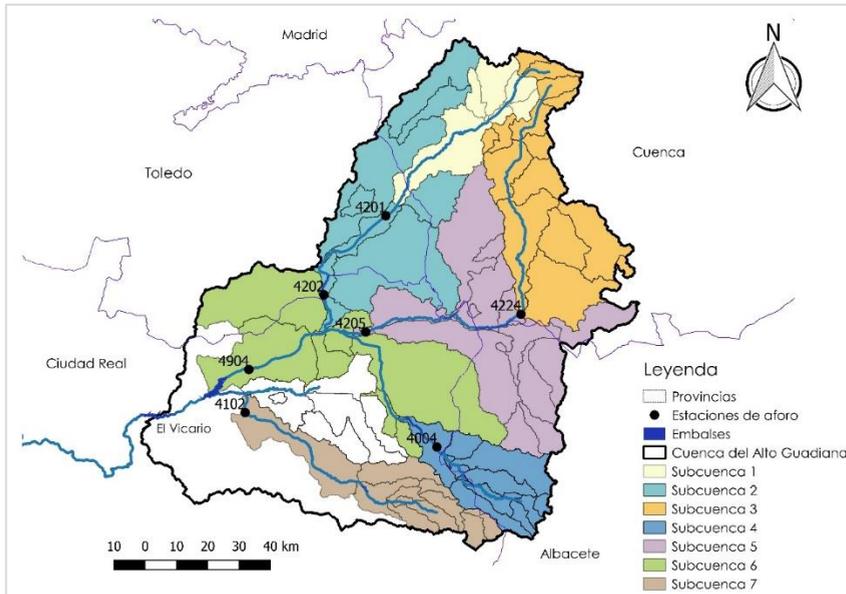
Otra consideración previa importante es el alcance del modelo subterráneo en detalle temporal y espacial. En el contexto de la evaluación de recursos en grandes sistemas de recursos hídricos, conviene considerar como componente subterránea solo las masas de agua afectadas por la explotación del acuífero. Esto dejaría fuera (dentro de la consideración del modelo superficial) por ejemplo pequeños acuíferos de cabeceras si en estas no hay usos significativos del agua subterránea. Y si se considera que su comportamiento queda suficientemente bien representado por el modelo simplificado contenido en el modelo hidrológico seleccionado para la calibración de la componente superficial. La metodología sugiere calibrar el modelo superficial en estaciones donde la influencia de la explotación del acuífero sea nula o poco significativa, evitando así, incorporar ruido a la modelación por influencia del acuífero.

### *6.3.1.1 Puntos definidos en la zona de estudio*

Los puntos de aforo seleccionados para el análisis de la cuenca son los que se muestran en la Figura 48. Estos han sido seleccionados en función de la configuración de la red de drenaje y de la calidad y cantidad de los datos disponibles en cada estación. Cada punto de aforo define un área de captación de agua, que más adelante se denominarán zonas o subcuencas de calibración. Una vez seleccionados los puntos de aforo, es necesario estudiar el comportamiento de las series de aforo para deducir las relaciones existentes entre la componente superficial y la componente subterránea en el punto donde se localiza la estación. En este análisis se pueden encontrar tres situaciones: i) aforos que pueden registrar el cien por ciento de la aportación generada en su cuenca vertiente; ii) aforos que solo registran la parte de la escorrentía superficial y una fracción de la escorrentía subterránea; y iii) aforos que solo registren escorrentía superficial.

Con base en ello, y con la información disponible de la zona, se detectó que el único aforo que presenta una influencia de la componente subterránea en los registros, es la estación 4004 (Río Guadiana en la

Cubeta), mientras que el resto registran aportación proveniente de la escorrentía superficial. Esta consideración será utilizada más adelante cuando se realice la modelación conjunta del modelo de flujo superficial y el modelo subterráneo.



**Figura 48.** Localización de las estaciones de aforo y delimitación de subcuencas de calibración en la cuenca del Alto Guadiana.

### 6.3.2 Fase 2: *pre-calibración de modelos.*

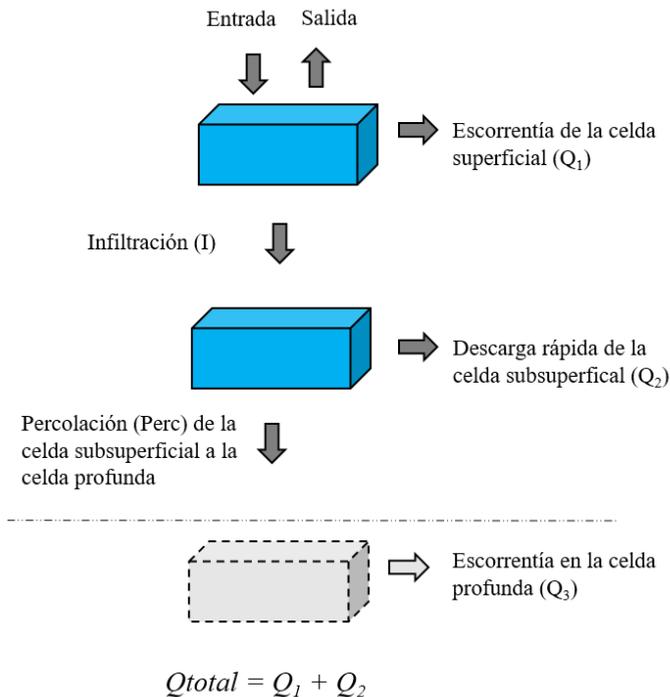
Si la complejidad prevista para los modelos es alta, será necesario realizar una primera aproximación de los parámetros mediante la calibración separada de cada uno de los modelos. Siguiendo la práctica habitual se calibrará en primer lugar el modelo superficial y con los resultados de recarga deducidos de este se calibrará el modelo subterráneo.

#### 6.3.2.1 *Pre-calibración del modelo de flujo superficial*

La primera rutina (y el inicio del proceso) comienza con el establecimiento de un conjunto de parámetros iniciales para el modelo de flujo superficial, seguido de ello, deben aplicarse las ecuaciones del modelo para obtener la serie de aportaciones simuladas. Éstas deben compararse con la serie de datos aforados a través del cálculo de una función objetivo que mide la bondad de ajuste entre ambas series. Este proceso se repite hasta que los parámetros propuestos den como

resultado una serie de aportaciones lo más semejante posible a los datos registrados en la estación de aforo, a este proceso se le denomina proceso de *pre-calibración del modelo superficial*, que se ejecutará tantas veces como sea necesario hasta que se cumpla el criterio de parada establecido en el método de optimización utilizado. Este procedimiento se analiza a detalle en el Capítulo 4 de esta tesis.

En este modelo, a diferencia de lo planteado en los capítulos anteriores se reducirá la formulación a la parte que genera escorrentía superficial, eliminando del modelo las celdas que representan el almacenamiento subterráneo (Figura 49). El cual se sustituirá en el paso siguiente por un modelo más detallado del flujo en el acuífero, este proceso constituye la fase 3 de la metodología propuesta.



**Figura 49.** Representación del esquema conceptual del modelo superficial eliminado la celda profunda.

#### 6.3.2.1.1 Configuración del modelo para su calibración (*pre-calibración*).

La pre-calibración se realizó para las 7 subcuencas definidas por las estaciones de aforo seleccionadas desde su parte más alta de la cuenca y hasta el embalse El Vicario. En la Figura 48 se muestra la localización

de las estaciones de aforo seleccionadas, así como las aportaciones naturales que se incluyen en cada subcuenca.

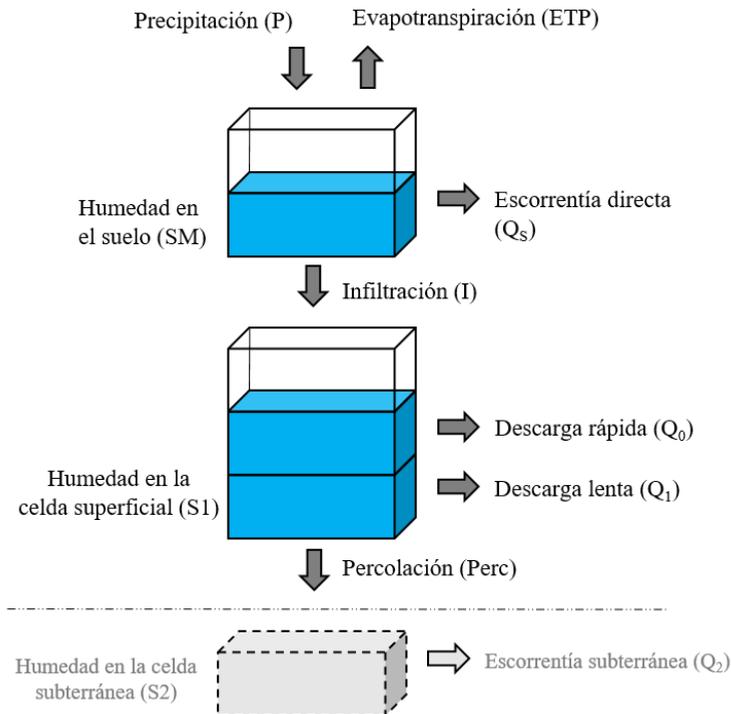
En la Tabla 20 se enlistan los nombres y superficies de las subcuencas de calibración que conforman el modelo, así como el código de la estación de aforo asociado a cada zona de captación.

**Tabla 20.** Características de las subcuencas de calibración definidas en la cuenca del Alto Guadiana.

Subc.	Código ROEA	Río y lugar	Superficie (km <sup>2</sup> )
1	4201	Gigüela en Quintanar de la Orden	1,013
2	4202	Río Gigüela en Villafranca de Los Caballeros	2,986
3	4224	Río Záncara en El Provencio	2,677
4	4004	Río Guadiana en la Cubeta	1,100
5	4205	Río Zancara en Alcazar	3,218
6	4904	Río Cigüela en Villarrubia	3,173
7	4102	Río Azuer en Daimiel	1,154

Las relaciones entre las componentes superficial y subterránea en los puntos de aforo determinados en la Fase 1 de la metodología, se consideran en este punto. Las subcuencas cuyas estaciones de aforo no registren aportación subterránea en los datos medidos, se calibrarán sin considerar la celda subterránea. Si la estación de aforo registra aportación subterránea en los datos aforados, entonces la celda subterránea debe ser considerada en la calibración de la subcuenca correspondiente. En este caso solo la estación 4004 (Río Guadiana en la Cubeta) se encuentra influenciada con aportaciones provenientes de la componente subterránea.

El modelo de flujo superficial seleccionado, es el modelo de origen sueco HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) (Bergström, 1995), es un MPE de 8 parámetros aplicado de forma semidistribuida. Este modelo ha sido seleccionado porque tiene una celda intermedia que simula la escorrentía subterránea rápida al río y esto permite realizar la calibración del modelo sin considerar la celda subterránea y posteriormente sustituirla un modelo distribuido del acuífero. En la Figura 50 se muestra el esquema de simulación del modelo HBV suprimiendo la celda profunda. La formulación matemática detallada del modelo HBV se encuentra descrita en el Anexo B. Ahí se pueden consultar también, los nombres de los parámetros y las variables de estado involucradas en el proceso calibración del modelo.



**Figura 50.** Representación conceptual del modelo HBV. La parte sombreada corresponde con la celda profunda que se reemplaza por un modelo de flujo subterráneo distribuido (Adaptado de Paredes-Arquiola et al., 2017)

La ejecución del modelo HBV se realizó a través del módulo para la Evaluación de los Recursos Hídricos *Evalhid* (Paredes-Arquiola et al., 2017) cuya descripción detallada se encuentra en el Capítulo 3 de esta tesis.

### Datos básicos de simulación

Los datos necesarios para la simulación de los caudales deben cumplir, en la medida de lo posible, con tres características básicas, deben ser suficientes, fiables y lo más recientes posible. Los insumos o datos de entrada al modelo son los siguientes:

- Series de precipitación.
- Series de evapotranspiración.
- Superficies.
- Series de caudales aforados (u observados) descritos en la primera fase de la metodología.

Las series de precipitación (P) y temperatura (T) se obtuvieron de la base de datos de Spain02 (Herrera et al., 2012) desarrollada por la

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y el grupo de Meteorología de Santander en España. Spain02 (en su versión 4). Las series de evapotranspiración potencial (ETP), se calcularon utilizando el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985). La escala temporal de simulación es diaria, al igual que la resolución temporal de los datos de ingreso, pero los resultados se presentan en agregación mensual.

Por su parte, las series de caudales observados se obtuvieron del Anuario de Aforos de la Red Oficial de Estaciones de Aforos (ROEA) del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente del Gobierno de España (MAPAMA).

#### *6.3.2.1.2 Proceso de calibración del modelo de flujo superficial*

El proceso de calibración (denominada pre-calibración en esta fase) consiste en estimar los parámetros efectivos del modelo de flujo superficial con el objetivo de reproducir, lo más fielmente posible, las aportaciones registradas en las estaciones de aforo para un periodo determinado.

En el esquema general de la Figura 47 se observa el procedimiento para la calibración del modelo de flujo superficial. Sin embargo, el proceso puede resumirse en los siguientes pasos:

1. Análisis de la ubicación geográfica y disponibilidad de datos en las estaciones de aforo para la delimitación de las subcuencas de calibración.
2. Análisis de la calidad y cantidad de los datos de precipitación, temperaturas.
3. Delimitación del periodo de calibración y validación del modelo, en función de la disponibilidad de los datos de caudales, precipitaciones y temperaturas.
4. Determinación de los parámetros iniciales del modelo.
5. Ejecución de las ecuaciones del modelo.
6. Ejecución del algoritmo de optimización para el cálculo de los parámetros efectivos del modelo y cálculo de la función objetivo.
7. Determinación de los parámetros efectivos del modelo y cálculo de las aportaciones en la cuenca.

El proceso para la estimación de los parámetros efectivos se hace a través de la herramienta de calibración automática *CalEv* descrita en el Capítulo 4 de esta tesis y cuyo manual de usuario puede encontrarse en el Anexo A. El calibrador ejecuta el algoritmo HLR (García-Romero et al., 2019) y a través de la maximización de una FO compuesta (Ecuación 1) estima el conjunto de parámetros efectivos.

$$\text{Maximizar } FO(\theta) = (w_1 \text{NSE}(\theta) + w_2 \ln \text{NSE}(\theta) + w_3 r(\theta) + w_4 \text{MS}(\theta)) \quad [7]$$

Dónde  $\theta$  representa el conjunto de parámetros del modelo precipitación-escurrentía, y  $w_1 \dots w_4$  indican el peso que cada índice representa sobre el cálculo de la función objetivo total ( $FO(\theta)$ ). Para este caso los pesos se han considerado iguales, con un valor de 0.25 cada uno, por lo que el valor óptimo de la  $FO$  será el que se encuentre más cercano a la unidad.  $NSE$  es coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe,  $\ln NSE$  la transformación logarítmica del coeficiente de Nash-Sutcliffe,  $r$  es el coeficiente de correlación de Pearson y  $MS$  es la simetría de medias. Las expresiones matemáticas que define cada índice de bondad de ajuste encuentran detalladas en el Capítulo 3 de esta tesis.

#### 6.3.2.2 Pre-calibración del modelo de flujo subterráneo

Siguiendo el esquema metodológico de la Figura 47, una vez calibrado el modelo superficial, una de las salidas del modelo de flujo superficial es la serie de infiltraciones que representa los volúmenes de agua que se entregarán como recarga al acuífero.

A partir de estos valores y el establecimiento de un conjunto de parámetros iniciales para el modelo de flujo subterráneo, se inicia la calibración singular del modelo de flujo subterráneo. También, si el periodo de calibración corresponde con una época en que el acuífero está en explotación, será necesario disponer de series de datos de extracciones por bombeo y recargas inducidas (no procedentes del proceso natural de lluvia).

Para la calibración de los parámetros del modelo. Establecidos los datos de contraste (caudales esperados de descarga superficial y series de niveles piezométricos de control) y los parámetros iniciales, se deben ejecutar las ecuaciones del modelo de flujo subterráneo para calcular la serie de niveles piezométricos en los puntos de interés, generalmente elegidos en función de la disponibilidad de datos aforados tomados de la red de piezometría de la zona. Al igual que en el modelo de flujo superficial, una vez ejecutadas las ecuaciones de flujo, se estudia la similitud de ambas series piezométricas a través del cálculo de una FO. El proceso termina cuando se logre un ajuste aceptable entre la piezometría simulada y la observada.

El modelo de flujo subterráneo utilizado, es un modelo de diferencias finitas resuelto mediante el método de los autovalores (Sahuquillo, 1983) que permite simular de manera lineal la respuesta de acciones externas sobre caudales y niveles piezométricos en el acuífero. Se ha seleccionado el método de autovalores, por permitir rapidez en el

cálculo y porque agiliza el uso combinado de las ecuaciones de flujo con otros modelos, en este caso con un modelo de flujo superficial. La solución presenta importantes ventajas computacionales (Andreu & Sahuquillo, 1987) y se ha empleado en modelos complejos de gestión del uso conjunto con paso mensual mediante el sistema soporte de decisión AQUATOOL (Andreu et al., 1996).

Como punto de partida del modelo de flujo subterráneo se utilizó un modelo existente del acuífero para la cuenca del Guadiana desarrollado por la Confederación Hidrográfica del Guadiana en Modflow (CHG, 2015). Posteriormente esta primera aproximación ha sido trasladada y configurada para el método de autovalores y su posterior pre-calibración como parte de la metodología propuesta.

#### *6.3.2.2.1 Configuración del modelo para su calibración (pre-calibración)*

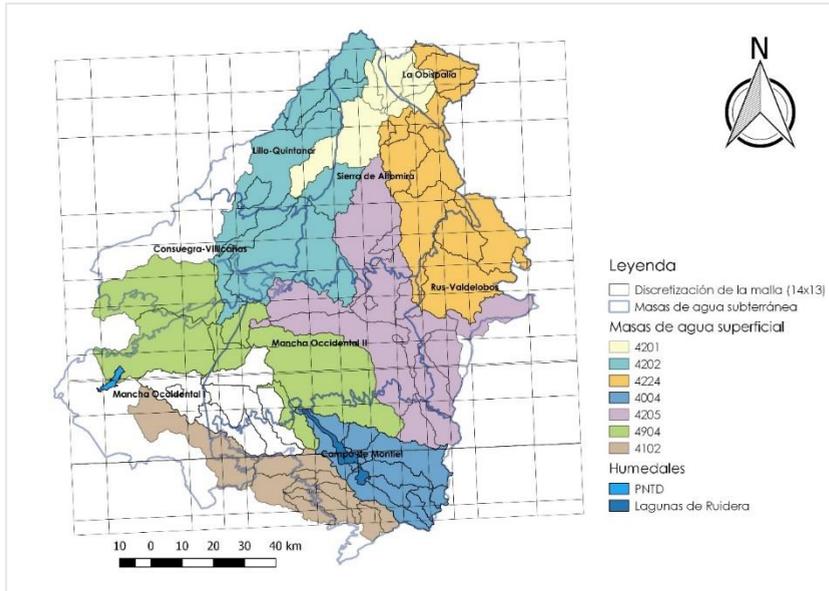
La configuración del modelo de simulación flujo subterráneo se lleva a cabo integrando las características geométricas e hidrogeológicas del acuífero en las ecuaciones del modelo a través de la información y los datos disponibles.

#### ***Datos geométricos***

Para ello, el acuífero se discretiza en celdas que permiten asignar propiedades diferentes a cada una. En la Figura 51 se muestra la discretización por celdas de la zona de estudio a partir de una malla rectangular compuesta por 14 filas y 13 columnas con dimensiones diferentes seleccionadas a partir de las condiciones particulares en cada caso, cuanto más fina sea la malla, mayor detalle en la simulación.

La Figura 51 muestra la relación que existe entre la configuración del sistema superficial, el sistema subterráneo y la discretización de la malla. De esta relación se determinan las masas de agua superficial que recargan al acuífero. En función de esta discretización se le asigna un número a cada celda, que permitirá determinar propiedades específicas a cada una. La discretización del tamaño de la malla se hace de manera uniforme en todas las capas, numerando únicamente las celdas activas, partiendo de la primera localizada a la izquierda en la capa 1 y hasta la última celda activa de la tercera capa, obteniendo un total de 307 celdas (Ver detalle en el Anexo E).

## Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos



**Figura 51.** Desertización de la malla rectangular para el método de los autovalores. Configuración de la cuenca del Alto Guadiana para el Sistema superficial y subterráneo.

Las dimensiones de la malla y la superficie de cada celda que se calcula multiplicando el alto de la celda por su ancho, se muestran en la Figura 52. En la configuración del modelo se deben distinguir tres tipos de celdas, las celdas tipo 0, tipo 1 y tipo 2. Las primeras, son celdas inactivas (no tienen influencia en el modelo); las celdas tipo 1, representan celdas activas; y las celdas tipo 2, son celdas de nivel constante igual a cero o de conexión específica.

	Columnas	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Filas</b>	<b>Dim (m)</b>	11300	26900	10600	7700	22500	9600	9000	9400	8700	7700	7700	19300	15000
1	12600	0	0	0	0	0	0	113	118	110	97	97	0	0
2	12600	0	0	0	0	0	121	113	118	110	97	97	0	0
3	25000	0	0	0	193	563	240	225	235	218	193	193	0	0
4	10600	0	0	112	82	239	102	95	100	92	82	82	205	0
5	10500	0	282	111	81	236	101	95	99	91	81	81	203	158
6	9100	0	245	96	70	0	87	82	86	79	70	70	176	137
7	15100	0	0	0	116	340	145	136	142	131	116	116	291	227
8	8200	93	221	87	63	185	79	74	77	71	63	63	0	0
9	500	6	13	5	4	11	5	5	5	4	4	4	0	0
10	11000	124	296	117	85	248	106	99	103	96	85	85	0	0
11	15500	0	417	164	119	349	149	140	146	135	119	119	0	0
12	100	0	3	1	1	2	1	1	1	1	1	1	0	0
13	18200	0	0	193	0	0	0	164	171	158	140	140	0	0
14	4700	0	0	0	0	0	0	42	44	41	36	0	0	0

**Figura 52.** Delimitación del modelo de autovalores. La fila cero representa el ancho (m) de cada celda en la dirección x. La columna cero representa la altura (m) de cada celda en la dirección y. El interior de las celdas muestra la superficie en km<sup>2</sup> calculada multiplicando el ancho por la altura en cada celda.

En la Figura 52, las celdas sin sombreado y con valor 0 (cero) representan las celdas inactivas (tipo 0), las celdas azul oscuro representan celdas de nivel constante (tipo 2) y las restantes son las celdas activas (celdas tipo 1). Las celdas de nivel constante se emplean para considerar las salidas de los acuíferos del Alto Guadiana hacia el río Guadiana. Además, se ha incluido en las proximidades de la masa de agua Rus-Valdelobos, tres celdas que representan la afección de los bombeos de la Mancha Oriental (representadas en color rojo en la Figura 52).

Los colores de las celdas activas coinciden con el de la masa de agua superficial que recarga el acuífero. En la Tabla 21 se muestran las superficies totales por masa de agua.

**Tabla 21.** Superficies de las masas de agua que recargan el acuífero.

Masa de agua superficial que recarga al acuífero			Superficie (km <sup>2</sup> )
	4201	Quintanar de la Orden	1,270
	4202	Villafranca de los Caballeros	2,181
	4224	Provencio	2,222
	4904	Villarrubia	3,188
	4205	Alcazar	2,665
	4004	La Cubeta	979
	4102	Daimiel	1,572
Total			14,076

De acuerdo con las formaciones geológica del acuífero (descritas en el apartado 6.2.4 “*Hidrogeología*”), se pueden distinguir tres capas, lo que se traduce en términos de la modelación como un modelo multicapa. La capa 1 es la más superficial, por debajo encontraremos la capa 2, y finalmente la capa 3 que es la más profunda en el acuífero. La discretización del tamaño de la malla se hace de manera uniforme en todas las capas, considerando únicamente las celdas activas. El espesor de cada capa se obtiene a partir de los estudios geológicos que caracterizan la zona de estudio. En el Anexo E se muestra la matriz de espesores y la descripción detalladas de este proceso.

### ***Parámetros hidrogeológicos***

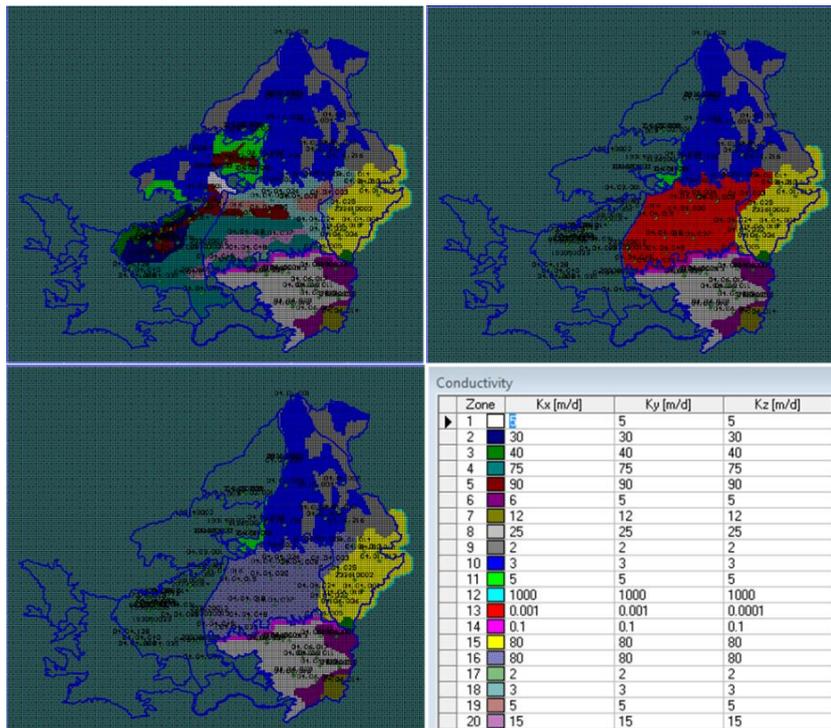
Entenderemos como parámetros hidrogeológicos del acuífero, la permeabilidad, los coeficientes de almacenamiento y las conductividades de contacto río-acuífero. Inicialmente, el modelo requiere un conjunto de valores para estos parámetros que posteriormente se ajustarán en el proceso de calibración.

En este caso, los parámetros hidrogeológicos iniciales, se obtuvieron a partir de un estudio previo de las masas de agua subterránea

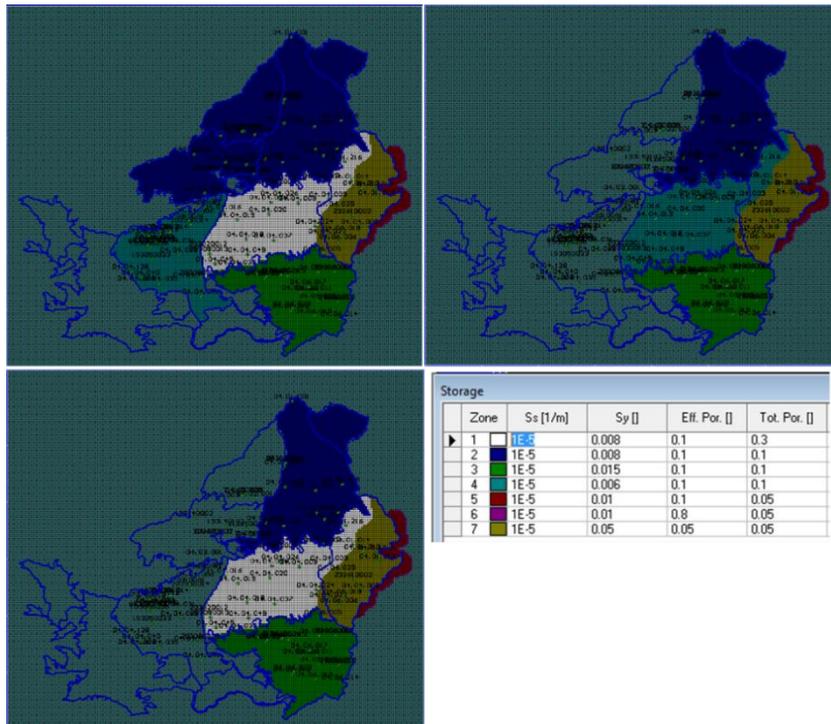
## Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos

involucradas en la CAG (CHG, 2015), resuelto por el método de diferencias finitas en el módulo de simulación de flujo subterráneo Modflow (Harbaugh, 2005).

Las Figura 53 y Figura 54 muestran los valores de permeabilidad o conductividad hidráulica (en las direcciones de flujo  $K_x$ ,  $K_y$  y  $K_z$ ) y los coeficientes de almacenamiento para las tres capas, respectivamente (el detalle de los valores asignados a cada celda en la matriz del método de los autovalores se muestra en el Anexo E.



**Figura 53.** Permeabilidad extraída del módulo Modflow. La permeabilidad está dada para las tres direcciones de flujo  $K_x$ ,  $K_y$  y  $K_z$ , y para las tres capas que componen el acuífero. Las unidades están dadas en metros por día (m/d). Fuente: Confederación Hidrográfica del Guadiana (CHG, 2015).



**Figura 54.** Valores del coeficiente de almacenamiento extraídos del modelo Modflow para las tres capas. Fuente: Confederación Hidrográfica del Guadiana (CHG, 2015).

### Acciones elementales

En el modelo de autovalores las unidades de bombeo y la recarga en el acuífero están definidas como *acciones elementales*. Para incorporarlas en la configuración del modelo es necesario identificar el conjunto de celdas sobre las que se ejerce la acción elemental y definir el porcentaje de la acción que corresponde en cada celda a partir de coeficientes de reparto. En función de las características del acuífero y de las profundidades de los pozos de extracción se ha determinado que la acción de los bombeos se reparte entre las capas 1 y 3, con un 80% y 20% respectivamente. Para mayor detalle consultar el Anexo E de esta tesis.

### Condiciones de contorno no lineales

Las condiciones de contorno no lineales definidas en el modelo incluyen los siguientes supuestos:

- Nivel externo constante distinto de cero.

- Nivel externo tipo río. Que, a diferencia del anterior, el aporte del agua del río al acuífero se hace constante con el nivel piezométrico por debajo de una cota establecida.
- Nivel externo tipo manantial. En este caso solo se considera que hay salida de caudal del acuífero al río, pero no al revés.

En este caso se han definido condiciones de contorno para un total de 11 celdas en función de los supuestos descritos anteriormente. Dado que la justificación de la consideración de cada celda de contorno es extensa, esta descripción se muestra en el Anexo E.

La descripción detallada de la configuración del modelo de flujo subterráneo y las matrices de datos utilizadas en el proceso de cálculo se pueden consultar con detalle también en el Anexo E.

#### *6.3.2.2.2 Proceso de calibración del modelo de simulación del flujo subterráneo*

Una vez que se ha recopilado toda la información necesaria y se ha realizado la configuración que tendrá el acuífero, el siguiente paso será la calibración. La aplicación del método de los autovalores permite integrar en un único modelo las transferencias entre las distintas celdas en las que se ha discretizado el acuífero, reflejar el efecto de las extracciones producidas por los bombeos, así como plantear escenarios futuros, pero para lograrlo es necesario estimar el valor de los parámetros obtenidos.

A manera de síntesis, el proceso de calibración queda descrito en los siguientes pasos:

- 1 Definición de las características geométricas del acuífero mediante la configuración de una malla de diferencias finitas o elementos finitos adaptada a la forma del acuífero.
- 2 Análisis, ubicación geográfica y disponibilidad de series medidas de niveles piezométricos (piezometría de referencia).
- 3 Definición de las características hidrogeológicas del acuífero (permeabilidades, espesor del acuífero, coeficiente de almacenamiento) y de las condiciones de contorno e iniciales.
- 4 Definición de acciones elementales, como son la recarga y los bombeos.
- 5 Definición del periodo de calibración y validación del modelo en función de la calidad y disponibilidad de los datos anteriores.
- 6 Definición de los parámetros de control.
- 7 Ejecución de las ecuaciones del modelo.
- 8 Ejecución del algoritmo de optimización para el cálculo de los parámetros efectivos del modelo y cálculo de la FO.

9 Determinación de los parámetros efectivos del modelo y obtención de la información de salida del modelo.

El proceso para la estimación de los parámetros efectivos se hace a través de un proceso iterativo que busca minimizar la función objetivo que se describe en la Ecuación (8), variando los parámetros iniciales del modelo (espesores, conductividades o alturas iniciales).

$$\text{Minimiza } FO(\theta) = \frac{(P_{sim} - P_{ref})^2}{P_{ref}} \quad [ 8 ]$$

Dónde  $\theta$  representa el conjunto de parámetros del modelo de flujo subterráneo,  $P_{sim}$  y  $P_{ref}$  representan la piezometría calculada por el modelo y la piezometría de referencia, respectivamente.

El periodo de calibración del modelo coincide con el periodo de calibración del modelo superficial, de octubre de 1975 a septiembre de 2015. Los resultados de la calibración del modelo se analizan en el *Apartado 6.5* de este capítulo.

### ***6.3.3 Fase 3: conexión entre el modelo de flujo superficial-subterráneo***

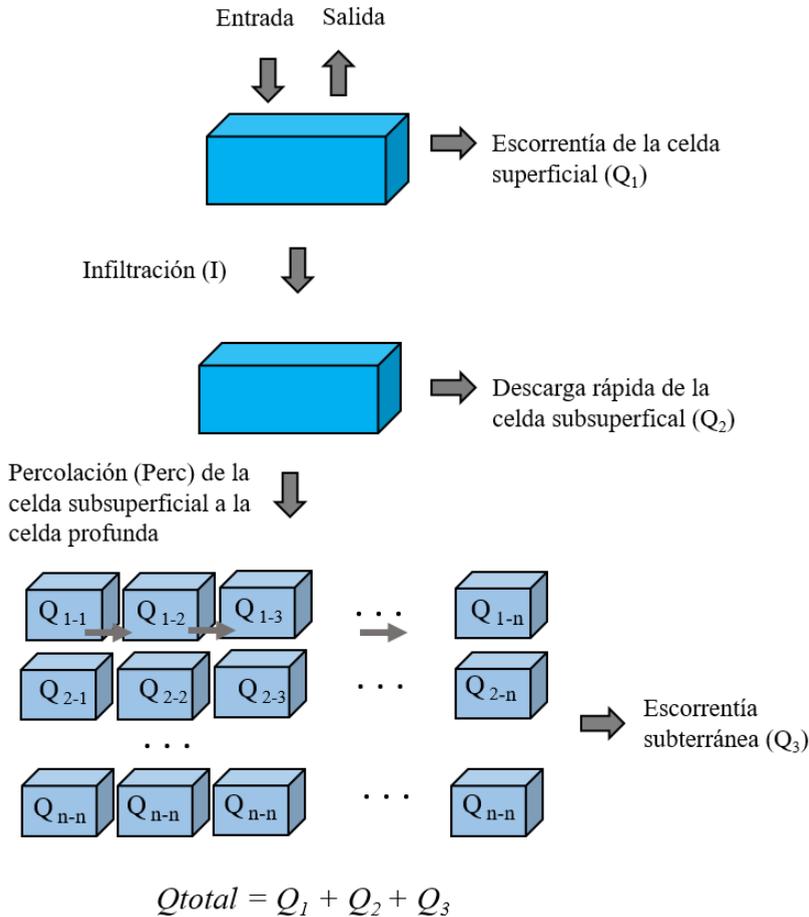
El enlace entre el modelo de flujo superficial y el subterráneo es la infiltración. Ésta es una de las salidas del primero y la entrada al segundo. Si la estimación de la variable de infiltración en el modelo flujo superficial se hace de manera incorrecta, por consecuencia, también se presentarán fallos en el sistema subterráneo.

La calibración separada de modelo superficial sin el modelo subterráneo tiene un “grado de libertad” en la componente de flujo entre ambas zonas. Por ejemplo, una calibración automática del modelo superficial podría dar como resultado un volumen sobreestimado de evapotranspiración, a la vez que una escasa infiltración. Este error se traduciría en una aportación insuficiente del acuífero. La conexión de los modelos ha de detectar estas inconsistencias para corregirlas.

Lograr una calibración aceptable en el modelo subterráneo, de manera indirecta, también indica que los parámetros efectivos estimados en la fase de calibración del modelo superficial son adecuados, al aportar los volúmenes de recarga correctos que son el punto de partida del modelo subterráneo. Si, por el contrario, durante el proceso de calibración del modelo subterráneo no es posible llegar a una calibración aceptable variando únicamente los parámetros del modelo de flujo subterráneo,

entonces será necesario volver al modelo de flujo superficial y proponer un conjunto de parámetros distinto que altere la infiltración profunda, y permita el ajuste de ambos sistemas.

La Figura 55 muestra la implementación del modelo subterráneo distribuido en el modelo de flujo superficial.



**Figura 55.** Acoplamiento del modelo de flujo superficial y el modelo distribuido de simulación de la componente subterránea.

La aplicación concatenada de los modelos de flujo superficial y flujo subterráneo, fue posible a través de dos módulos informáticos, *Evalhid* (Paredes-Arquiola et al., 2017) y *Aquival* (Solera, 2017), respectivamente. Ambos integrados en el Sistema de Soporte a la Decisión (SSD) AQUATOOL (Andreu et al., 1996).

La descripción del módulo *Evalhid* se puede consultar el capítulo 4 de esta tesis. Por su parte la descripción del módulo *Aquival*, se puede

consultar en el capítulo de 3 y en la dirección electrónica <https://aquatool.webs.upv.es/aqt/manuales>.

## **6.4 Discusión y análisis de resultados**

En este apartado se presentan los resultados obtenidos a partir de la aplicación de la metodología mostrada en la Figura 47 en la CAG.

### ***6.4.1 Resultados de la calibración del modelo de flujo superficial***

Recordemos que la primera fase de la metodología planteada en este capítulo, consiste en la estimación de los parámetros del MPE HBV. En su conceptualización matemática, este modelo considera al acuífero como un depósito unicelular como celda profunda donde se almacena el volumen de agua que se infiltra en un intervalo de tiempo definido. En cuencas con poca o nula influencia de la componente subterránea sobre el sistema superficial, este planteamiento puede ser suficiente para la estimación de la disponibilidad hídrica en la cuenca. Sin embargo, en este caso, donde la componente subterránea mantiene complejas relaciones con el sistema superficial, esta conceptualización no es suficiente y por ello se ha propuesto la incorporación de un modelo de flujo subterráneo por diferencias finitas para la simulación del acuífero. Este hecho da lugar a un proceso de calibración integral entre ambos sistemas (superficial y subterráneo).

Se llevó a cabo la calibración de las siete subcuencas delimitadas en el sistema superficial mostradas en la Figura 48. De acuerdo con la metodología propuesta en este trabajo (Figura 47), el modelo de flujo superficial no se considera calibrado hasta que se logre un buen ajuste también en el modelo de flujo subterráneo. Si siguiéramos el método tradicional, una vez que se ha estimado la recarga, los únicos parámetros que pueden cambiar son los que controlan el modelo subterráneo (que son de hecho parámetros que tienen una mayor incertidumbre que los de los modelos superficiales, ya que, al ser características del subsuelo, resulta mucho más compleja su medición) asumiendo que la recarga estimada por el modelo superficial es un dato de entrada y, por tanto, no cambia.

En la calibración de la CAG aplicando la metodología propuesta, fue necesaria la recalibración del sistema, todas ellas eran numéricamente válidas (concepto de equifinalidad) de acuerdo con los valores sugeridos en Moriasi et al. (2007), pero con una serie de recarga al acuífero distinta, que desde luego, produce una calibración del sistema

subterráneo diferente en cada caso. La necesidad de realizar una recalibración del modelo superficial se detectó cuando no se lograba un ajuste en el modelo subterráneo, a menos que se asignaran valores a los parámetros que no eran coherentes con la caracterización del acuífero.

Los valores de los parámetros obtenidos de la primera calibración del MPE, eran numéricamente válidos, y congruentes con las características hidrológicas de la zona. Sin embargo, al ingresar la serie de recarga al modelo subterráneo, y la posterior búsqueda de los parámetros de calibración del mismo, no se logró un ajuste aceptable entre la piezometría simulada y la de referencia. Con ello, fue necesario volver a la calibración del modelo superficial, donde se detectó una ligera sobreestimación de los caudales en un periodo determinado.

Con el fin de generar una serie de recarga que permitiera un mejor ajuste en el acuífero, en la recalibración del modelo superficial se hizo una consideración en las variables que intervienen en el cálculo de la aportación subterránea ( $Q_2$ ):

$$Q_2 = k_2 \times S2_{t-1} \quad [9]$$

Donde  $k_2$  representa el parámetro de descarga a la celda subterránea y  $S2$  representa la humedad en la celda subterránea en el tiempo  $t$ .

Esta consideración proviene del análisis del comportamiento de las series, donde se dedujeron las relaciones existentes entre la componente superficial y la subterránea en los puntos donde se realizan los aforos. Bajo este supuesto se propuso separar del modelo HBV la infiltración profunda que pasa al modelo de simulación detallada del flujo en el acuífero.

Con base en ello, se detectó que la única subcuenca que cumple con dicha condición es la subcuenca 4004 (Río Guadiana en la Cubeta). Por tanto, para las subcuencas 4201, 4202, 4224, 4205, 4102 y 4904, la aportación subterránea no se tomó en cuenta. En la tercera calibración, además de omitir la componente subterránea fue necesario limitar el valor del parámetro de la capacidad de campo, ya que al dejar de lado el cálculo de la aportación subterránea este parámetro adquiriría valores por encima de los que le corresponden a las cuencas de acuerdo con las características del suelo.

La Figura 56 muestra los resultados de la calibración para la subcuenca 4201. La calibración del resto de las subcuencas y el valor calculado de la FO, se encuentran en el Anexo D. El periodo de calibración utilizado en cada subcuenca fue seleccionado en función de la disponibilidad de

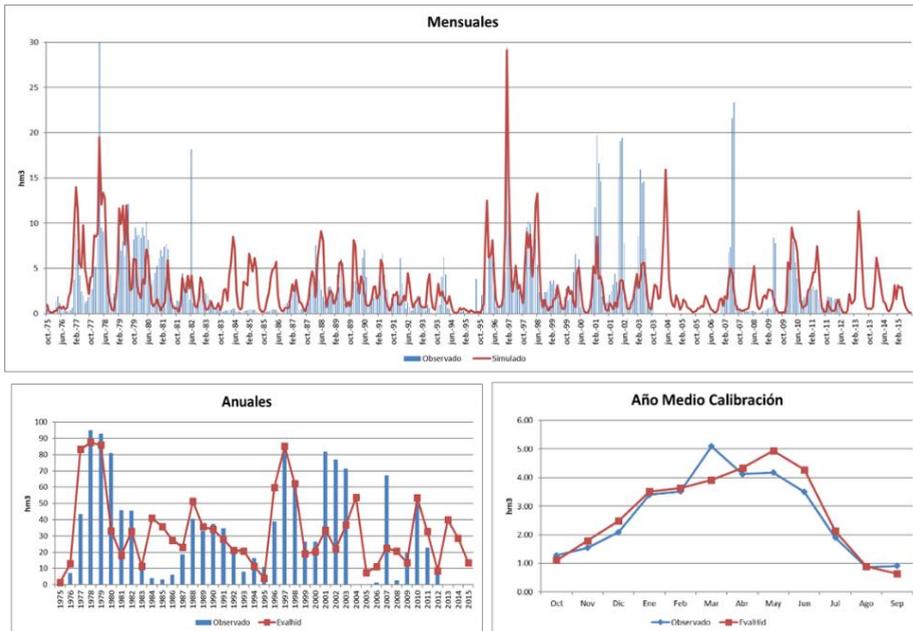
## Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos

los datos en las estaciones de aforo (siempre intentando utilizar el máximo periodo posible en cada caso). En general el periodo seleccionado fue de 1975-2015 para 5 de las 7 subcuencas, exceptuando la subcuenca 4224 y 4201, donde el periodo seleccionado fue 1976-2012 debido a la carencia de los datos.

Los parámetros efectivos calculados para el MPE y las condiciones iniciales de simulación, se muestran Tabla 22.

**Tabla 22.** Parámetros efectivos del modelo precipitación-escorrentía HBV para cada subcuenca.

Subc.	Parámetros								Condiciones iniciales		
	Beta	FC	PWP	L <sub>max</sub>	K <sub>0</sub>	K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>perc</sub>	Ho	S1	S2
4201	1.4	350	315	65	0.61	0.02	-	0.06	100	2	-
4202	4.7	350	315	65	0.61	0.02	-	0.01	100	2	-
4224	5.0	350	194	73	0.51	0.04	-	0.11	100	2	-
4004	1.8	328	131	66	0.30	0.03	0.02	0.55	0	0	10
4205	4.9	400	350	65	0.61	0.04	-	0.11	100	2	-
4904	3.3	302	90	47	0.39	0.20	-	0.21	100	2	-
4102	3.3	250	56	45	0.26	0.02	-	0.11	100	2	-



**Figura 56.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4201.

En general, para todas las subcuencas se obtuvo un buen ajuste entre la serie de aportaciones simulada y los datos aforados. Sin embargo, hay que mencionar que, dada la complejidad que se desarrolla en toda la CAG, la naturaleza de los datos aforados es incierta, y con ello la calibración de los modelos también se vuelve complicada. Los valores encontrados para las funciones objetivo, demuestran que en la mayoría de los casos las calibraciones resultaron ser desde satisfactorias hasta excelentes (Moriassi et al., 2007).

#### ***6.4.2 Resultados de la calibración del modelo de flujo subterráneo.***

Para la calibración del modelo subterráneo se tomó como base un modelo del acuífero previamente construido y calibrado en la herramienta Modflow, utilizado en la Confederación Hidrográfica del Guadiana. A partir de los valores de este modelo, se propusieron los valores iniciales para la calibración del modelo de autovalores, realizando así, una recalibración de los siguientes parámetros:

- Los espesores de las celdas de la capa 1 de las distintas masas de agua subterráneas, debido a su funcionamiento como acuífero libre.
- El espesor de las celdas de nivel constante que reflejan las salidas hacia el río Guadiana en el entorno del PNTD, y su conductividad.
- En el caso de las celdas de drenaje emplazadas en las masas de agua de Consuegra-Villacañas, Sierra de Altomira y Mancha Occidental II, los valores de la conductancia en conexión con el nivel del manantial y de los niveles en las celdas (en metros).

La estimación de los valores de los parámetros, se definen a partir de la comparativa entre la piezometría de referencia y la piezometría media calculada en las celdas definidas para la calibración por masa de agua subterránea. En la Figura 57 se muestran los piezómetros seleccionados en el proceso de calibración. En la Tabla E1 (Anexo E), se presenta la relación entre los piezómetros utilizados para la calibración por masa de agua subterránea y las celdas del modelo de autovalores que corresponden a cada una. El periodo utilizado para la calibración es de 40 años (1975-2015).

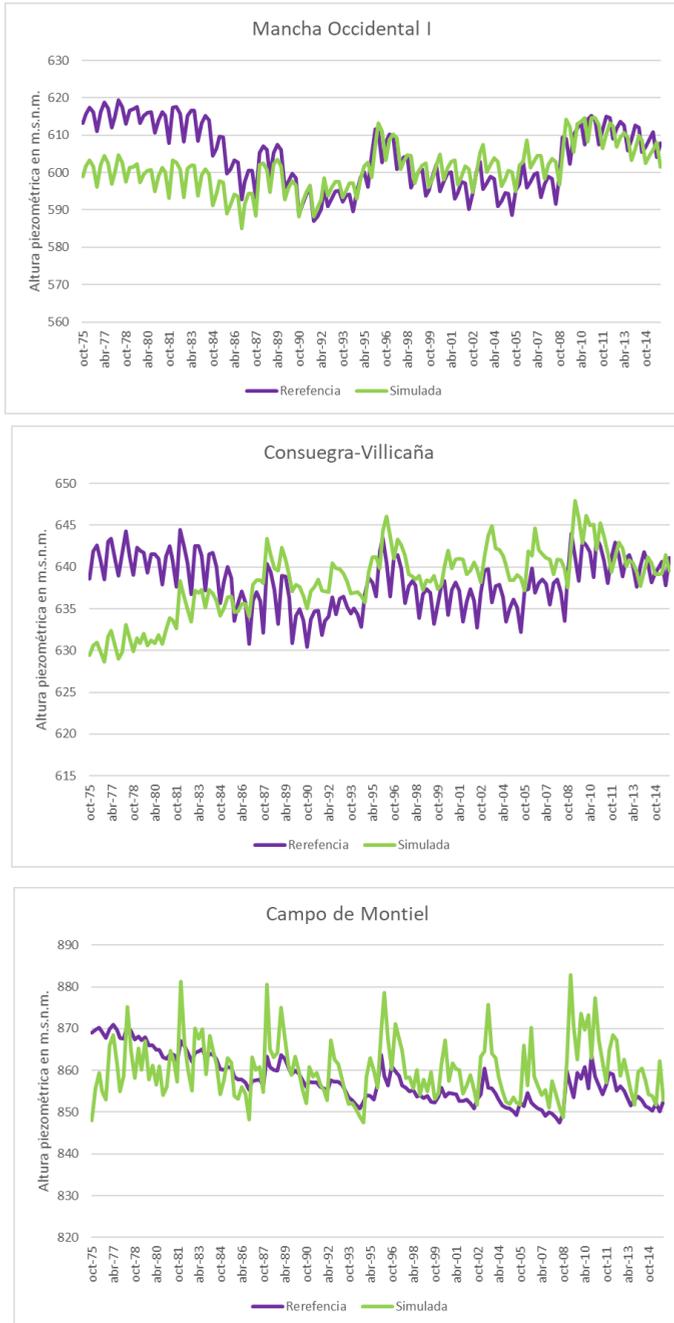
El valor estimado de los parámetros calibrados para el modelo de autovalores se muestra en la E2 del Anexo E.



**Figura 57.** Esquema de situación de los piezómetros empleados en la calibración del modelo de autovalores.

En la Figura 58 se muestran los resultados obtenidos de la calibración para la masa de agua subterránea Mancha Occidental I. El resto de las gráficas de calibración pueden consultarse en el Anexo E. En general, para las MASb de Consuegra-Villicaña, Mancha Occidental I y Campo de Montiel, se considera que se ha logrado un buen ajuste. En el caso de las masas de agua Lillo-Quintanar y La obispalía, el gráfico de calibración muestra dos líneas bastante separadas, esto se debe a que los piezómetros utilizados en la fase de calibración son los que corresponden con los de la masa de agua Sierra de Altomira, ya que la zona carece de piezómetros en ambas zonas, lo que puede observarse en la Figura 57. Sin embargo, no podemos considerar que el ajuste sea malo, dado que los resultados comparados se corresponden a zonas bastante separadas, y de acuerdo con el signo de la diferencia obtenida, es lo esperable para estas zonas debido a su posición relativa con otras masas de agua. Los valores obtenidos de la función objetivo por masa de agua se encuentran en la Tabla E3 del Anexo E.

## Integración de sistemas subterráneos en la modelación hidrológica para la evaluación de recursos hídricos



**Figura 58.** Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Mancha Occidental I, Consuegra-Villicaña y Campo de Montiel. En el gráfico se contrastan las alturas piezométricas obtenidas del modelo de simulación de autovalores y la piezometría de referencia.

Para las masas de agua subterráneas de Sierra de Altomira, Mancha Occidental II y Rus-Valdelobos, no se ha logrado el ajuste esperado. Sin embargo, esta calibración puede mejorarse realizando un ajuste en las alturas piezométricas iniciales propuestas en el modelo, ya que recordemos, que estos valores fueron tomados directamente del modelo previamente calibrado en el Modflow. El objetivo de la mejora de las alturas iniciales queda fuera de los alcances metodológicos de este trabajo, pero quedará propuesta su mejora en los trabajos futuros resultantes de esta tesis.

### **6.5 Limitaciones y consideraciones de la metodología del uso conjunto un MPE y un modelo de flujo subterráneo**

La metodología desarrollada en este capítulo es sin duda de gran interés para resolver problemas de evaluación de recursos hídricos en sistemas cuya componente subterránea juega un papel importante dentro del sistema. Existe una gran incertidumbre asociada al modelo de simulación del flujo subterráneo implementado de manera conjunta con los MPE debido al número de parámetros que intervienen en el propio modelo que son también estimados, y las indeterminaciones derivadas del hecho de tratarse de un modelo subterráneo cuyas características y condiciones son difíciles de observar. Además, la incertidumbre aportada por la propia explotación del acuífero (bombeos, recargas inducidas, entre otros) son muchas veces inciertas.

Un aspecto que podría limitar los alcances de esta metodología se debe al hecho de partir de un modelo distribuido del acuífero previo y debidamente calibrado que permita obtener los parámetros utilizados en el método de los autovalores y así obtener resultados fiables.

### **6.6 Conclusiones**

En este capítulo se ha abordado el objetivo de la calibración de un modelo hidrológico para un sistema en que el flujo subterráneo contiene la mayor parte del recurso de la cuenca. Con la complejidad añadida de que el acuífero está en explotación, lo que resulta en un régimen influenciado de las aportaciones superficiales con cambios en las conexiones río-acuífero.

La primera dificultad que se plantea en este problema es la comprensión de los escasos datos disponibles para interpretar el proceso hidrológico que los origina.

Tradicionalmente esta dificultad se ha resuelto mediante la aplicación de un modelo hidrológico calibrado con datos de aforo que proporciona datos de recarga. Los cuáles serán posteriormente utilizados como entrada al modelo subterráneo que será calibrado con la piezometría del acuífero. En esta segunda calibración el proceso anterior es ignorado, e incluso se parametriza la recarga para la calibración, lo que desvincula totalmente ambos modelos. Esto constituye una clara inconsistencia en el balance, que genera errores en los balances generales de la cuenca.

Con esta investigación se propone un método de trabajo que mantenga la conexión y coherencia entre ambos modelos. Además, en conexión con el capítulo anterior sobre la modelación hidrológica de cuencas reguladas, puede ser necesario también conectar un modelo de gestión al proceso de calibración, si la gestión de las aguas superficiales tiene también un peso significativo en los datos de aforo disponibles. Esto es posible utilizando el módulo *Simges* al tener compatibilidad con los módulos *Aquival* y *Evalhid*.

La evaluación de los recursos hídricos en sistemas con complejas relaciones entre el sistema superficial y el sistema subterráneo requiere de una metodología que represente las relaciones existentes entre el sistema para la cuantificación correcta de los recursos en la cuenca.

La metodología propuesta en este trabajo permitió realizar una calibración integral de ambos modelos, ya que, al existir relaciones importantes en la cuenca, la simulación de ambos sistemas no debería analizarse de forma independiente.

Con la aplicación de esta metodología en un sistema con alteraciones antrópicas y con un alto grado de explotación de los recursos en la cuenca, se ha detectado que incluir todas las alteraciones a través de la restitución a régimen natural de los caudales o a través de los valores registrados en la red piezométrica, es sumamente complicado, además de que pasaría por la calibración de un modelo de flujo subterráneo. La integración del modelo de flujo superficial con el modelo subterráneo en un MSG permitiría representar y evaluar a detalle las alteraciones que suceden en el sistema, permitiendo inclusive, llevar a cabo ajustes en la calibración que permitan solventar los fallos obtenidos en esta etapa debidos a la omisión de alteraciones que suceden en el sistema.

La conexión entre un modelo de flujo superficial y un modelo de flujo subterráneo, y su integración dentro de un modelo para la simulación de la gestión, potencializa la aplicación de esta metodología en el análisis de escenarios futuros en el sistema.



# CAPÍTULO 7

## Conclusiones generales y líneas de investigación futuras

### 7.1 Conclusiones generales

La principal contribución de esta investigación se centra en una propuesta científico-técnica integral para enfrentar el problema de la evaluación de recursos hídricos a escala de cuenca, basada en la implementación de modelos precipitación-escorrentía (MPE) como instrumento principal. En ella se aborda todo el abanico de posibles problemáticas presentes en los sistemas de recursos hídricos, estos son: sistemas naturales o sin regulación, sistemas regulados con altos índices de explotación y sistemas con una fuerte influencia de la componente subterránea.

En esta tesis se han establecido exitosamente tres enfoques metodológicos distintos para la evaluación de los recursos hídricos en casos donde los métodos clásicos no habían sido suficientes, debido a la gran alteración hidrológica ocasionada por la gestión y a las interacciones entre las componentes de las cuencas. Esto permitió mejorar el proceso de la evaluación de los recursos hídricos en virtud de considerar las interacciones que realmente suceden en el sistema durante la transformación de la precipitación en escorrentía, tomando en cuenta el estado actual de los sistemas sin tener que restituir las condiciones de éstos a su estado natural que en ocasiones es incierto y lleno de suposiciones. Estos nuevos enfoques, permiten además la posibilidad de integrar los sistemas subterráneos en la evaluación de los recursos hídricos cuando éstos presenten una fuerte influencia en la disponibilidad de los recursos en la cuenca.

Del análisis de la aplicación de MPE con distintas formulaciones y complejidades, se concluye que la influencia en la selección del modelo es muy significativa para la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca, sobre todo en sistemas con grandes capacidades de regulación como el sistema de explotación del Júcar. También se demostró que la eficiencia de los MPE, en este caso, no tiene una relación directa con las condiciones de humedad o aridez de las cuencas, pero se observó que hay modelos que pueden representar mejor los caudales bajos o los caudales pico.

Se puede concluir que los modelos que demostraron mayor eficiencia durante los análisis planteados en las distintas metodologías, fueron los modelos GR4J y HBV, cuyo desempeño fue superior al resto tanto en las cuencas naturales como en el sistema de explotación del Júcar. La eficiencia de ambos modelos está basada en la capacidad de reproducir caudales con valores muy bajos, mismos que son realmente importantes para la evaluación y gestión de recursos hídricos, sobre todo cuando se presentan eventos de sequías. Definitivamente, la aplicación de más de un MPE es necesaria para mejorar la planificación y gestión de los recursos hídricos a escala de cuenca.

Adicionalmente, el análisis en la complejidad de los modelos utilizados en el proceso de modelización demostró que, una mayor complejidad del modelo no garantiza la obtención de mejores resultados. Dentro de la gran variedad de MPE, existen algunos que debido a su mayor complejidad permiten explorar etapas del ciclo hidrológico, que otros por tener formulaciones más simples, no son capaces. Esto permite obtener resultados distintos en función de los objetivos perseguidos. En este sentido, la complejidad del modelo debe estar ligada a la calidad y cantidad de los resultados demandados y de la información disponible.

También se determinó que la influencia de la escala temporal de los datos utilizados como series de entrada a los modelos y la escala de simulación es significativa. La formulación matemática de los modelos, generalmente está ligada a una escala temporal, pero las necesidades en la modelación han sugerido la implementación de los modelos con escalas temporales distintas. Un funcionamiento incorrecto de un determinado modelo en una escala temporal no idónea, puede llegar a mostrar calibraciones satisfactorias, pero sacrificando el sentido correcto de los parámetros y variables de estado del modelo. En este sentido la limitante de la disponibilidad de la información es un factor que debe tomarse en cuenta ante la selección del modelo hidrológico.

Los sistemas regulados son quizás los casos más comunes en la evaluación de los recursos hídricos a escala de cuenca. En la literatura, de hecho, existen muy pocas referencias que aborden este enfoque, y

por ello, en esta tesis se ha plasmado la metodología para la evaluación de recursos hídricos sistemas regulados y con altos índices de explotación. En los sistemas regulados, la metodología basada en la aplicación directa de los MPE utilizando como serie de referencia los caudales procedentes de la restitución de caudales a régimen natural, pueden dar buenos resultados siempre y cuando la información utilizada en dicha restitución sea suficiente en cantidad y calidad. Pero, esto último, es uno de los grandes problemas en la gestión de recursos hídricos, limitando en gran medida este proceso.

No obstante, la metodología basada en la conexión entre un MPE y un MSG en la cuenca, resultó ser un método muy eficiente que permite realizar la calibración del MPE de forma más completa considerando la situación y el estado actual de la cuenca al no tener que realizar el proceso de restitución de los caudales en régimen natural.

Esta investigación también aporta una metodología que permite la integración de un modelo distribuido de flujo subterráneo con un MPE para llevar a cabo la evaluación de recursos hídricos en cuencas donde existan importantes relaciones río-acuífero. Este enfoque sin duda contribuye a la mejora en la gestión del sistema ya que permite cuantificar los recursos disponibles con mayor certeza que el método clásico basado en la restitución de caudales a régimen natural y la aplicación directa de los MPE.

Otro de los aportes de esta tesis es el desarrollo y la propuesta de un algoritmo de optimización como técnica de calibración y validación de MPE: el algoritmo del Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR). Con base en los análisis planteados donde se utilizó este algoritmo y el SCE-UA como algoritmo de referencia, se logró concluir que la influencia de las técnicas de calibración en la eficiencia de los MPE es también significativa. La aplicación del algoritmo HLR resultó ser muy eficiente sobre todo en modelos con un elevado número de parámetros, reduciendo significativamente el tiempo utilizado en la etapa de calibración y obteniendo resultados iguales o mejores que los encontrados por el algoritmo de referencia seleccionado (SCE-UA). En esta investigación también se definieron los parámetros que deben asignarse al algoritmo HLR para su uso en la calibración del MPE, mismos que fueron determinados a través de un exhaustivo análisis de sensibilidad de parámetros.

Una aportación técnica importante de esta investigación, ha sido el desarrollo de un módulo informático que permite la calibración automática de MPE bajo las tres metodologías propuestas en esta investigación. Además de la implementación de dicho módulo en esta investigación, su uso se ha extendido recientemente a diversas empresas

consultoras para el desarrollo de estudios de evaluación de recursos hídricos. Como ejemplo de lo anterior se puede mencionar a la empresa TYPESA en el desarrollo de planes de cuenca en Turquía. La descripción de este módulo y el manual de usuario se pueden consultar en el Anexo A de esta tesis doctoral.

Los tres métodos desarrollados muestran avances significativos para la solución de tres problemas prácticos comunes y de gran interés. El hecho de que los métodos y las herramientas de simulación y calibración, se encuentren en un mismo entorno computacional (AQUATOOL) es una ventaja estratégica que facilita la interconexión entre los modelos y permite que sus ejecuciones se desarrollen integralmente.

La divulgación de los resultados parciales de la tesis se ha presentado en algunos trabajos tanto de revistas científicas como publicaciones de congreso. Los resultados más destacados se encuentran en:

- García-Romero, L., Paredes-Arquiola, J., Solera, A., Belda, E., Andreu, J., Sánchez-Quispe, S.T., (2019). Optimization of the multi-start strategy of a direct- search algorithm for the calibration of rainfall- runoff models for water-resource assessment. *Water* (Switzerland). <https://doi.org/10.3390/w11091876>. En este trabajo se desarrolló el algoritmo de búsqueda directa con lanzamientos múltiples Hipercubo Latino y Rosenbrock como técnica de calibración automática de MPE.
- En un trabajo de colaboración: Suárez-Almiñana, S., Solera, A., Andreu, J., y García-Romero, L., (2020). Análisis de incertidumbre de las proyecciones climáticas en relación a las aportaciones históricas en la Cuenca del Júcar. *Ingeniería del Agua (online)*. <https://doi.org/10.4995/Ia.2020.12149>, se implementó la metodología desarrollada en el Capítulo 5 de esta tesis doctoral para la calibración de la Cuenca del Júcar para evaluar la incertidumbre de proyecciones climáticas sobre las aportaciones del sistema.
- En García-Romero, L., Paredes-Arquiola, J., Solera, A., y Palop-Donat C. (2019). “Herramientas para la calibración de modelos precipitación escorrentía en cuencas altamente reguladas”. *VI Jornadas de Ingeniería del Agua*. Celebrado el 23 y 24 de octubre de 2019 en Toledo, España. Se presentó la metodología propuesta en el Capítulo, así como las herramientas técnicas que hacen posible su aplicación en cualquier sistema de recursos hídricos.

- García-Romero, L., Navarro-Farfán, M., M., Paredes-Arquiola, J., Solera, A. (2017). “Comparativa de un algoritmo evolutivo y uno de gradiente con lanzamiento múltiple en la calibración de modelos hidrológicos”. *5th Young Water Professionals Conference (5th IWA México)*, celebrado del 24 al 26 de mayo en Morelia, Michoacán, México.

## 7.2 Líneas futuras de investigación

Los objetivos de esta tesis doctoral han abierto importantes líneas de investigación y estudios futuros que podrían realizarse en aras de mejorar los nuevos enfoques metodológicos desarrollados, donde además de considerarse las características hidrológicas y climáticas de las cuencas, también se tienen en cuenta las interacciones que suceden en el sistema para la determinación de la disponibilidad de los recursos hídricos. Se han identificado los siguientes puntos:

- Un análisis posible, consiste en explorar la influencia de la resolución espacial de los modelos en la evaluación de los recursos hídricos utilizando modelos distribuidos y las metodologías propuestas en esta tesis. Este análisis supone un incremento significativo en los tiempos de simulación, pero valdría la pena evaluar si los resultados son mejores.
- Un aspecto que podría merecer un análisis adicional es el referente a la selección de la función objetivo en las diferentes casuísticas analizadas, así como la ponderación de los pesos asignados en cada caso en función de las características hidrológicas del sistema estudiado.
- Un análisis adicional consiste en modificar la metodología propuesta para el análisis de sistemas regulados considerando los cambios que sufre la infraestructura de regulación de los sistemas a través del tiempo, y tomando también en cuenta la variación temporal de las demandas.
- Explorar el enfoque del uso conjunto de MPE-modelo subterráneo-MSG. Este tema se ha propuesto metodológicamente pero no ha sido probado en los casos analizados.
- Particularmente, el enfoque utilizado en la evaluación de los recursos hídricos en sistemas con una componente subterránea compleja, se utilizó como base un modelo de flujo subterráneo ya existente. Sí se mejora este modelo, entonces los resultados obtenidos para este caso de estudio podrían mejorar sustancialmente.

- Los resultados obtenidos esta tesis abordan el problema de la calibración de MPE desde la perspectiva de la equifinalidad, realizando distintos análisis de sensibilidad e identificabilidad estructural de distintos modelos con el fin de indagar en sus fuentes de error, incertidumbres y redundancias. Desde esta perspectiva sería interesante evaluar la factibilidad de aplicar otras técnicas como los métodos Bayesianos o la de incertidumbre de verosimilitud generalizada GLUE (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation).

# Referencias

- Abdulla, F. A., Lettenmaier, D. P., & Liang, X. (1999). Estimation of the ARNO model baseflow parameters using daily streamflow data. *Journal of Hydrology*, 222(1–4), 37–54. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00096-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00096-7)
- Abrar, M., Liu, D., Fu, Q., Li, M., Baig, F., Ahmad, A., ... Cui, S. (2018). Performance evaluation of hydrological models using ensemble of General Circulation Models in the northeastern China, 565(August), 599–613.
- Ajami, N. K., Gupta, H., Wagener, T., & Sorooshian, S. (2004). Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system, 298, 112–135. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.033>
- Al-Sabhan, W., Mulligan, M., & Blackburn, G. A. (2003). A real-time hydrological model for flood prediction using GIS and the WWW. *Computers, Environment and Urban Systems*, 27(1), 9–32. [https://doi.org/10.1016/S0198-9715\(01\)00010-2](https://doi.org/10.1016/S0198-9715(01)00010-2)
- Aliyari, F., Bailey, R. T., Tasdighi, A., Dozier, A., Arabi, M., & Zeiler, K. (2019). Coupled SWAT-MODFLOW model for large-scale mixed agro-urban river basins. *Environmental Modelling and Software*, 115(February), 200–210. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.02.014>
- Andréassian, V., Bourgin, F., Oudin, L., Mathevet, T., Perrin, C., Lerat, J., ... Berthet, L. (2014). Seeking genericity in the selection of parameter sets: Impact on hydrological model efficiency. *Water Resources Research*, 48(3), 8356–8366. <https://doi.org/10.1002/2013WR014761>
- Andreu, J., Capilla, J., & Cabezas, F. (1994). Los sistemas soportes de decisión en la planificación y gestión racionales de los recursos hídricos. *Ingeniería Del Agua*, 1(2). <https://doi.org/10.4995/ia.1994.2634>
- Andreu, J., Capilla, J., & Sanchís, E. (1996). AQUATOOL, a generalized decision-support system for water-resources planning and operational management. *Journal of Hydrology*, 177(3–4), 269–291. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02963-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02963-X)
- Andreu, J., & Sahuquillo, A. (1987). Efficient aquifer simulation in complex systems. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 113(1), 110–129. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(1987\)113:1\(110\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(1987)113:1(110))

- Andreu, J., Solera, A., Capilla, J., & Ferrer, J. (2017). *Modelo SIMGES de Simulación de la Gestión de Recursos Hídricos, incluyendo Utilización Conjunta. Manual del Usuario. Versión 3.03.01*. Valencia, España.
- Apperl, B., Pulido-Velazquez, M., Andreu, J., & Karjalainen, T. P. (2015). Contribution of the multi-attribute value theory to conflict resolution in groundwater management - Application to the Mancha Oriental groundwater system, Spain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3), 1325–1337. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1325-2015>
- Arsenault, R., Poulin, A., Côté, P., & Brissette, F. (2014). Comparison of stochastic optimization algorithms in hydrological model calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(7), 1374–1384. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000938](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000938)
- Astorayme, M. A., García, J., Felipe, O., Suarez, W., Huggel, C., Molina, W., & Sarango, D. (2016). Análisis comparativo de los modelos hidrológicos SOCONT-HBV-SAC en la cuenca del río Chillón, Perú. In *XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Lima, Perú.
- Azamathulla, H. M., Wu, F.-C., Ghani, A. A., Narulkar, S. M., Zakaria, N. A., & Chang, C. K. (2008). Comparison between genetic algorithm and linear programming approach for real time operation. *Journal of Hydro-Environment Research*, 2(3), 172–181. <https://doi.org/10.1016/j.jher.2008.10.001>
- Bâ, K. M., Díaz, C., Llamas, J., & Llanos, H. (1995). Zonas semiáridas y su modelación hidrológica (lluvia-escorrentamiento). *Ingeniería Hidráulica En México*, (2), 21–31.
- Beck, H. E., van Dijk, A. I. J. M., de Roo, A., Dutra, E., Fink, G., Orth, R., & Schellekens, J. (2017). Global evaluation of runoff from 10 state-of-the-art hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(6), 2881–2903. <https://doi.org/10.5194/hess-21-2881-2017>
- Beck, H. E., van Dijk, A. I. J. M., de Roo, A., Miralles, D. G., McVicar, T. R., Schellekens, J., & Bruijnzeel, L. A. (2016). Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*, 52(5), 3599–3622. <https://doi.org/10.1002/2015WR018247>
- Bejarano, M. D., Marchamalo, M., García de Jalón, D., & González del Tánago, M. (2010). Flow regime patterns and their controlling factors in the Ebro basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 385(1–4), 323–335. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.001>
- Bellin, A., Majone, B., Cainelli, O., Alberici, D., & Villa, F. (2016). A continuous coupled hydrological and water resources management

- model. *Environmental Modelling & Software*, 75, 176–192. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.10.013>
- Belmar, O., Velasco, J., & Martinez-Capel, F. (2011). Hydrological Classification of Natural Flow Regimes to Support Environmental Flow Assessments in Intensively Regulated Mediterranean Rivers, Segura River Basin (Spain). *Environmental Management*, 47(5), 992–1004. <https://doi.org/10.1007/s00267-011-9661-0>
- Bergström, S. (1995). *The HBV Model*. In: Singh, V.P., Ed., *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications. Highlands Ranch, Colorado, 443-476.
- Beskow, S., Mello, C. R., Norton, L. D., & da Silva, A. M. (2011). Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. *Catena*, 86(3), 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.03.010>
- Beven, K. (1993). Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. *Advances in Water Resources*, 16(1), 41–51. [https://doi.org/10.1016/0309-1708\(93\)90028-E](https://doi.org/10.1016/0309-1708(93)90028-E)
- Beven, K., & Binley, A. (1992). The future of distributed models: Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6(3), 279–298. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360060305>
- Beven, K., & Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1–4), 11–29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
- Bierkens, M. F. P. (2015). Global hydrology 2015: State, trends, and directions. *Water Resources Research*, 51(7), 4923–4947. <https://doi.org/10.1002/2015WR017173>
- Björck, Å. (1994). Numerics of Gram-Schmidt orthogonalization. *Linear Algebra and Its Applications*, 197–198, 297–316. [https://doi.org/10.1016/0024-3795\(94\)90493-6](https://doi.org/10.1016/0024-3795(94)90493-6)
- Bonì, R., Meisina, C., Teatini, P., Zucca, F., Zoccarato, C., Franceschini, A., ... Herrera, G. (2020). 3D groundwater flow and deformation modelling of Madrid aquifer. *Journal of Hydrology*, 585(October 2019), 124773. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124773>
- Boughton, W. (2004). The Australian water balance model. *Environmental Modelling and Software*, 19(10), 943–956. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2003.10.007>
- Boughton, W., & Chiew, F. (2007). Estimating runoff in ungauged

- catchments from rainfall , PET and the AWBM model. *Environmental Modelling & Software*, 22, 476–487. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.01.009>
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12), 3663–3674. <https://doi.org/10.1029/2000WR900207>
- Boyle, Douglas P, Gupta, H. V, Sorooshian, S., Koren, V., Zhang, Z., & Smith, M. (2001). Toward improved streamflow forecasts: value of semidistributed modeling. *Water Resources Research*, 37(11), 2749–2759. <https://doi.org/10.1029/2000WR000207>
- Brandão, C., & Rodrigues, R. (2000). Hydrological simulation of the international catchment of Guadiana River. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(3), 329–339. [https://doi.org/10.1016/S1464-1909\(00\)00023-X](https://doi.org/10.1016/S1464-1909(00)00023-X)
- Burnash, R. J. C., Ferral, R. L., & McGuire, R. A. (1973). *A Generalized Streamflow Simulation System-Conceptual Modeling for Digital Computers. Technical Report*. Sacramento, California.
- Cabezas, F. (2015). *Análisis estructural de modelos hidrológicos y de sistemas de recursos hídricos en zonas semiáridas*. Universidad de Murcia. Retrieved from <http://www.tdx.cat/handle/10803/371735>
- Calderhead, A. I., Therrien, R., Rivera, A., Martel, R., & Garfias, J. (2011). Simulating pumping-induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico. *Advances in Water Resources*, 34(1), 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.09.017>
- Carpenter, T. M., & Georgakakos, K. P. (2006). Intercomparison of lumped versus distributed hydrologic model ensemble simulations on operational forecast scales. *Journal of Hydrology*, 329(1–2), 174–185. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.02.013>
- CHG. (2015). *Plan Hidrológico de la parte Española de la Demarcación Hidrográfica del Guadiana. Memoria*. Retrieved from <http://www.chguadiana.es>
- Chiew, F. H. S. (2010). Lumped Conceptual Rainfall-Runoff Models and Simple Water Balance Methods: Overview and Applications in Ungauged and Data Limited Regions. *Geography Compass*, 4(3), 206–225. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2009.00318.x>
- Chiew, F. H. S., Peel, M. C., & Western, A. W. (2002). Application and testing of the simple rainfall-runoff model SIMHYD. In V. P. Singh

- and D. K. Frevert (Ed.), *Mathematical models of small watershed hydrology and applications*. Littleton, Colorado: Water Resources Publications.
- CHJ. (2007). *Plan especial de alerta y eventual sequía en la Confederación Hidrográfica del Júcar*.
- CHJ. (2015). *Plan hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Júcar. Ciclo de planificación hidrológica 2015-2021*.
- CHJ. (2018). *Plan Especial de Sequía de la Demarcación Hidrográfica del Júcar*.
- Chow, V. Te, Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1994). *Hidrología Aplicada*. Santafé de Bogotá, Colombia: McGraw-Hill.
- Clarke, R. T. (1973). A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology*, 19(1), 1–20. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(73\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(73)90089-9)
- Cooper, V. A., Nguyen, V.-T.-V., & Nicell, J. A. (2007). Calibration of conceptual rainfall–runoff models using global optimisation methods with hydrologic process-based parameter constraints. *Journal of Hydrology*, 334(3–4), 455–466. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.036>
- Cruces de Abia, J., Hernández, J. M., Sanz, G., & Rosell, J. (1998). *De la noria a la bomba: conflictos sociales y ambientales en la cuenca alta del río Guadiana*. (Bakeaz, Ed.). España: Coagret.
- Dakhlaoui, H., Bargaoui, Z., & Bárdossy, A. (2012). Toward a more efficient Calibration Schema for HBV rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology*, 444–445, 161–179. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.015>
- Dakhlaoui, H., Ruelland, D., Tramblay, Y., & Bargaoui, Z. (2017). Evaluating the robustness of conceptual rainfall-runoff models under climate variability in northern Tunisia. *Journal of Hydrology*, 550, 201–217. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.032>
- Daniel, E. B., Camp, J. V., LeBoeuf, E. J., Penrod, J. R., Dobbins, J. P., & Abkowitz, M. D. (2011). Watershed Modeling and its Applications: A State-of-the-Art Review. *The Open Hydrology Journal*, 5(1), 26–50. <https://doi.org/10.2174/1874378101105010026>
- Devi, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia. International Conference on Water Resources, Coastal and Ocean Engineering*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>

- DGOH-ITGE. (1988). *Delimitación de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características*. Madrid, España.
- Duan, Q., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3), 501–521. <https://doi.org/10.1007/BF00939380>
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1992). Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 28(4), 1015–1031. <https://doi.org/10.1029/91WR02985>
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *Journal of Hydrology*, 158(3–4), 265–284. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)90057-4)
- Duch, A. (2007). *Análisis de Algoritmos*. Barcelona, España: Universidad de Málaga.
- Eckhardt, K., & Arnold, J. G. (2001). Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology*, 251(1–2), 103–109. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00429-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00429-2)
- Estrela, T. (1988). *Los Modelos de Simulación Integral de Cuenca y su utilización en estudios de Recursos Hídricos*. Madrid, España.
- Estrela, T. (1992). *Modelos Matemáticos para la Evaluación de Recursos Hídricos*. Madrid, España.
- Estrela, T., & Quintas, L. (1996). El sistema integrado de modelización Precipitación-Aportación SIMPA. *Revista Digital Del CEDEX*, 104(43). Retrieved from <http://ingenieriacivil.cedex.es/index.php/ingenieria-civil/article/view/1153>
- Estrela, T., & Vargas, E. (2012). Drought Management Plans in the European Union. The Case of Spain. *Water Resources Management*, 26(6), 1537–1553. <https://doi.org/10.1007/s11269-011-9971-2>
- Fayad, A., Gascoin, S., Faour, G., López-Moreno, J. I., Drapeau, L., Page, M. Le, & Escadafal, R. (2017). Snow hydrology in Mediterranean mountain regions: A review. *Journal of Hydrology*, 551, 374–396. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.05.063>
- Ficchi, A., Perrin, C., & Andréassian, V. (2016). Impact of temporal resolution of inputs on hydrological model performance: An analysis based on 2400 flood events. *Journal of Hydrology*, 538, 454–470.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.016>

- Ficchi, A., Perrin, C., & Andréassian, V. (2019). Hydrological modelling at multiple sub-daily time steps : Model improvement via flux-matching, 575(April), 1308–1327.
- Franchini, M., & Galeati, G. (1997). Comparing several genetic algorithm schemes for the calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Science Journal*, 42(3), 357–380. <https://doi.org/10.1080/02626669709492034>
- Franchini, M., Galeati, G., & Berra, S. (1998). Global optimization techniques for the calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Hydrological Sciences Journal*, 43(June), 443–458. <https://doi.org/10.1080/02626669809492137>
- Gan, T. Y., & Biftu, G. F. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water Resources Research*, 32(12), 3513–3524. <https://doi.org/10.1029/95WR02195>
- García-Marcos, P. (2019). *Sistema de ayuda a la decisión para la adaptación y gestión de sistemas de recursos hídricos en un contexto de alta incertidumbre. Aplicación a la cuenca del Júcar*. Universitat Politècnica de València.
- García-Romero, L., Paredes-Arquiola, J., Solera, A., Belda, E., Andreu, J., & Sánchez-Quispe, S. T. (2019). Optimization of the Multi-Start Strategy of a Direct-Search Algorithm for the Calibration of Rainfall–Runoff Models for Water-Resource Assessment. *Water*, 11(9), 1876. <https://doi.org/10.3390/w11091876>
- García, A., Sainz, A., Revilla, J. A., Álvarez, C., Juanes, J. A., & Puente, A. (2008). Surface water resources assessment in scarcely gauged basins in the north of Spain. *Journal of Hydrology*, 356, 312–326. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.019>
- Gómez-Martínez, G., Pérez-Martín, M. A., Estrela-Monreal, T., & del-Amo, P. (2018). North Atlantic Oscillation as a Cause of the Hydrological Changes in the Mediterranean (Júcar River, Spain). *Water Resources Management*, 32(8), 2717–2734. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-1954-0>
- Goswami, M., & O'Connor, K. M. (2007). Comparative assessment of six automatic optimization techniques for calibration of a conceptual rainfall-runoff model. *Hydrological Sciences Journal*, 52(3), 432–449. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.3.432>
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1999). Status of Automatic

- Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135–143. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135))
- Harbaugh, A. W. (2005). *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model—the Ground-Water Flow Process. U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6–A16.*
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99.
- Haro-Montegudo, D., Solera, A., & Andreu, J. (2017). Drought early warning based on optimal risk forecasts in regulated river systems: Application to the Júcar River Basin (Spain). *Journal of Hydrology*, 544, 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.022>
- Hendrickson, J. D., Sorooshian, S., & Brazil, L. E. (1988). Comparison of Newton-Type and Direct Search Algorithms for calibration of conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, 24(5), 691–700. <https://doi.org/10.1029/WR024i005p00691>
- Hernández-Bedolla, J., Solera, A., Paredes-Arquiola, J., & Roblero-Escobar, C. X. (2019). Análisis del cambio en las aportaciones hidrológicas en la cuenca del río Júcar a partir de 1980 y sus causas. *Ingeniería Del Agua*, 141–155.
- Herrera, S., Fernández, J., & Gutiérrez, J. M. (2016). Update of the Spain02 gridded observational dataset for EURO-CORDEX evaluation: Assessing the effect of the interpolation methodology. *International Journal of Climatology*, 36(2), 900–908. <https://doi.org/10.1002/joc.4391>
- Herrera, S., Gutiérrez, J. M., Ancell, R., Pons, M. R., Frías, M. D., & Fernández, J. (2012). Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *International Journal of Climatology*, 32(1), 74–85. <https://doi.org/10.1002/joc.2256>
- Hesse, C., Krysanova, V., Pätzold, J., & Hattermann, F. F. (2008). Eco-hydrological modelling in a highly regulated lowland catchment to find measures for improving water quality. *Ecological Modelling*, 218(1–2), 135–148. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2008.06.035>
- Huang, X., Liao, W., Lei, X., Jia, Y., Wang, Y., Wang, X., ... Wang, H. (2014). Parameter optimization of distributed hydrological model with a modified dynamically dimensioned search algorithm. *Environmental Modelling & Software*, 52, 98–110.

<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.09.028>

- Hughes, D. A., & Metzler, W. (2009). Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield, 6667. <https://doi.org/10.1080/02626669809492122>
- Huyakorn, P. S., Lester, B. H., & Faust, C. R. (1983). Finite element techniques for modeling groundwater flow in fractured aquifers. *Water Resources Research*, 19(4), 1019–1035. <https://doi.org/10.1029/WR019i004p01019>
- Ibbitt, R. P., & O'Donnell, T. (1971). Fitting Methods for Conceptual Catchments Models. *Journal of the Hydraulics Division*, 97(9), 1341–1342.
- IGME. (1979). *Investigación hidrogeológica de la cuenca alta y media del Guadiana. Informe final (Sistema 19: Sierra de Altomira, Sistema 20: Mancha de Toledo, Sistema 22: Cuenca del río Bullaque, Sistema 23: Llanura Manchega, Sistema 24: Campo de Montiel). Plan Nacion.*
- IGME. (2010). Actividad 4: Identificación y caracterización de la interrelación que se presenta entre aguas subterráneas, cursos fluviales, descargas por manantiales, zonas húmedas y otros ecosistemas naturales de especial interés hídrico. In *Encomienda de gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas* (pp. 1–243).
- Iman, R. L., & Conover, W. J. (1980). Small sample sensitivity analysis techniques for computer models with an application to risk assessment. *Communications in Statistics-Theory and Methods*, 9(17), 1749–1842. <https://doi.org/10.1080/03610928008827996>
- Jain, S. K. (1993). Calibration of conceptual models for rainfall-runoff simulation. *Hydrological Sciences Journal*, 38(5), 431–441. <https://doi.org/10.1080/026266693099492692>
- Jakeman, A. J., Beck, M. B., & Mcalleer, M. J. (1993). *Modelling Change In Environmental Systems*. Chichester, The United Kingdom: John Wiley & Sons.
- Jódar, J., Cabrera, J. A., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., González-Ramón, A., Lambán, L. J., ... Custodio, E. (2017). Groundwater discharge in high-mountain watersheds: A valuable resource for downstream semi-arid zones. The case of the Bérchules River in Sierra Nevada (Southern Spain). *Science of The Total Environment*, 593–594, 760–772. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.190>

- Jódar, J., Carpintero, E., Martos-Rosillo, S., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Cabrera-Arrabal, J. A., ... González-Dugo, M. P. (2018). Combination of lumped hydrological and remote-sensing models to evaluate water resources in a semi-arid high altitude ungauged watershed of Sierra Nevada (Southern Spain). *Science of The Total Environment*, 625, 285–300. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.12.300>
- Jones, R. N., Chiew, F. H. S., Boughton, W. C., & Zhang, L. (2006). Estimating the sensitivity of mean annual runoff to climate change using selected hydrological models. *Advances in Water Resources*, 29(10), 1419–1429. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.11.001>
- Jorquera, E., Weber, J. F., & Reyna, S. M. (2012). Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada. In *Primer Encuentro de investigadores en formación en Recursos Hídricos*. Instituto Nacional del Agua. Buenos Aires, Argentina.
- Kachroo, R. K., Sea, C. H., Warsi, M. S., Jemenez, H., & Saxena, R. P. (1992). River flow forecasting. Part 3. Applications of linear techniques in modelling rainfall-runoff transformations. *Journal of Hydrology*, 133(1–2), 41–97. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90148-O](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90148-O)
- Khakbaz, B., Imam, B., Hsu, K., & Sorooshian, S. (2012). From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 418–419, 61–77. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.02.021>
- Kollat, J. B., & Reed, P. M. (2006). Comparing state-of-the-art evolutionary multi-objective algorithms for long-term groundwater monitoring design. *Advances in Water Resources*, 29(6), 792–807. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.07.010>
- Kollat, J. B., Reed, P. M., & Wagener, T. (2012). When are multiobjective calibration trade-offs in hydrologic models meaningful? *Water Resources Research*, 48(3), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2011WR011534>
- Koren, V., Reed, S., Smith, M., Zhang, Z., & Seo, D. (2004). Hydrology laboratory research modeling system ( HL-RMS ) of the US national weather service, 291, 297–318. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.039>
- Krause, P., & Boyle, D. P. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances In Geosciences*, 5(89), 89–97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>

- Kuczera, G. (1997). Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models. *Water Resources Research*, 33(1), 177–185. <https://doi.org/10.1029/96WR02671>
- Lacombe, G., Ribolzi, O., Rouw, A. De, Pierret, A., Latsachak, K., Silvera, N., ... Taccoen, A. (2016). Contradictory hydrological impacts of afforestation in the humid tropics evidenced by long-term field monitoring and simulation modelling. *Hydrology and Earth System Sciences, European Geosciences Union*, 20, 2691–2704. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2691-2016>
- Laloy, E., & Vrugt, J. A. (2012). High-dimensional posterior exploration of hydrologic models using multiple-try DREAM (ZS) and high-performance computing. *Water Resources Research*, 48(1), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2011WR010608>
- Lapo, K. E., Hinkelman, L. M., Raleigh, M. S., & Lundquist, J. D. (2015). Impact of errors in the downwelling irradiances on simulations of snow water equivalent, snow surface temperature, and the snow energy balance. *Water Resources Research*, 51(3), 1649–1670. <https://doi.org/10.1002/2014WR016259>
- Lerma, N., Paredes-Arquiola, J., Andreu, J., Solera, A., & Sechi, G. M. (2015). Assessment of evolutionary algorithms for optimal operating rules design in real Water Resource Systems. *Environmental Modelling & Software*, 69, 425–436. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.09.024>
- Li, F., Zhang, Y., Xu, Z., Teng, J., Liu, C., & Liu, W. (2013). The impact of climate change on runoff in the southeastern Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology*, 505, 188–201. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.052>
- Liu, Y. (2009). Automatic calibration of a rainfall-runoff model using a fast and elitist multi-objective particle swarm algorithm. *Expert Systems with Applications*, 36(5), 9533–9538. <https://doi.org/10.1016/j.eswa.2008.10.086>
- Madrigal, J., Solera, A., Suárez-Almiñana, S., Paredes-Arquiola, J., Andreu, J., & Sánchez-Quispe, S. T. (2018). Skill assessment of a seasonal forecast model to predict drought events for water resource systems. *Journal of Hydrology*, 564(July), 574–587. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.046>
- Madsen, H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology*, 235(3–4), 276–288. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00279-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00279-1)

- MAGRAMA. Real Decreto 775/2015, de 28 de agosto, por el que se modifican el Real Decreto 650/1987, de 8 de mayo, por el que se definen los ámbitos territoriales de los Organismos de cuenca y de los planes hidrológicos, y el Real Decreto 125/2007, de 2 de febrero, (2015).
- Maidment, D. R. (1993). Hydrologic Cycle. In *Handbook of Hydrology* (Mc Graw-Hi). New York.
- Maier, H. R., Kapelan, Z., Kasprzyk, J., Kollat, J. B., Matott, L. S., Cunha, M. C., ... Reed, P. M. (2014). Evolutionary algorithms and other metaheuristics in water resources: Current status, research challenges and future directions. *Environmental Modelling & Software*, 62, 271–299. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.09.013>
- MAPAMA: (2014). Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente (2013-2014). Sistema de Información del Anuario de Aforos. Retrieved from <http://ceh-flumen64.cedex.es/anuarioaforos/default.asp>. Last access: March, 2019.
- Marcos-Garcia, P., Lopez-Nicolas, A., & Pulido-Velazquez, M. (2017). Combined use of relative drought indices to analyze climate change impact on meteorological and hydrological droughts in a Mediterranean basin. *Journal of Hydrology*, 554, 292–305. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.09.028>
- Mathevet, T., Gupta, H., Perrin, C., Andréassian, V., & Le Moine, N. (2020). Assessing the performance and robustness of two conceptual rainfall-runoff models on a worldwide sample of watersheds. *Journal of Hydrology*, 585, 124698. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124698>
- Maurer, E. P., Brekke, L. D., & Pruitt, T. (2010). Contrasting Lumped and Distributed Hydrology Models for Estimating Climate Change Impacts on California Watersheds. *Journal of the American Water Resources Association*, 46(5), 1024–1035. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2010.00473.x>
- McDonald, M. G., & Harbaugh, A. W. (1988). *A Modular Three-dimensional Finite-difference Ground-water Flow Model (Chapeter 2)*. Reston, Virginia.
- McKay, M. D., Beckman, R. J., & Conover W.J. (1979). Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code. *Technometrics*, 21(2), 239–245. <https://doi.org/10.1080/00401706.1979.10489755>

- Mejías, M., Losa, A., & Jiménez, D. A. (2009). *Informe sobre evolución piezométrica de la Unidad Hidrogeológica 04.04 (Mancha Occidental). Informe inédito, Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*. Madrid, España.
- Millán-Páramo, C., Begambre-Carrillo, O., & Millán-Romero, E. (2014). Propuesta y validación de un algoritmo Simulated annealing modificado para la solución de problemas de optimización. *Revista Internacional de Métodos Numéricos Para Cálculo y Diseño En Ingeniería*, 30(4), 264–270. <https://doi.org/10.1016/j.rimni.2013.10.003>
- MMA. Real Decreto 125/2007, de 2 de febrero, por el que se fija el ámbito territorial de las demarcaciones hidrográficas. BOE n° 30, de 3 de febrero de 2007. (2007).
- Moradkhani, H., & Sorooshian, S. (2009). General review of rainfall-runoff modeling: Model calibration, data assimilation, and uncertainty analysis. In S. Sorooshian, K. Hsu, E. Coppola, B. Tomassetti, M. Verdecchia, & G. Visconti (Eds.), *Hydrological Modelling and the Water Cycle*. Berlin/Heidelberg, Germany: Springer.
- Morán-Tejeda, E., Ceballos-Barbancho, A., & Llorente-Pinto, J. M. (2010). Hydrological response of Mediterranean headwaters to climate oscillations and land-cover changes: The mountains of Duero River basin (Central Spain). *Global and Planetary Change*, 72(1–2), 39–49. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.003>
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Binger, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., & Andréassian, V. (2006). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, 318(1–4), 200–214. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.06.014>
- Muhammad, A., Evenson, G. R., Stadnyk, T. A., & Boluwade, A. (2019). Journal of Hydrology : Regional Studies Impact of model structure on the accuracy of hydrological modeling of a Canadian Prairie watershed. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 21(November 2018), 40–56. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.11.005>
- Muleta, M. K., & Nicklow, J. W. (2005). Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*, 306(1–4), 127–145. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.005>

- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I- A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Ndiritu, J. (2009). A comparison of automatic and manual calibration using the Pitman model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34(13–16), 729–740. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2009.06.002>
- O' Connell, P. E. (1991). Chapter 1. A Historical Perspective. In D. S. Bowles & P. E. O'Connell (Eds.), *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* (pp. 3–30). Newcastle upon Tyne, United Kingdom: Kluwer Academic.
- Ocampo, O. L., & Vélez, J. J. (2014). Análisis comparativo de modelos hidrológicos de simulación continua en cuencas de alta montaña: caso del Río Chinchiná. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 13(24), 43–58. <https://doi.org/10.22395/rium.v13n24a3>
- Ortega-Reig, M., García-Mollá, M., Sanchis-Ibor, C., Pulido-Velázquez, M., Girard, C., Marcos, P., ... García-Prats, A. (2018). Adaptación de la agricultura a escenarios de cambio global. Aplicación de métodos participativos en la cuenca del río Júcar (España). *Economía Agraria y Recursos Naturales*, 18(2), 29–51. <https://doi.org/10.7201/earn.2018.02.02>
- Orth, R., Staudinger, M., Seneviratne, S. I., Seibert, J., & Zappa, M. (2015). Does model performance improve with complexity? A case study with three hydrological models. *Journal of Hydrology*, 523, 147–159. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.044>
- Oudin, L., Andréassian, V., Mathevet, T., Perrin, C., & Michel, C. (2006). Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations. *Water Resources Research*, 42(7), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2005WR004636>
- Paredes-Arquiola, J., Lerma, N., Solera, A., & Andreu, J. (2017). *Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos. Manual de Usuario v1.1. Departamento de Ingeniería del Agua y Medioambiental. Grupo de Ingeniería de Recursos Hídricos. Universitat Politècnica de València*. Valencia, España.
- Pechlivanidis, I. G., Jackson, B., McMillan, H., & Gupta, H. (2014). Use of an entropy-based metric in multiobjective calibration to improve model performance. *Water Resources Research*, 50(10), 8066–8083. <https://doi.org/10.1002/2013WR014537>
- Pedro-Monzonís, M., Ferrer, P., Solera, A., Teodoro, E., & Paredes-

- Arquiola, J. (2014). Water Accounts and Water Stress Indexes in the European Context of Water Planning: the Jucar River Basin. *Procedia Engineering*, 89, 1470–1477. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2014.11.431>
- Pellicer-Martinez, F., & Martínez-Paz, J. M. (2015). Contrast and transferability of parameters of lumped water balance models in the Segura River Basin (Spain). *Water and Environment Journal*, 29, 43–50. <https://doi.org/10.1111/wej.12091>
- Pérez-Martín, M. A., Estrela, T., Andreu, J., & Ferrer, J. (2014). Modeling water resources and river-aquifer interaction in the Júcar River Basin, Spain. *Water Resources Management*, 28(12), 4337–4358. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0755-3>
- Pérez-Martín, M. A., Thurston, W., Estrela, T., & Del Amo, P. (2013). Cambios en las series hidrológicas de los últimos 30 años y sus causas. El Efecto 80. In *III Jornadas de Ingeniería del Agua (JIA 2013). La protección contra los riesgos hídricos* (pp. 527–534). Valencia, España.
- Pérez-Sánchez, J., Senent-Aparicio, J., Segura-Méndez, F., Pulido-Velazquez, D., & Srinivasan, R. (2019). Evaluating hydrological models for deriving water resources in peninsular Spain. *Sustainability (Switzerland)*, 11(10), 1–36. <https://doi.org/10.3390/su11102872>
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1–4), 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Pickup, G. (1977). Testing the efficiency of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall-runoff models/ Essais de l'efficacité des algorithmes et des stratégies pour l'étalonnage des modèles pluie-écoulement. *Hydrological Sciences Journal*, 22(2), 257–274. <https://doi.org/10.1080/02626667709491716>
- Piotrowski, A. P. (2015). Regarding the rankings of optimization heuristics based on artificially-constructed benchmark functions. *Information Sciences*, 297, 191–201. <https://doi.org/10.1016/j.ins.2014.11.023>
- Piotrowski, A. P., Napiorkowski, J. J., & Osuch, M. (2018). Relationship Between Calibration Time and Final Performance of Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resources Management*, 1–19. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-2085-3>
- Piotrowski, A. P., Napiorkowski, M. J., Napiorkowski, J. J., Osuch, M., & Kundzewicz, Z. W. (2017). Are modern metaheuristics successful in calibrating simple conceptual rainfall–runoff models? *Hydrological*

- Piotrowski, A. P., Napiorkowski, M. J., Napiorkowski, J. J., & Rowinski, P. M. (2017). Swarm Intelligence and Evolutionary Algorithms: Performance versus speed. *Information Sciences*, 384, 34–85. <https://doi.org/10.1016/j.ins.2016.12.028>
- Plesca, I., Timbe, E., Exbrayat, J. F., Windhorst, D., Kraft, P., Crespo, P., ... Breuer, L. (2012). Model intercomparison to explore catchment functioning: Results from a remote montane tropical rainforest. *Ecological Modelling*, 239, 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2011.05.005>
- Posik, P., Huyer, W., & Pal, L. (2012). A comparison of global search algorithms for continuous black box optimization. *Evolutionary Computation*, 20(4), 509–541. [https://doi.org/10.1162/EVCO\\_a\\_00084](https://doi.org/10.1162/EVCO_a_00084)
- Pulido-Velazquez, D., Sahuquillo, A., Andreu, J., & Pulido-Velazquez, M. (2007). An efficient conceptual model to simulate surface water body-aquifer interaction in conjunctive use management models. *Water Resources Research*, 43(7), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2006WR005064>
- Reed, P. M., Hadka, D., Herman, J. D., Kasprzyk, J. R., & Kollat, J. B. (2013). Evolutionary multiobjective optimization in water resources: The past, present, and future. *Advances in Water Resources*, 51, 438–456. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.01.005>
- Refsgaard, J., & Abbott, M. (1996). *Distributed Hydrological Modelling*. (M. B. Abbott & J. C. Refsgaard, Eds.). The Netherlands: Kluwer Academic.
- Rivadeneira, J. F., Zambrano, Y. E., & Pérez-Martín, M. Á. (2020). Adapting water resources systems to climate change in tropical areas: Ecuadorian coast. *Science of The Total Environment*, 703, 135554. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135554>
- Rojas-Serna, C., Lebecherel, L., Perrin, C., Andréassian, V., & Oudin, L. (2016). How should a rainfall-runoff model be parameterized in an almost ungauged catchment? A methodology tested on 609 catchments. *Water Resources Research*, 52(6), 4765–4784. <https://doi.org/10.1002/2015WR018549>
- Rosbjerg, D. A. N., & Madsen, H. (2005). Concepts of Hydrologic Modeling. In *Encyclopedia of Hydrological Sciences. Capítulo 10* (John Wiley, pp. 1–9).

<https://doi.org/https://doi.org/10.1002/047048944>

- Rosenbrock, H. H. (1960). An Automatic Method for finding the Greatest or Least Value of a Function. *The Computer Journal*, 3(3), 175–184. <https://doi.org/10.1093/comjnl/3.3.175>
- Ruíz, J. M., Estrela, T., & Quintas, L. (1996). *Modelización hidrológica distribuida en el proyecto Guadiana. El modelo SIMPA 1.0 (Sistema Integrado Modelación Precipitación-Aportación)*.
- Sahuquillo, A. (1983). An eigenvalue numerical technique for solving unsteady linear groundwater models continuously in time. *Water Resources Research*, 19(1), 87–93. <https://doi.org/10.1029/WR019i001p00087>
- Sankarasubramanian, A., & Vogel, R. M. (2002). Annual hydroclimatology of the United States. *Water Resources Research*, 38(6), 1–12.
- Segura-Méndez, F. J. (2017). *Análisis comparativo de modelos agregados de balance hídrico en la España peninsular y su sensibilidad a la incertidumbre climática*. Universidad Católica de Murcia.
- Seibert, J. (1999). Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98–99, 279–293. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(99\)00105-7](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(99)00105-7)
- Servat, E., & Dezetter, A. (1991). Selection of calibration objective functions in the context of rainfall-runoff modelling in a Sudanese savannah area. *Hydrological Sciences Journal*, 36(4), 307–330. <https://doi.org/10.1080/02626669109492517>
- Servat, E., & Dezetter, A. (1993). Rainfall-runoff modelling and water resources assessment in northwestern Ivory Coast. Tentative extension to ungauged catchments. *Journal of Hydrology*, 148(1–4), 231–248. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90262-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90262-8)
- Shafii, M., & Tolson, B. A. (2015). Optimizing hydrological consistency by incorporating hydrological signatures into model calibration objectives. *Water Resources Research*, 51(5), 3796–3814. <https://doi.org/10.1002/2014WR016520>
- Shah, S. M. S., O’Connell, P. E., & Hosking, J. R. M. (1996). Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *Journal of Hydrology*, 175(1–4), 89–111. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80007-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80007-2)
- Singh, V. P. (1995). *Computer models of watershed models* (Taylor & F. USA).

- Singh, V. P., & Frevert, D. K. (2002). *Mathematical Modeling of Watershed Hydrology*. Colorado, USA: Water Resources Publications, LLC.
- Singh, V. P., & Frevert, D. K. (2003). Watershed Modeling. In *World Water & Environmental Resources Congress* (pp. 1–37).
- Singh, V. P., & Woolhiser, D. A. (2002). Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(4), 270–292. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2002\)7:4\(270\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270))
- SMHI. (2012). *Integrated Hydrological Modelling System (IHMS). User manual , Version 6.3*. Norrköping, Sweden.
- Sokolov, A. A., & Chapman, T. G. (1974). *Methods for water balance computations. An international guide for research and practice*. Paris: UNESCO.
- Solera, A. (2017). *Módulos de cálculo para la simulación de acuíferos por el método de los autovalores. Manual de usos del programa AQUIVAL 2.1. Versión: Noviembre 2017*. Valencia, España.
- Sorooshian, S., Duan, Q., & Gupta, V. K. (1993). Calibration of rainfall-runoff models: Application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model. *Water Resources Research*, 29(4), 1185–1194. <https://doi.org/10.1029/92WR02617>
- Sorooshian, S., Hsu, K., Coppola, E., Tomassetti, B., Verdecchia, M., & Visconti, G. (2009). *Hydrological modelling and the water cycle: coupling the atmospheric and hydrological models*. (Soroosh Sorooshian, K. Hsu, E. Coppola, B. Tomassetti, M. Verdecchia, & G. Visconti, Eds.) (Springer, Vol. 63). Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-77843-1\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-540-77843-1_1)
- Sulis, A., & Sechi, G. M. (2013). Comparison of generic simulation models for water resource systems. *Environmental Modelling and Software*, 40, 214–225. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2012.09.012>
- Tegegne, G., Park, D. K., & Kim, Y. (2017). Comparison of hydrological models for the assessment of water resources in a data-scarce region, the Upper Blue Nile River Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 14(October), 49–66. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.10.002>
- Témez, J. R. (1977). Modelo matemático de transformación precipitación-aportación. *ASINEL*.
- Thomas, H. A. (1981). *Improved Methods for National Water Assessment*. Cambridge, U. K.
- Thyer, M., Kuczera, G., & Bates, B. C. (1999). Probabilistic optimization

- for conceptual rainfall-runoff models: A comparison of the shuffled complex evolution and simulated annealing algorithms. *Water Resources Research*, 35(3), 767–773. <https://doi.org/10.1029/1998WR900058>
- Todini, E. (2007). Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrology and Earth System Sciences, European Geosciences Union*, 11(1), 468–482. <https://doi.org/10.5194/hess-11-468-2007>
- Todorovic, A., & Plavsic, J. (2016). The role of conceptual hydrologic model calibration in climate change impact on water resources assessment. *Journal of Water and Climate Change*, 16–28. <https://doi.org/10.2166/wcc.2015.086>
- Tolson, B. A., & Shoemaker, C. A. (2007). Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, 43(1), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2005WR004723>
- Trambauer, P., Maskey, S., Winsemius, H., Werner, M., & Uhlenbrook, S. (2013). A review of continental scale hydrological models and their suitability for drought forecasting in (sub-Saharan) Africa. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 66, 16–26. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2013.07.003>
- Uhlenbrook, S., Seibert, J. A. N., Leibundgut, C., & Seibert, J. A. N. (2009). Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure, 6667. <https://doi.org/10.1080/02626669909492273>
- UNESCO. (1979). *Map of the world distribution of arid regions. MAB Tech Notes*. Paris.
- Vansteenkiste, T., Tavakoli, M., Van Steenberghe, N., De Smedt, F., Batelaan, O., Pereira, F., & Willems, P. (2014). Intercomparison of five lumped and distributed models for catchment runoff and extreme flow simulation. *Journal of Hydrology*, 511, 335–349. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.050>
- Vieux, B. E. (2001). Distributed Hydrologic Modeling Using GIS (pp. 1–17). [https://doi.org/10.1007/978-94-015-9710-4\\_1](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9710-4_1)
- Viviroli, D., Zappa, M., Gurtz, J., & Weingartner, R. (2009). An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling and Software*, 24(10), 1209–1222. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2009.04.001>
- Wagener, T., Wheeler, H. S., & Gupta, H. V. (2004). *Rainfall-Runoff*

*Modelling in Gauged and Ungauged Catchments*. London: Imperial College Press.

- Wheater, H., Sorooshian, S., & Sharma, D. K. (2008). Modelling hydrological processes in arid and semi-arid areas: an introduction to the workshop. In *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas* (Cambridge, pp. 1–20). Cambridge, U. K.
- Wijayarathne, D. B., & Coulibaly, P. (2020). Identification of hydrological models for operational flood forecasting in St. John's, Newfoundland, Canada. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 27(November 2019), 100646. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100646>
- Wurbs, R. A. (2005). Texas Water Availability Modeling System. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 131(4), 270–279. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(2005\)131:4\(270\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(2005)131:4(270))
- Xu, C., & Singh, V. P. (1998). A Review on Monthly Water Balance Models for Water Resources Investigations, 31–50.
- Xu, C., & Singh, V. P. (2004). Review on Regional Water Resources Assessment Models under Stationary and Changing Climate. *Water Resources Management*, 18(6), 591–612. <https://doi.org/10.1007/s11269-004-9130-0>
- Xu, H., Xu, C., Chen, S., & Chen, H. (2016). Similarity and difference of global reanalysis datasets ( WFD and APHRODITE ) in driving lumped and distributed hydrological models in a humid region of China. *Journal of Hydrology*, 542, 343–356. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.011>
- Yang, X., & Michel, C. (2009). Flood forecasting with a watershed model : a new method of parameter updating, 6667. <https://doi.org/10.1080/02626660009492355>
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1996). Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*, 181(1–4), 23–48. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02918-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02918-4)
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 204(1–4), 83–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00107-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00107-8)
- Ye, W., Bates, B. C., Viney, N. R., & Sivapalan, M. (1997). Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33(1), 153–166.
- Yilmaz, K. K., Vrugt, J. A., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2010). Model calibration in watershed hydrology. In *Advances in Data-Based*

*Approaches for Hydrologic Modeling and Forecasting* (World Scie, pp. 53–105). Singapore.  
[https://doi.org/10.1142/9789814307987\\_0003](https://doi.org/10.1142/9789814307987_0003)

- Zambrano, Y. E., Rivadeneira, J. F., & Pérez-Martín, M. Á. (2018). Linking El Niño Southern Oscillation for early drought detection in tropical climates: The Ecuadorian coast. *Science of The Total Environment*, 643, 193–207. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.160>
- Zhang, G., Xie, T., Zhang, L., Hua, X., & Liu, F. (2017). Application of multi-step parameter estimation method based on optimization algorithm in Sacramento model. *Water (Switzerland)*, 9(7). <https://doi.org/10.3390/w9070495>
- Zhang, Y., Shao, Q., Zhang, S., Zhai, X., & She, D. (2016). Multi-metric calibration of hydrological model to capture overall flow regimes. *Journal of Hydrology*, 539, 525–538. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.053>
- Zhang, Z., Koren, V., Reed, S., Smith, M., Zhang, Y., Moreda, F., & Cosgrove, B. (2012). SAC-SMA a priori parameter differences and their impact on distributed hydrologic model simulations. *Journal of Hydrology*, 420–421, 216–227. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.004>
- Zhang, Z., Koren, V., Smith, M., Reed, S., & Wang, D. (2004). Use of Next Generation Weather Radar Data and Basin Disaggregation to Improve Continuous Hydrograph Simulations, 9(April), 103–115. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2004\)9](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9)
- Zhao, J., Wang, D., Yang, H., & Sivapalan, M. (2016). Unifying catchment water balance models for different time scales through the maximum entropy production principle. *Water Resources Research*, 52(9), 7503–7512. <https://doi.org/10.1002/2016WR018977>
- Zhu, R., Croke, B. F. W., & Jakeman, A. J. (2020). Diffuse groundwater recharge estimation confronting hydrological modelling uncertainty. *Journal of Hydrology*, 584(February), 124642. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124642>
- Zocatelli, D., Marra, F., Smith, J., Goodrich, D., Unkrich, C., Rosensaft, M., & Morin, E. (2020). Hydrological modelling in desert areas of the eastern Mediterranean. *Journal of Hydrology*, 587. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124879>



# Anexos



# ANEXO A

## Manual de usuario para el calibrador del módulo Evalhid *“CalEv”*

Versión 1.0

Julio, 2020

## Contenido

1. Introducción.....	217
2. Consideraciones previas .....	218
3. Instalación.....	219
4. Añadir el calibrador como herramienta externa.....	219
5. Funcionamiento del Calibrador para Evalhid.....	222
5.1 Descripción de la barra de herramientas.....	223
5.2 Descripción de secciones.....	223
5.2.1 Apartado 1: Subcuencas.....	224
5.2.2 Apartado 2: Modelos.....	224
5.2.3 Apartado 3: Indicadores.....	224
5.2.4 Apartado 4: Algoritmos.....	224
5.2.5 Apartado 5: Observados.....	226
5.2.6 Apartado 6: Conexión son <i>Simges</i> .....	227
5.2.7 Apartado 7: Periodos.....	227
6. Algoritmos implementados.....	228
6.1 Algoritmo Shuffled Complex Evolution (SCE-UA).....	233
6.2 Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR).....	233
6.2.1 Hipercubo Latino (HL).....	233
6.2.2 Algoritmo de Ronsebrock ( <i>Rnb</i> ).....	233
6.2.3 Acoplamiento HLR.....	234
7. Indicadores de ajuste.....	236
7.1 Coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE).....	237
7.2 Logaritmo natural de Nash (ln NSE).....	237
7.3 Coeficiente correlación de Pearson (r).....	238
7.4 Coeficiente de Simetría de Medias (SM).....	238
7.5 Coeficiente de Sesgo o Bias Score (BIAS).....	239
7.6 El coeficiente de relación entre la raíz del error cuadrático medio y la desviación estándar de los datos medidos (RSR).....	239
8. Ejemplo.....	240

8.1 Calibración Subcuenca A (estación de aforo 8032).....	242
8.2 Calibración Subcuenca B (estación de aforo 8090).....	246
9. Consideraciones especiales.....	249
10. Referencias del anexo .....	251

## **Índice de figuras (Anexo A)**

Figura 1. Ventana del Asistente de Instalación del Calibrador para Evalhid. ....	219
Figura 2. Menú “Herramientas externas” en la interfaz de AquaTool. ...	220
Figura 3. Ventana para añadir Herramientas externas en la interfaz de AquaTool.....	221
Figura 4. Interfaz del Calibrador para Evalhid (CalEv). ....	221
Figura 5. Formato del archivo de “Opciones”.....	222
Figura 6. Interfaz del calibrador para Evalhid.....	223
Figura 7. Error en la barra de estado que indica que el archivo de opciones no existe. ....	224
Figura 8. Evolución de los grupos.....	229
Figura 9. Etapas de evolución llevadas a cabo en cada grupo.....	232
Figura 10. Operación del algoritmo acoplado HLR. ....	235
Figura 11. Error mostrado en el reporte de calibración por diferencia entre longitudes de las series de datos observados y las fechas indicadas en la simulación de Evalhid.....	240
Figura 12. Esquema de modelación .....	241
Figura 13. Esquema de simulación creado en AquaTool .....	242
Figura 14. Subcuenca de modelación 8032 (Aportación A) .....	243
Figura 15. Configuración de la calibración de la subcuenca A, cuya estación de aforo corresponde con la 8032.....	243
Figura 16. Barra de estado del Calibrador de Evalhid indicando mejoras en la búsqueda de la función objetivo y reportando el valor alcanzado y la iteración correspondiente.....	245
Figura 17. Estructura del reporte de calibración generado al finalizar la optimización de los parámetros del modelo .....	245
Figura 18. Subcuenca de modelación 8091 (Aportación B).....	246
Figura 19. Configuración del proyecto para simular la simulación de SimGes .....	247
Figura 20. Ventana de simulación de SimGes.....	247
Figura 21. Configuración de la ventana de calibración .....	249

## 1. Introducción

La modelación hidrológica es la base para la gestión integral de los recursos hídricos en una cuenca (Bellin et al., 2016). Entender el ciclo hidrológico implica entender la respuesta de las cuencas de manera continua en el tiempo y el espacio, y por este motivo la base de la modelación hidrológica es la conceptualización de éstas a través de un modelo matemático.

La gestión de un sistema de recursos hídricos inicia con la estimación de los recursos disponibles en una cuenca partiendo de un valor de la precipitación. La relación lluvia-escorrentía es uno de los fenómenos hidrológicos más complejos debido a la tremenda variabilidad espacial y temporal de las características de las cuencas hidrográficas, los patrones de precipitación y al número de variables involucradas en la modelación del proceso físico (Senthil Kumar et al., 2005).

De acuerdo con la literatura observaremos que existen una gran cantidad de modelos de cuenca clasificados de formas distintas de acuerdo a: (i) su conceptualización (empíricos, conceptuales o físicamente basados), (ii) a la naturaleza de los algoritmos que utiliza (determinísticos o estocásticos) y (iii) a su representación espacial (agregados o distribuidos).

Los modelos agregados son la herramienta más utilizada para aplicaciones operativas porque proponen representaciones simplificadas a escala de cuenca de la transformación de la precipitación en descarga fluvial (Coron et al., 2017). En general, el éxito en la aplicación de un modelo hidrológico depende en gran medida del grado de calibración alcanzado (Duan et al., 1992). Por su parte, la calibración se refiere al proceso de estimación de los parámetros de un modelo mediante la comparación de simulaciones para un conjunto determinado de condiciones, con un conjunto de datos medidos u observados.

La aplicación de estos modelos precipitación-escorrentía para la gestión de sistemas de recursos hídricos supone dos problemas importantes: (i) la calibración y (ii) la integración del modelo de lluvia en el modelo de gestión.

Por su parte, el software *Evalhid* (Evaluación de los recursos Hídricos) (Paredes-Arquiola et al., 2017) desarrollado por la Universitat Politècnica de València, cuenta con varios modelos precipitación-escorrentía *agregados* (aunque su aplicación también puede ser *semi-distribuida*) y un calibrador integrado que permite la estimación de los parámetros del modelo de forma automática a través de la optimización de una función objetivo. Éste se ha incluido dentro del Sistema de Soporte a la Decisión AQUATOOL (Andreu et al., 1996), lo que

permite la operación del binomio modelos-de-lluvia y modelos-de-gestión desde una misma plataforma.

*CalEv* (Calibrador para Evalhid), es una herramienta orientada a la optimización de los parámetros de modelos precipitación-escorrentía a través de la implementación de dos algoritmos como técnica de calibración automática. Con la incorporación del calibrador para operar dentro del SSD, es posible su ejecución en dos situaciones distintas: i) cuando se desea calibrar el modelo precipitación-escorrentía de manera aislada y ii) cuando se desean considerar alteraciones antropogénicas dentro del modelo, lo que significa que en conjunto deberán ejecutarse el modelo precipitación-escorrentía y el modelo de gestión (*Simges*).

La implementación de un modelo hidrológico requiere de una cantidad considerable de datos, así como tiempo y recursos para diseñar, implementar y revisar el modelo. Este esfuerzo será menor a medida que se logre una mejor comprensión del problema y se desarrollen herramientas que contribuyan a facilitar dicho entendimiento.

En este documento se explicará a detalle el uso de la Herramienta *CalEv* para la calibración de modelos precipitación-escorrentía, incluyendo la operación conjunta con el modelo de gestión (*Simges*). Se resaltarán los aspectos más importantes a tomar en cuenta para su aplicación y se detallarán las herramientas utilizadas para la calibración tales como las funciones objetivo o los algoritmos de optimización.

## 2. Consideraciones previas

La ejecución de la herramienta requiere que la **configuración del sistema operativo** del ordenador sea la coma (,) como separador de miles y el punto (.) como el separador de decimales. Lo anterior puede verificarse o modificarse accediendo a la opción de *Configuración Regional de Windows*, que se encuentra en el *Panel de Control*.

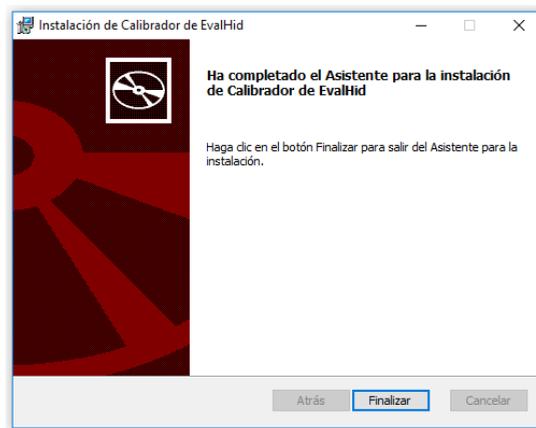
El calibrador ha sido diseñado para operar dentro del Sistema de Soporte a la Decisión (SSD) AQUATOOL, específicamente para la calibración de los modelos precipitación-escorrentía y por tanto se requiere la instalación previa de este software para su correcto funcionamiento. Siendo compatible con la versión 6.6.0 o superior de AQUATOOL.

Algunos ficheros serán utilizados durante el presente documento. El fichero de "Opciones" es el que controla la configuración de la calibración. Éste permite que el usuario pueda determinar algoritmos, modelos, parámetros, rangos, y otros elementos necesarios para la calibración. Este archivo está estructurado mediante etiquetas que permiten que la aplicación pueda leer la información proporcionada.

El fichero “Reporte calibración”, es un archivo que concentra los resultados encontrados durante la optimización, en éste se resumen los valores encontrados de las funciones objetivo, tiempo de ejecución, numero de iteraciones, entre otros.

### 3. Instalación

La instalación del calibrador de *Evalhid* se logra a través de la ejecución del instalador *CalibradorEvalHid\_Instalación.msi* disponible en la dirección electrónica <https://aquatool.webs.upv.es/aqt/descargas/>. No olvidar que el funcionamiento de esta herramienta está limitado a la instalación previa del software AQUATOOL. Una vez ejecutado el calibrador, si éste se ha instalado correctamente deberá aparecer una ventana de confirmación como la que se muestra en la figura siguiente.

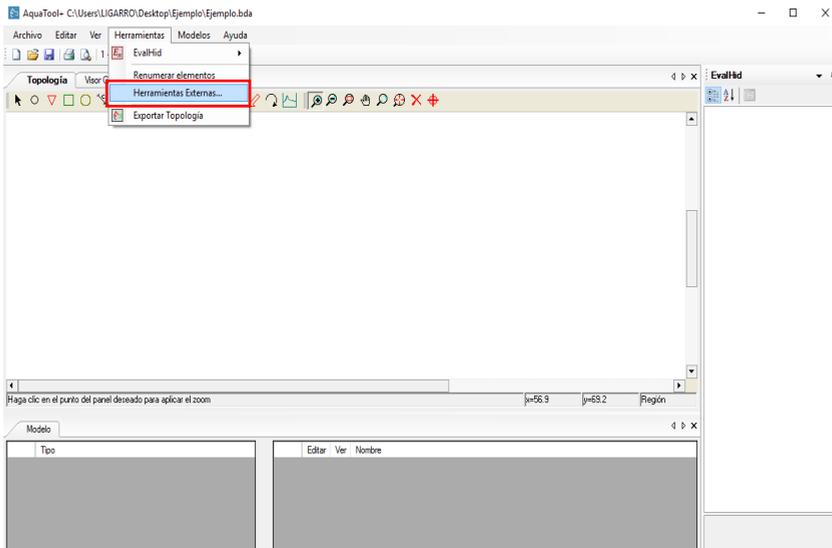


**Figura 1.** Ventana del Asistente de Instalación del Calibrador para Evalhid.

### 4. Añadir el calibrador como herramienta externa

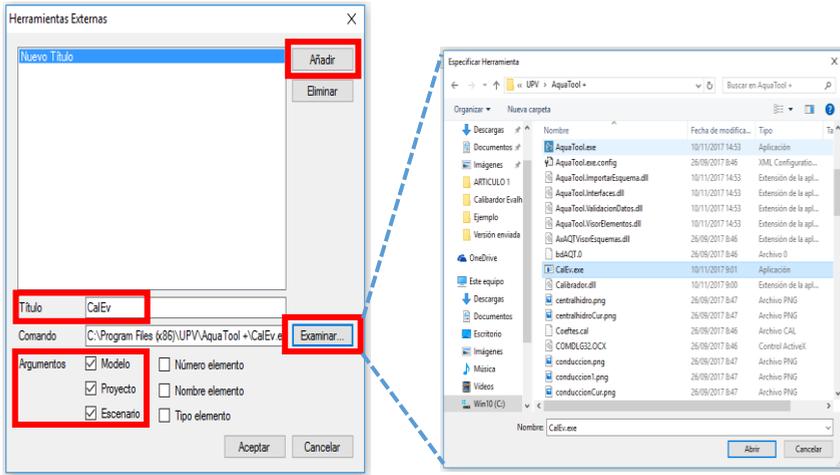
El calibrador debe agregarse como una herramienta externa en AQUATOOL, por ello el usuario no debe esperar visualizar el botón del calibrador si éste no ha sido instalado y añadido previamente.

En el menú *Herramientas* de AQUATOOL encontramos la opción *Herramientas externas* (Figura 2).



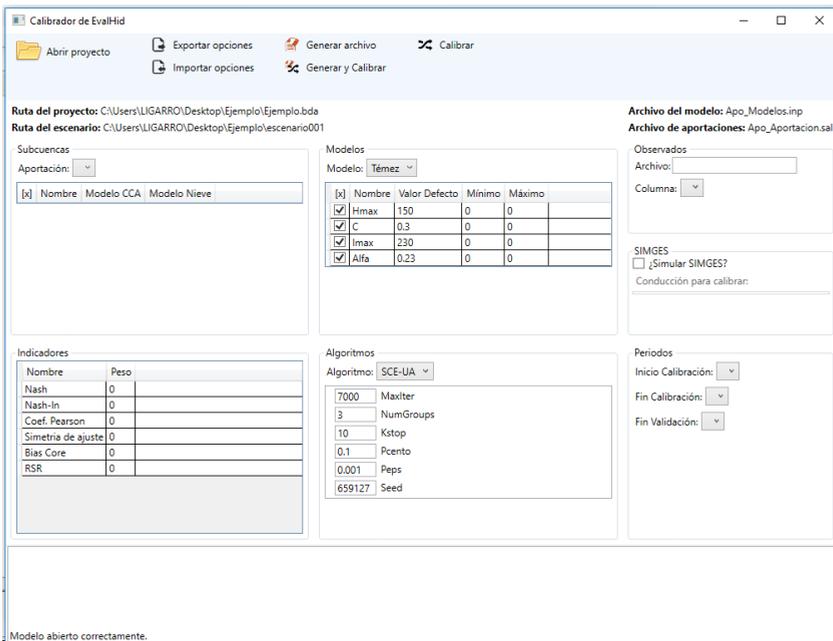
**Figura 2.** Menú “Herramientas externas” en la interfaz de AQUATOOL.

Al dar “clic” aparecerá una ventana como la que se muestra en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** Posteriormente se debe dar clic en el botón *Añadir* para dar de alta la herramienta, enseguida hay que especificar “título”, ubicación del “Comando” y “Argumentos” de la nueva herramienta. El “título” es libre y corresponde con el nombre que el usuario asignará al calibrador dentro de la interfaz de AQUATOOL. Para determinar el “Comando” (se refiere al comando de ejecución de la aplicación) es necesario dar clic en el botón *Examinar* y seleccionar el comando “CalEv.exe” generado durante la instalación y que se encuentra en la ruta *C:\ProgramFiles(x86)\UPVAquaTool+*. En “Argumentos” es necesario seleccionar tres: “Modelo”, “Proyecto” y “Escenario”. La Figura 3 muestra la configuración completa de la ventana.



**Figura 3.** Ventana para añadir Herramientas externas en la interfaz de AquaTool.

Una vez que se ha añadido la herramienta, se ingresará al calibrador desde el menú *Herramientas* y se desplegará la interfaz gráfica que se muestra en la Figura 4.

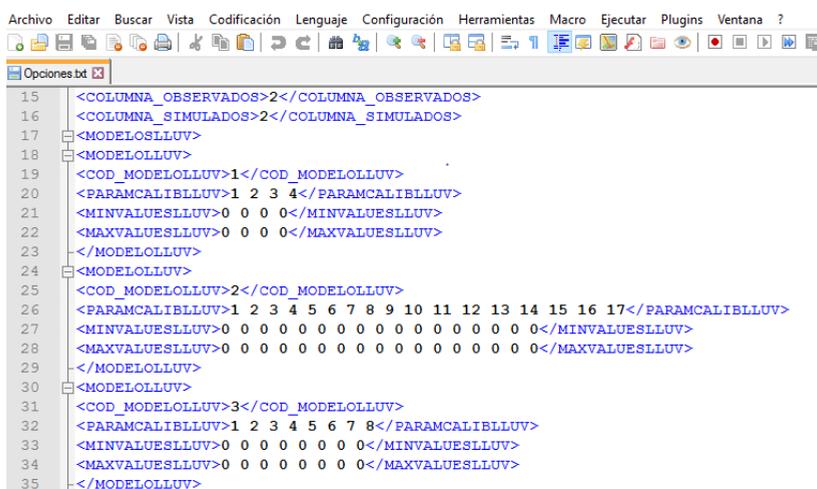


**Figura 4.** Interfaz del Calibrador para Evalhid (*CalEv*).

## 5. Funcionamiento del Calibrador para Evalhid

A través de la ventana mostrada en la Figura 5, es posible configurar todas las características deseadas en el proceso de optimización.

El funcionamiento del calibrador está basado en el fichero de “Opciones”, este archivo permite al programa leer la información que se ha especificado tanto en el modelo de Evalhid como en la ventana del calibrador. Para que éste pueda funcionar, es necesario que este archivo se encuentre dentro de la carpeta del Escenario de AQUATOOL que corresponda con el caso de estudio. Este fichero cuenta con un formato específico que debe mantenerse en todo momento para que el calibrador funcione correctamente.



```

15 <COLUMNA_OBSERVADOS>2</COLUMNA_OBSERVADOS>
16 <COLUMNA_SIMULADOS>2</COLUMNA_SIMULADOS>
17 <MODELOSLUV>
18 <MODELOLLUV>
19 <COD_MODELOLLUV>1</COD_MODELOLLUV>
20 <PARAMCALIBLLUV>1 2 3 4</PARAMCALIBLLUV>
21 <MINVALUESLLUV>0 0 0 0</MINVALUESLLUV>
22 <MAXVALUESLLUV>0 0 0 0</MAXVALUESLLUV>
23 </MODELOLLUV>
24 <MODELOLLUV>
25 <COD_MODELOLLUV>2</COD_MODELOLLUV>
26 <PARAMCALIBLLUV>1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17</PARAMCALIBLLUV>
27 <MINVALUESLLUV>0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0</MINVALUESLLUV>
28 <MAXVALUESLLUV>0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0</MAXVALUESLLUV>
29 </MODELOLLUV>
30 <MODELOLLUV>
31 <COD_MODELOLLUV>3</COD_MODELOLLUV>
32 <PARAMCALIBLLUV>1 2 3 4 5 6 7 8</PARAMCALIBLLUV>
33 <MINVALUESLLUV>0 0 0 0 0 0 0 0</MINVALUESLLUV>
34 <MAXVALUESLLUV>0 0 0 0 0 0 0 0</MAXVALUESLLUV>
35 </MODELOLLUV>

```

**Figura 5.** Formato del archivo de “Opciones”.

En la Figura 6 se muestra una imagen de la interfaz del calibrador con los datos de un caso práctico y a partir de ello se explicarán la funcionalidad de cada apartado. Claramente, se pueden distinguir **7 secciones** dentro de la ventana, 6 botones en la barra de herramientas y la barra de estado. Comenzaremos por describir las funciones de éstos últimos.



Figura 6. Interfaz del calibrador para Evalhid.

### 5.1 Descripción de la barra de herramientas

El botón *Abrir proyecto*, permite abrir calibraciones generadas de manera previa.

El botón *Exportar opciones* permite al usuario, una vez que haya establecido las características de la calibración en cada apartado, exportar el archivo para guardarlo en una ruta seleccionada.

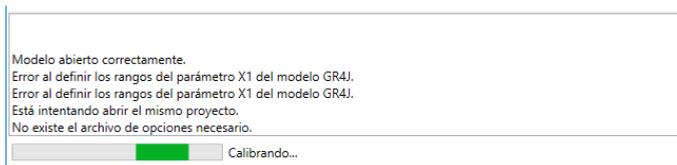
El botón *Importar opciones* permite al calibrador leer desde otro fichero, una configuración de la calibración ya establecida. El archivo desde el que se importa no es necesario que se encuentre en la carpeta del Escenario de AQUATOOL, puesto que en el momento de la ejecución el calibrador puede generar este archivo en la capeta correspondiente.

El botón *Generar archivo* permite que el fichero “Opciones” sea creado en la carpeta de trabajo del *Escenario* correspondiente con la configuración de la calibración.

El botón *Generar y calibrar* permite al programa genera el archivo de *Opciones* necesario para la ejecución de la aplicación y enseguida comenzar con el proceso de calibración.

El botón *Calibrar* lanza el proceso de calibración del modelo, previamente el archivo de *Opciones* tiene que haber sido generado, de lo contrario aparecerá un error en la barra de estado, como el que se muestra en la Figura 7.

Todos los errores, advertencias y notificaciones aparecerán en la barra de estado.



**Figura 7.** Error en la barra de estado que indica que el archivo de opciones no existe.

## **5.2 Descripción de secciones**

En la Figura 6 se han enumerado 7 secciones en las que se organiza la interfaz gráfica del calibrador. A continuación, se describen las características y funciones de cada uno.

### **5.2.1 Apartado 1: Subcuencas**

En esta sección se enlistan las subcuencas que han sido registradas en el esquema de AQUATOOL con el tipo de modelo de lluvia, y en su caso modelo de nieve. El tipo de modelo no puede cambiarse desde esta interfaz, en todo caso las modificaciones deberán hacerse desde el modelo de Evalhid. Por defecto, la herramienta utilizará todas las subcuencas en el proceso de calibración, pero una de éstas puede excluirse para su calibración dando clic sobre la marca que se encuentra al lado izquierdo del nombre de la subcuenca. En este apartado debe indicarse la Aportación (serie de referencia) con la que se calibrará el conjunto de subcuencas indicadas en esa lista.

### **5.2.2 Apartado 2: Modelos**

En esta sección se han de enlistar los parámetros de calibración de los modelos hidrológicos disponibles en el software Evalhid. Están disponibles 5 modelos de lluvia y 2 modelos de nieve. Dentro de este apartado hay un menú desplegable que permite visualizar y editar los parámetros por cada modelo hidrológico. Este apartado permite que el usuario establezca el valor mínimo y le valor máximo de cada parámetro, si alguno de éstos no desea calibrarse, puede excluirse del proceso dando clic sobre la marca que se encuentra a la izquierda del nombre del parámetro. Cada parámetro tiene asignado un valor por defecto que no es necesario modificar, ya que serán los valores de partida del algoritmo de calibración del modelo.

### 5.2.3 Apartado 3: Indicadores

Esta sección contiene los índices de ajuste disponibles para la optimización. El proceso de calibración se lleva a cabo a través de la optimización de una función objetivo (FO) que está compuesta por uno o varios indicadores que dependiendo del peso que se le asigne a cada uno pueden influir en mayor o en menor medida en el cálculo de la FO. Más adelante se explicará a detalle la configuración de la FO y cada uno de los indicadores que aquí intervienen.

La FO puede estar representada por un único índice de bondad de ajuste, pero también puede ser una combinación de éstos (dependiendo de la importancia que el usuario asigne a las diferentes medidas de bondad de ajuste o índices de ajuste). Esto se logra asignando pesos distintos a cada indicador y sumando o restando los indicadores (según corresponda) para obtener una FO compuesta.

En este menú, el usuario puede seleccionar los indicadores que desea utilizar en la calibración. Existen **6 índices** distintos integrados en el calibrador:

1. Coeficiente de Eficiencia Nash-Sutcliffe (*NSE*).
2. Logaritmo Neperiano o Natural del Coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe (*ln NSE*).
3. Coeficiente de correlación de Pearson (*r*).
4. Simetría de Medias (*SM*).
5. Corrección del Sesgo (*BIAS*).
6. Desviación estándar de las observaciones (*RSR*).

Por defecto, y si no se ha indicado con anterioridad un peso distinto para el indicador en el archivo de *Opciones*, aparecerá el valor de cero. En este punto el usuario deberá indicar el valor del peso otorgado a cada índice. Si el valor que aparece es cero, quiere decir que este indicador no será utilizado en el proceso de calibración (debido a que su peso es nulo). El valor de la FO total (compuesta por uno o varios indicadores) se calcula con la siguiente ecuación:

$$FO(\theta) = (w_1 f_1(\theta) + w_2 f_2(\theta) + w_3 f_3(\theta) + w_4 f_4(\theta) + w_5 f_5(\theta) + w_6 f_6(\theta))$$

**Ecuación 1.** Cálculo de la función objetivo total.

Dónde  $\theta$  representa el conjunto de parámetros del modelo precipitación-escorrentía,  $f_1(\theta) \dots f_6(\theta)$  representan el valor considerado como “el mejor” del índice de ajuste y  $w_1 \dots w_6$  indican el peso que cada índice representa sobre el cálculo de la función objetivo total ( $FO(\theta)$ ).

A manera de ejemplo, si  $w_1 = 1$ ,  $w_2 = 2$ ,  $w_3 = 1$ ,  $w_4 = 1$ ,  $w_5 = 0$  y  $w_6 = 2$ , significaría que el indicador  $f_5$  no será considerado para la optimización ya que su peso es 0, por otro lado, los indicadores  $f_1$ ,  $f_3$  y  $f_4$  tiene el mismo peso sobre la FO ya que el peso indicado es el mismo para los tres, y finalmente  $f_2$  y  $f_6$  tiene el doble del peso que los mencionados anteriormente sobre la función objetivo total y a su vez tiene el mismo peso entre ellos.

Los mejores valores de ajuste para los primeros 4 indicadores es la unidad (1). El rango de variación comienza desde  $-\infty$  para  $NSE$ ,  $\ln NSE$ , and  $MS$ , o desde cero (0) para  $r$ . Para el  $BIAS$  y  $RSR$  el mejor valor de ajuste es cero (0) y el rango de variación puede ir hasta  $\infty$  que representa el peor de los casos.

Para conocer el mejor valor buscado de la FO, habrá que sustituir los valores de los pesos y los valores óptimos de cada indicador en la Ecuación 1.

$$FO(\theta) = ((1 * 1) + (2 * 1) + (1 * 1) + (1 * 1) - (0 * 0) - (2 * 0))$$

**Ecuación 2.** Cálculo del valor que busca la función objetivo

El signo negativo (-) de los dos últimos indicadores se debe a que el mejor valor al que tienden es a cero y no a la unidad. El mejor valor de la función objetivo total en este caso sería de 5, cuanto más cercano se encuentre el valor de la FO durante la etapa de calibración, se puede decir que el modelo ha sido calibrado satisfactoriamente.

#### 5.2.4 Apartado 4: Algoritmos

En este apartado se puede elegir el algoritmo de optimización con que se desea calibrar el modelo. Existen dos métodos distintos: (i) El Shuffled Complex Evolution (SCE-UA) desarrollado por la Universidad de Arizona, y el Hiper cubo Latino y Rosenbrock (HLR) éste último es una combinación de dos métodos existentes, desarrollada por la Universitat Politècnica de València.

Los algoritmos son técnicas de calibración automática que han sido aplicadas de manera exitosa para la calibración de MPE a través de la minimización o maximización de una FO (descrita anteriormente). En este caso la FO es maximizada por cualquiera de los dos algoritmos (más adelante se detallan las características de cada uno).

Este apartado de la ventana cuenta con un menú desplegable, que permite al usuario seleccionar uno de los dos algoritmos disponibles. Automáticamente, aparecerán los valores de los parámetros asignados a los algoritmos por defecto. Estos valores han sido asignados por defecto

a cada algoritmo a partir de un análisis de sensibilidad que demuestra que éstos permiten que el algoritmo trabaje de manera eficiente en la solución de problemas de calibración de MPE. Sin embargo, estos valores pueden ser modificados por el usuario a partir de las necesidades del problema que desea resolver.

#### 5.2.5 Apartado 5: Observados

En esta sección se indica la ubicación del archivo de los datos observados. Este fichero puede contener varias columnas que representan una serie distinta de datos, es por ello que en este apartado se debe especificar el código o el nombre de la columna de datos que corresponde a la subcuenca de calibración.

#### 5.2.6 Apartado 6: Conexión con *Simges*

Este apartado permite realizar la calibración de subcuencas que cuenten con alteraciones hidrológicas (embalse, demandas, retornos, etcétera). Al activar la casilla *¿Simular Simges?*, el calibrador utilizará el módulo *Simges* para simular las alteraciones que existen en la subcuenca y estimar los parámetros de la subcuenca en el modelo seleccionado en *Evalhid*. Como la calibración del modelo hidrológicos se hace en conjunto con ambos módulos, *Evalhid* y *Simges*, deberá especificarse la conducción del sistema por la que circulan los caudales que deben utilizarse para la calibración de la subcuenca.

Si el caso de estudio no cuenta con alteraciones antrópicas (caudales a régimen natural), entonces las opciones del apartado 6 no deben ser consideradas.

#### 5.2.7 Apartado 7: Periodos

Este apartado permite que el usuario defina los periodos de calibración y validación que la aplicación utilizará para el cálculo de la FO. Es muy importante que el usuario tome en cuenta que el programa funciona correctamente siempre y cuando la longitud de la serie de observados y simulados sea la misma. Si por alguna razón, estas longitudes son diferentes, el calibrador arrojará un error que quedará escrito en el archivo denominado *Reporte de la Calibración* y no se procederá a la calibración de la subcuenca. Se recomienda que el usuario verifique que las fechas de simulación y longitudes de las series sean correctas previo al lanzamiento del calibrador.

## 6. Algoritmos implementados

El calibrador dispone de dos algoritmos de calibración distintos. El algoritmo evolutivo *Shuffled Complex Evolution (SCE-UA)* (Duan et al., 1992), fue desarrollado por la Universidad de Arizona en Estados Unidos de Norteamérica. El segundo algoritmo es un acoplamiento de dos métodos: *Hipercubo Latino* (McKay et al., 1979) y *Rosenbrock* (Rosenbrock, 1960). El primero es un método ampliamente utilizado en la reducción del número de simulaciones, mientras que el segundo es algoritmo de búsqueda directa.

### 6.1 Algoritmo *Shuffled Complex Evolution (SCE-UA)*

El algoritmo *Shuffled Complex Evolution (SCE-UA)* (Duan et al., 1992) ha sido ampliamente utilizado en la calibración de modelos hidrológicos con un elevado número de parámetros y un alta no linealidad, y en la solución de problemas de optimización en sistemas de recursos hídricos. Su funcionamiento está inspirado en los principios de la selección natural y la genética, y es una combinación de procedimientos deterministas y aleatorios. Se parte de diferentes puntos de búsqueda (*individuos*) que se organiza por equipos (*complex*), de esta manera la búsqueda de la solución global óptima se plantea como un proceso evolutivo entre los individuos (*evolution*) basado en la reproducción (cruce, mutación o recombinación), existiendo además mezclas de equipos (*shuffled*).

A continuación, se describen brevemente las distintas etapas que sigue este algoritmo:

#### 1. Generar una muestra

Se genera una población muestra con NPT (número de puntos en la población de la muestra) puntos en el espacio de parámetros viables y se calcula la aptitud en cada uno de ellos. En ausencia de información previa, se usa una distribución de probabilidad uniforme para generar la muestra.

#### 2. Clasificación de los puntos

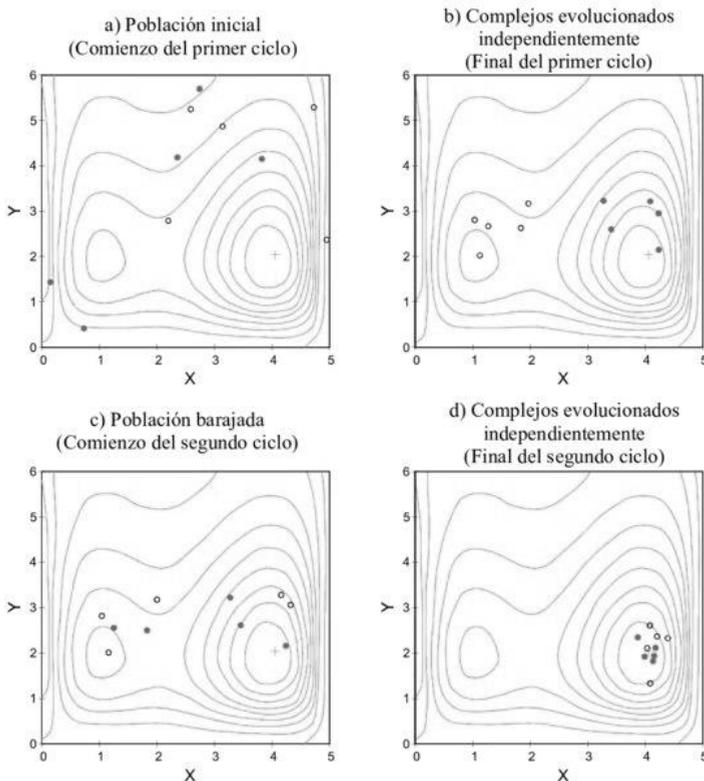
Se clasifican los puntos del NPT con el fin de aumentar la aptitud, de tal manera que el primer punto represente el punto con el menor valor de aptitud y el último punto represente el punto con el valor más grande de aptitud.

#### 3. Partición de grupos

La partición de los puntos del NPT en NGS (número de grupos en una muestra de población) grupos, donde cada uno contiene NPG (número

de puntos en cada grupo) puntos. Los grupos se dividen de tal manera que el primer conjunto contiene todos los puntos que ocupan las posiciones  $NGS^* (k-1) + 1$ , el segundo grupo contiene todos los que ocupan las  $NGS^* (k-1) + 2$  posiciones, y así sucesivamente, donde  $k = 1, 2, \dots, NPG$ .

En la Figura 8 se observa que la población de la muestra, que contiene  $NPT (= 10)$  puntos, se divide en  $NGS (= 2)$  grupos. Cada grupo contiene  $NPG (= 5)$  puntos que están marcados por  $(.)$  y  $(*)$ , respectivamente. Las líneas de contorno en las Figuras 8 y 9 se representa una función de superficie, que tiene un óptimo global ubicado en  $(4,2)$  y un óptimo local ubicado en  $(1,2)$ .



**Figura 8.** Evolución de los grupos (Fuente: Duan et al., 1992).

#### 4. Evolución de cada grupo

Cada grupo evoluciona de forma independiente tomando NSPL (número de pasos evolución permitido para cada grupo) etapas de evolución.

La Figura 9 muestra la evolución de cada etapa. Los puntos negros (.) indican la ubicación de los puntos en un grupo antes de que se lleve a cabo la primera etapa. Un sub-grupo contiene NPS (= 3, es decir, forma un triángulo, en este caso) puntos. Los puntos se seleccionan de acuerdo a una distribución de probabilidad pre-especificada antes de iniciar la etapa. La distribución de probabilidad se especifica de manera que los mejores puntos tienen una mayor probabilidad de ser elegidos, para formar el sub-grupo, que los puntos peores. El símbolo (\*) representa los nuevos puntos generados.

Hay tres tipos de métodos de evolución: la reflexión, la contracción y la mutación. Las Figuras 9a, 9b y 9d ilustran la etapa de "reflexión", de cuya ejecución se refleja el peor punto del sub-grupo a través del centro de gravedad de los otros puntos. Si el punto reflejado tiene un valor más bajo que el valor del peor punto, entonces el peor punto se descarta y se sustituye por el nuevo punto. Así se completa la primera etapa de evolución. En la Figura 9c, el nuevo punto es generado por una "contracción" (el nuevo punto se encuentra a medio camino entre el peor punto y el centro de gravedad de los otros puntos), después de rechazar una etapa de reflexión por no aumentar el valor de aptitud. En la Figura 9e se muestra la "mutación". Se genera aleatoriamente un punto en el espacio de parámetros posibles, para sustituir el peor punto del sub-grupo. Esto se hace después de una etapa de reflexión, en la que el punto resultante está fuera del espacio de parámetros posibles. Otro escenario en el que se toma un paso de mutación es cuando tanto el paso de la reflexión y el paso de la contracción no mejoran el valor de aptitud. La Figura 9f muestra el grupo final después de NSPL etapas de evolución (= 5).

La Figura 8b muestra la ubicación de los puntos en los dos grupos evolucionados de forma independiente al final del primer ciclo de la evolución. Se puede observar que un grupo (marcados con \*) está convergiendo hacia el óptimo local, mientras que el otro (marcado por un .) está convergiendo hacia el óptimo global.

### 5. Mezcla de grupos

Se combinan los puntos de los grupos convirtiéndolos en una sola muestra de la población. Se ordena la población con el fin de aumentar el valor de la aptitud, volver a partir o mezclar la muestra de población en grupos NGS de acuerdo al procedimiento establecido en el paso 3.

La Figura 8c muestra la nueva composición de los dos grupos que se han desarrollado después de mezclarlos.

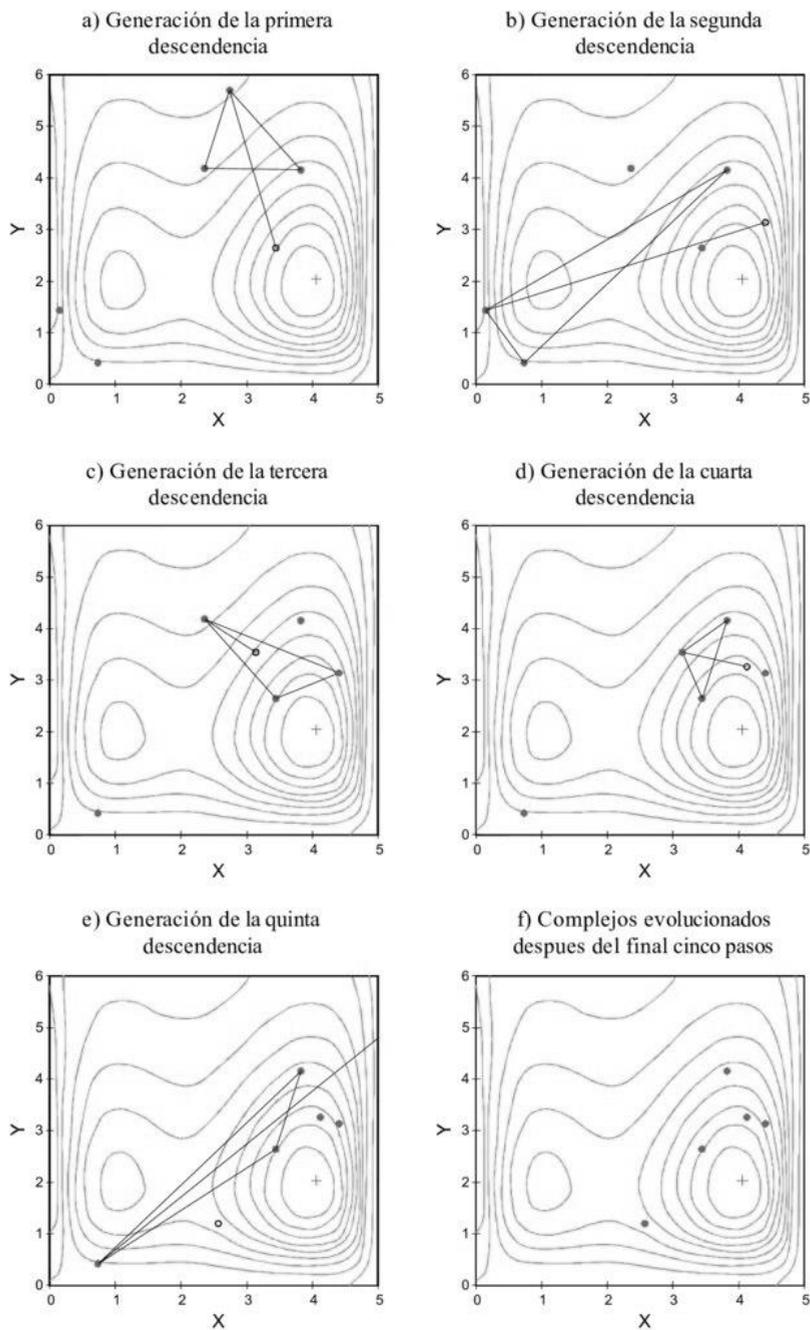
#### 6. Comprobación de la convergencia

Si el número de ensayos han superado el número máximo, o el valor de aptitud no ha mejorado en un porcentaje en los distintos bucles, se detiene el proceso.

#### 7. Comprobar la reducción del número de grupos

Si MINGS (número mínimo requerido de grupos)  $<$  NGS, se quita el grupo con los puntos que ocupan el último lugar, se establece  $NGS = NGS - 1$  y  $NPT = NGS * NPG$ , y se vuelve al paso 4. Si MINGS = NGS, se vuelve al paso 4.

La Figura 8d muestra los dos grupos al final del segundo ciclo de la evolución. Está claro que ambos grupos están convergiendo hacia el óptimo global.



**Figura 9.** Etapas de evolución llevadas a cabo en cada grupo (Fuente: Duan, et al., 1992).

## 6.2 Hipercubo *Latino* y *Rosenbrock* (HLR)

El algoritmo *Hipercubo Latino* y *Rosenbrock* (HLR) es una combinación y adaptación de dos métodos existentes, desarrollada por la Universitat Politècnica de València. Este acoplamiento ha sido propuesto como una potente herramienta de problemas de optimización altamente complejos. El HLR es capaz de discretizar el espacio muestral y seleccionar los mejores puntos para utilizarlos como puntos de lanzamiento para búsqueda de soluciones óptimas a través de un potente algoritmo basado en el método de gradiente (Rosenbrock, 1960).

### 6.2.1 Hipercubo Latino (HL)

El método de muestreo Hipercubo latino (HL) fue introducido por McKay et al. (1979). Ha sido reconocido como una de las técnicas eficientes de la reducción de simulaciones. Sin embargo, se ha demostrado que solo es eficiente cuando se desea posibilidades de fallo relativamente grandes (Owen, 1997). Un “Cuadrado Latino” es una malla que contiene un conjunto de posibles soluciones en posiciones muestrales de la malla, y en la que únicamente hay una muestra en cada fila y en cada columna de la malla. No pueden existir filas o columnas con más de una muestra. Un Hipercubo Latino (HL) es la generalización de este concepto en un número arbitrario de dimensiones y en concordancia con ello existe solo una muestra en cada hiperplano que la contenga. Los lados del Hipercubo son paralelos a los ejes de referencia y el rango de valores en que se define la distribución de cada variable aleatoria se divide en  $M$  segmentos no solapados de igual probabilidad de ocurrencia (Figura 10a).

### 6.2.2 Algoritmo de Rosenbrock (*Rnb*)

El algoritmo de Rosenbrock (*Rnb*) fue desarrollado por el inglés Howard Rosenbrock (Rosenbrock, 1960). Es un método de optimización de búsqueda de máximos o mínimos de funciones no lineales con variables restringidas y no restringidas. Es un algoritmo de gradiente basado en las técnicas de búsqueda directa, por lo que no requiere derivadas de la FO. Este método representa una mejora en el método de las direcciones axiales. Si parte de un sistema de coordenadas inadecuado, el método puede pasar mucho tiempo para converger. El algoritmo *Rnb* evita la optimización monodimensional en las direcciones de los ejes coordenados, además de utilizar un paso de tiempo para cada dirección de búsqueda. Dependiendo de los resultados obtenidos, los incrementos se multiplican por los coeficientes de avance o retroceso (parámetros del algoritmo), si la dirección es buena, se produce "un éxito" y el tamaño del paso se multiplica por el coeficiente

de avance que es típicamente 3. Por otro lado, si la búsqueda de dirección es incorrecta, se produce un "fallo" y el tamaño del paso se reduce a la mitad y el signo cambia.

El Algoritmo de *Rnb* tiene la peculiaridad de cambiar los ejes cuando se producen fallos en todas las direcciones de búsqueda, de forma que el eje de búsqueda se redirección reduciendo el número de evaluación de la FO y alcanzando su valor óptimo de forma eficiente. Los criterios para cambiar la dirección de búsqueda se basan generalmente en un éxito seguido por fracasos en todas las direcciones (no necesariamente consecutivos). En cada cambio, se selecciona un nuevo eje para que coincida con la dirección entre el punto inicial (o último cambio de punto de optimización de ejes) y el último mejor resultado de la FO (Figura 10b). El resto de los cambios de ejes se calculan con el proceso Gram-Schmidt (Björck, 1994).

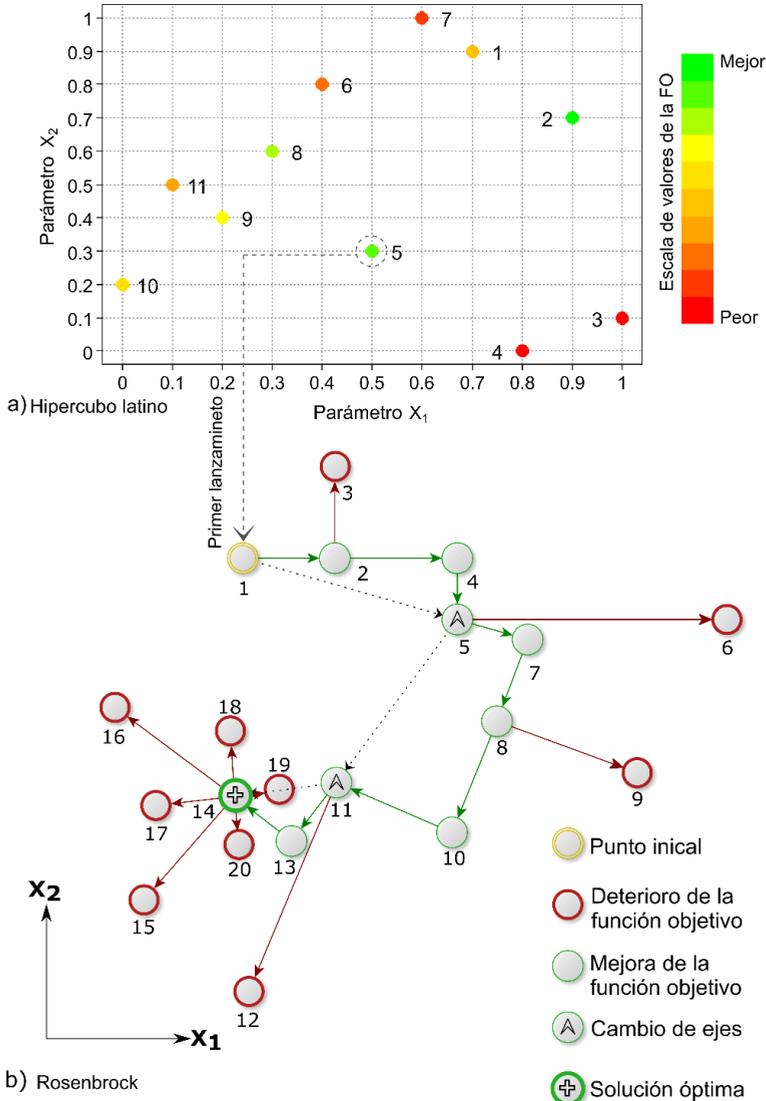
### 6.2.3 Acoplamiento HLR

Los algoritmos parten de la generación de una muestra pseudoaleatoria condicionada por el HL. La incertidumbre del dominio de búsqueda se reduce a medida que el tamaño del éste aumenta. Sin embargo, para seleccionar el tamaño que debe tener el HL debe considerarse la dimensionalidad del problema a resolver. Cada elemento de la muestra inicial es evaluado por la FO, de aquí se seleccionan un número determinado de elementos que han sido los mejores de esta primera fase para ser utilizados posteriormente por el algoritmo de *Rnb*. Una ventaja importante de esta primera etapa es que el número de evaluaciones de la FO depende del tamaño del HL y no del número de parámetros del problema a resolver.

Seguido de ello, se ordenan de forma descendente los elementos obtenidos en el paso anterior de acuerdo con el valor obtenido de la FO, y los mejores sirven como puntos iniciales para lanzar el algoritmo de *Rnb* en los elementos seleccionados. El número de lanzamientos de *Rnb* está condicionado por un parámetro del algoritmo HLR.

*Rnb* se ejecutará por lo menos una vez, en cualquier caso. Esta subrutina busca alrededor de un punto inicial de lanzamiento (elemento determinado por HL), evaluando soluciones alrededor de éste en todas direcciones con el propósito de mejorar el valor de la FO. En función de los resultados obtenidos se multiplican los incrementos por los coeficientes de avance o retroceso (parámetros iniciales del algoritmo), según corresponda. Cuando no se ha encontrado mejoras en los resultados de la FO, el algoritmo reorienta los ejes con base en el vector que almacena las direcciones en las que se han obtenido los mejores resultados (Figura 10). La condición que debe cumplirse para que ocurra

un cambio de ejes, es que se hayan producido peores resultados en todas las direcciones de búsqueda y alguna mejora en una dirección, para que el algoritmo pueda continuar en ese sentido. El mejor valor obtenido de la FO en los lanzamientos de *Rnb*, es almacenado y finalmente mostrado como el conjunto de parámetros considerados como la solución óptima del problema.



**Figura 10.** Operación del algoritmo acoplado HLR.

Esquemáticamente se muestra el primer lanzamiento de Rosenbrock en el mejor punto seleccionado por el HL. (a) Muestra el funcionamiento del método de muestreo HL, y (b) muestra la operación de *Rnb*.

Ambos algoritmos SCE-UA e HLR, requieren una serie de parámetros que les permiten controlar los procesos bajo los cuales operan (Tabla 1). El programa ha asignado un valor por defecto a cada parámetro, pero el usuario puede modificarlos si así lo requiere.

**Tabla 1.** Valores por defecto de los algoritmos SCE-UA e HLR.

No.	PARÁMETRO	DESCRIPCIÓN	VALOR
SCE-UA			
1	NGS	Número de comunidades o complejos en que son distribuidos los individuos	3
2	KSTOP	Número de bucles de recombinación o mezcla de complejos	10
3	PCENTO	Valor del criterio en los bucles de recombinación o mezcla	0.1
4	PEPS	Valor de convergencia de parámetros	0.001
5	MAXN	Número máximo de evacuaciones de la FO hasta convergencia	7000
6	SEED	Valor inicial que otorga aleatoriedad al proceso.	-
HLR			
1	DIVHL	Tamaño del Hipercubo Latino	50
2	ALPHA	Coefficiente de avance	3
3	BETA	Coefficiente de retroceso	-0.5
4	STEPROS	Parámetro de subdivisión de rangos	40
5	RLANZ	Numero de lanzamientos del algoritmo de Rosenbrock	3
6	ERR	Parámetro de convergencia del algoritmo	0.001
7	MAXN	Máximo número de iteraciones	3000
8	SEED	Valor inicial que otorga aleatoriedad al proceso.	-

## 7. Indicadores de ajuste

Como se ha mencionado anteriormente el calibrador cuenta con 6 índices de ajuste distintos, entre los cuales el usuario puede seleccionar los que desee de acuerdo con el tipo de caso de estudio o características de los datos que se utilizarán en el proceso de calibración para formular la FO.

A continuación, se describen las características de casa indicador.

### 7.1 Coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE)

Este es uno de los indicadores más utilizados en la hidrología, ha sido propuesto por Nash & Sutcliffe (1970) y su formulación se muestra en la Ecuación 3.

$$NSE = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim\ i} - Q_{obs\ i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})^2} \right] = f_1(\theta)$$

#### **Ecuación 3.** Coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe

El rango de variación de este indicador está entre  $-\infty$  y 1. Una eficiencia del  $NSE=1$  corresponde con un ajuste perfecto entre la serie simulada y observada, lo que significa que no existen diferencias entre ambas series. Un valor de  $NSE=0$  indica que las diferencias entre los valores simulados y observados (numerador) son iguales que las diferencias entre cada valor de la serie de observados con respecto a la media de ésta (denominador). Finalmente, un  $NSE<0$  significa que las diferencias entre los valores simulados y observados (numerador) son mayores que las diferencias entre los valores observados con respecto a su media (denominador), por ello se puede decir que la media de los valores observados tiene un mejor ajuste que los valores simulados.

Este coeficiente es capaz de medir cuánta de la variabilidad de los datos observados es explicada por la serie simulada. Su principal desventaja radica en que las diferencias entre los valores simulados y los observados se calculan como valores cuadráticos. Esto supone que en periodos donde los valores de los caudales son altos (generalmente los valores de los picos), se tiende a sobrevalorar. En caso contrario, cuando los valores de los caudales son bajos, el índice no es capaz de captar la variabilidad de éstos e infravalorarlos.

### 7.2 Logaritmo natural o neperiano del Coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe ( $\ln NSE$ )

Derivado de lo que se ha descrito anteriormente a cerca de las infra o sobre valoraciones de los valores de caudales altos y bajos, se ha incorporado el coeficiente de eficiencia logarítmica de Nash. Su formulación se encuentra descrita en la Ecuación 4.

$$\ln NSE = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (\ln Q_{sim\ i} - \ln Q_{obs\ i})^2}{\sum_{i=1}^N (\ln Q_{obs\ i} - \ln \bar{Q}_{obs})^2} \right] = f_2(\theta)$$

#### **Ecuación 4.** Logaritmo neperiano del coeficiente de Nash-Sutcliffe.

A través de la transformación logarítmica de los valores de los picos de la serie simulada se ven suavizados, mientras que los caudales bajos se mantienen más o menos bajos la misma consideración. Esto permite mitigar la sobrevaloración de los caudales altos con respecto a los valores de los caudales bajos.

### 7.3 Coeficiente correlación de Pearson ( $r$ )

El coeficiente  $r$  mide la correlación lineal entre los valores observados y simulados sin penalización por sesgo. El valor de este coeficiente toma valores entre -1 y 1, donde el signo indica la dirección de la correlación y el valor numérico, la magnitud de la correlación. Un valor de  $r = 1$  indica una correlación perfecta positiva entre los valores simulados y observados (mejor ajuste). Un valor de  $r = 0$  indica que no existe correlación lineal entre las variables y  $r = -1$  indica una correlación perfecta negativa.

Este coeficiente describe en qué media los valores simulados explican la dispersión de los valores observados. El hecho de que sólo se toma en cuenta la dispersión y no la distribución temporal de los valores es una de las mayores debilidades de este índice. Una serie simulada con una sobre o infra valoración sistemática durante todo el periodo de simulación, puede tener un valor  $r$  alto a pesar de que gráficamente la distribución de los datos simulados no coincida con los simulados. El cálculo de este índice se muestra en la Ecuación 5.

$$r = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{sim\ i} - \bar{Q}_{sim}) * (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{sim\ i} - \bar{Q}_{sim})^2 * \sum_{i=1}^N (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})^2}} \right] = f_3(\theta)$$

**Ecuación 5.** Coeficiente de correlación de Pearson.

### 7.4 Coeficiente de Simetría de Medias (SM)

Este índice permite comparar de forma global el ajuste de los caudales simulados con respecto a los valores observados. Su formulación matemática se muestra en la Ecuación 6.

$$MS = 1 - \left[ \max\left(\frac{\bar{Q}_{sim}}{\bar{Q}_{obs}}; \frac{\bar{Q}_{obs}}{\bar{Q}_{sim}}\right) - 1 \right]^2 = f_4(\theta)$$

**Ecuación 6.** Coeficiente de Simetría de Medias.

Este índice puede adoptar valores entre  $-\infty$  y 1, donde  $MS=1$  representa un ajuste perfecto, es decir que la media de los valores simulados tiene el mismo valor numéricos que los valores medios de los caudales simulados. Este índice no representa la distribución temporal de la serie, pero permite dar una idea general de la simetría que existe entre las medias de los valores simulados por el modelo y los datos observados.

### 7.5 Coeficiente de Sesgo o Bias Score (BIAS)

El coeficiente de Sesgo o también conocido como BIAS Score, es un indicador ampliamente utilizado en la hidrología. Este mide la tendencia promedio de los datos simulados a ser mayores o menores que el valor correspondiente en la serie de observados (Gupta et al., 1999). Su formulación se muestra en la Ecuación 7.

$$BIAS = \left[ \frac{\sum_{i=1}^N Q_{obs\ i} - Q_{sim\ i}}{\sum_{i=1}^N Q_{obs}} \right] = f_5(\theta)$$

**Ecuación 7.** Bias Score o Coeficiente de Sesgo

$BIAS=0$  representa un ajuste perfecto entre la serie simulada y la observada. Los valores positivos indican subestimación del sesgo de los valores simulados con respecto a los observados, y los valores negativos indican una sobrestimación del sesgo. Este índice tiene la facultad de indicar claramente comportamientos erróneos en el modelo.

### 7.6 El coeficiente de relación entre la raíz del error cuadrático medio y la desviación estándar de los datos medidos (RSR)

El coeficiente RSR estandariza el Error Cuadrático Medio (RMSE) utilizando la desviación estándar de los datos observados (STDEV). Se calcula como el cociente entre el RMSE y la STDEV de los datos, tal como se muestra en la Ecuación 8.

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \left[ \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{obs\ i} - Q_{sim\ i})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_{obs\ i} - \bar{Q}_{obs})^2}} \right] = f_6(\theta)$$

**Ecuación 8.** Coeficiente RSR que relaciona el error cuadrático medio y la desviación estándar de los datos observados.

RSR varía desde el valor óptimo de 0 (cero) que significa un RMSE de cero o variación residual nula, y por lo tanto una simulación perfecta del modelo, hasta un valor  $\infty$  positivo. Cuanto menor sea el RSR menos será el RMSE y mejor será el rendimiento de simulación del modelo.

De acuerdo con Moriasi et al. (2007), existen algunos valores límite que permiten clasificar el grado de calibración alcanzado de acuerdo con los valores obtenidos de cada indicador. Cuando el usuario determine los pesos de cada índice deberá multiplicar o dividir (según corresponda) el valor de cada uno por el peso que le haya sido asignado para poder comparar los valores obtenidos con los mostrados por Moriasi et. al (2007).

En el siguiente apartado se presenta un ejemplo desarrollado en el entorno de AQUATOOL, utilizando las herramientas del módulo *Evalhid*, *Simges* y el calibrador para *Evalhid CalEv*.

Si el usuario no controla las longitudes de las series simuladas con respecto a las observadas, el calibrador no funcionará correctamente, el error se mostrará en el reporte de calibración, tal y como se muestra en la figura siguiente. Será responsabilidad del usuario verificar que los periodos que se modelen coincidan tanto en longitud como en la fecha de inicio del periodo de simulación.

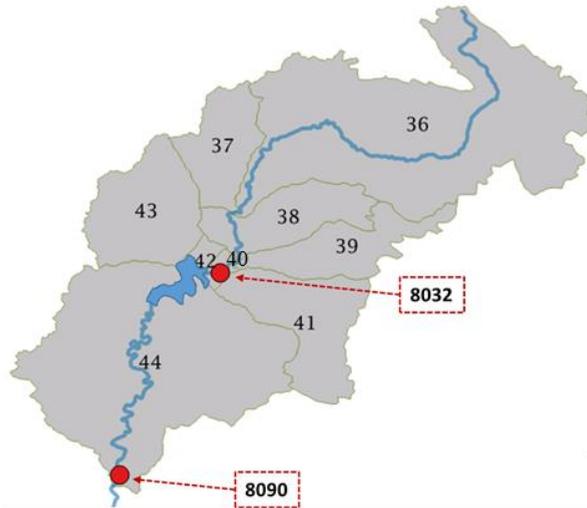


**Figura 11.** Error mostrado en el reporte de calibración por diferencia entre longitudes de las series de datos observados y las fechas indicadas en la simulación de *Evalhid*.

## 8. Ejemplo

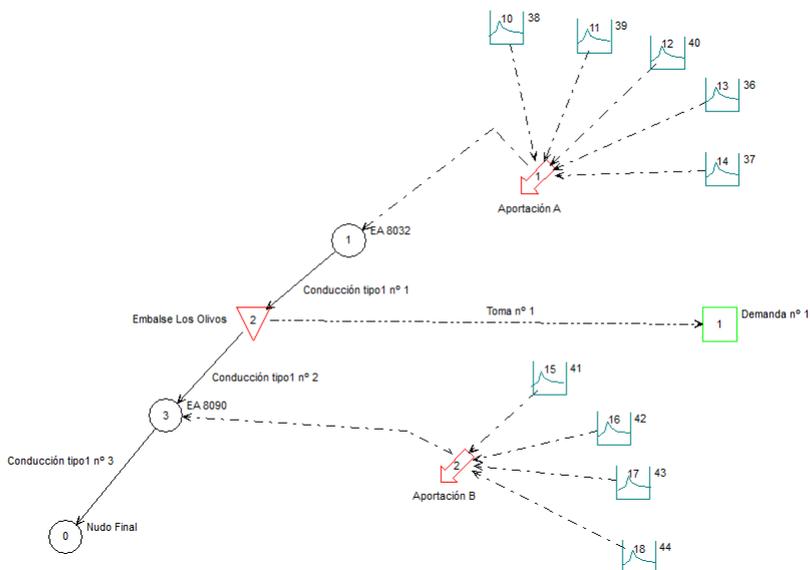
En la Figura 12 se muestra el esquema de una cuenca que desea calibrarse utilizando el modelo precipitación-escorrentía GR4J para todo el sistema y el calibrador de *Evalhid*. Es una cuenca con una superficie de aproximadamente 1,930 km<sup>2</sup>. Se han definido claramente

dos subcuencas de modelación donde cada una corresponde con una estación de aforo. La primera subcuenca está determinada por 5 microcuencas (códigos 36, 37, 38, 39 y 40). A la aportación generada por esta subcuenca se la ha denominado *Aportación A*, que deberá calibrarse con la estación de aforo con *código 8032*. Por otra parte, la segunda subcuenca, *Aportación B*, se calibrará con la estación de aforo con *código 8090*, cuyas microcuencas corresponden con las de los códigos 41, 42, 43 y 44.



**Figura 12.** Esquema de modelación

Para calibrar el MPE es necesario en primera instancia definir el sistema en AQUATOOL donde se representan los elementos que intervienen en la cuenca y que tienen influencia en el proceso lluvia-escorrentía. La Figura 13 muestra el esquema dibujado en AQUATOOL, recordar que las aportaciones se han concentrado en *Aportación A* (estación de aforo 8032) y *Aportaciones B* (estación de aforo 8090).

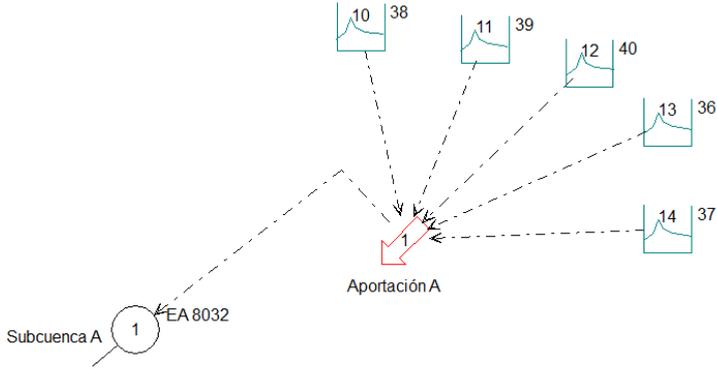


**Figura 13.** Esquema de simulación creado en AQUATOOL.

Nótese que para la *Aportación B* hay elementos que han de ser considerados para su calibración debido a que generan alteraciones en el régimen natural de los caudales. Los elementos a considerar son: un embalse, una demanda y las propias aportaciones de la subcuenca, es por ello que se ha definido como una subcuenca a régimen alterado. En cambio, para la *Aportación A* no hay elementos que afecten los caudales medidos en la estación de aforo 8032, es por ello que se ha definido como una subcuenca a régimen natural.

### 8.1 Calibración Subcuenca A (estación de aforo 8032)

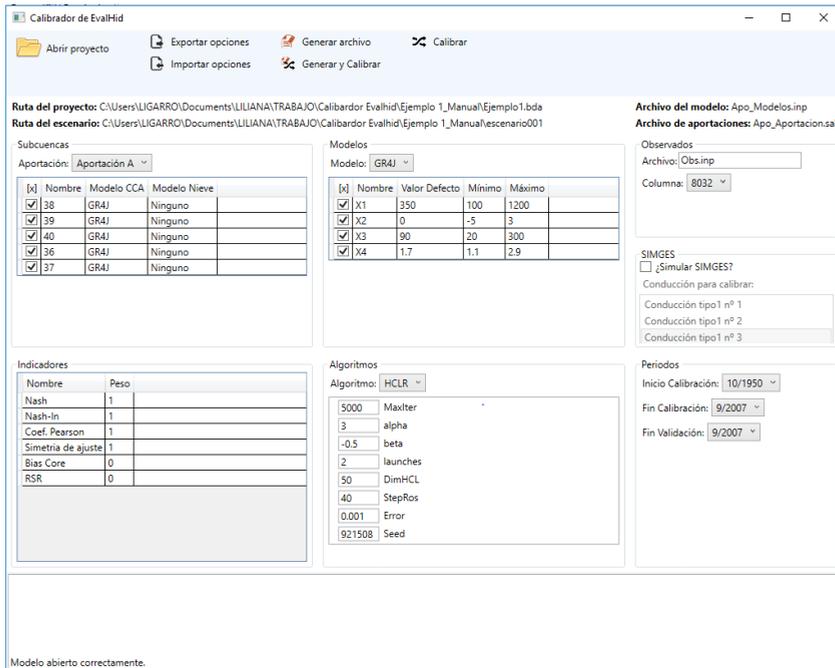
La siguiente figura muestra la parte del sistema que corresponde con las aportaciones registradas en la estación de aforo (EA) 8032. Analizando el esquema se observa que el único elemento influente corresponde con las aportaciones de la propia subcuenca. Por ello los datos registrados en la estación de aforo corresponden con las aportaciones de la subcuenca, lo que significa que no existen elementos que alteren el régimen natural de la subcuenca.



**Figura 14.** Subcuenca de modelación 8032 (Aportación A).

Una vez definida la subcuenca de calibración, habrá que simular el modelo utilizando el módulo Evalhid. En este caso se ha seleccionado el modelo GR4J realizando la primera simulación con los parámetros por defecto.

Posteriormente hay que abrir la herramienta *CalEv* y configurar la ventana como se muestra en la figura siguiente:



**Figura 15.** Configuración de la calibración de la subcuenca A, cuya estación de aforo corresponde con la 8032.

Los pasos a seguir para la calibración de la subcuenca A, son los siguientes:

1. Configuración de la ventana del calibrador. A continuación, se recalcan algunos de los aspectos que hay que tomar en cuenta:
  - En el apartado *Subcuencas*: es necesario definir el nombre del elemento que contiene las aportaciones simuladas por el modelo y que serán las que sufrirán variaciones directas a partir de la estimación de los parámetros del modelo, para este caso la *Aportación A*.
  - En el apartado *Modelos* habrá que indicar los valores máximos y mínimos de los parámetros del o los modelos utilizados.
  - En el apartado *indicadores*: se han seleccionado 4 de los 6 indicadores disponibles. Los indicadores que no se usarán en la calibración aparecen con un 0 (cero), mientras que los elegidos aparecen con el peso asignado a cada uno (en este caso se ha asignado el mismo peso a todos los indicadores).
  - En este caso se utilizó el MPE GR4J.
  - El algoritmo seleccionado en este caso es el SCE-UA.
  - Hay que indicar la columna del archivo de Observados (*Obs.inp*) que corresponde con los datos de la estación de aforo de la subcuenca que se desea calibrar. El archivo *Obs.inp* se encuentra almacenado en la carpeta del escenario de calibración. En este caso la columna correspondiente es la 8032.
  - Apartado *¿Simular Simges?* En este caso no es necesario marcar esta casilla debido a que no hay elementos en esta parte del sistema que contribuyan con afectaciones al régimen natural de los caudales y que sean necesarios para simular en el módulo *Simges* para la estimación de los parámetros del MPE.
  - Verificar que los datos de inicio y fin de calibración y validación sea correctos.
2. Dar clic en el botón *Generar y Calibrar* de la ventana del Calibrador de Evalhid.
3. En la barra de estado deben aparecer las iteraciones que ha realizado el algoritmo para la calibración del modelo. Cada vez que el algoritmo encuentre una mejora en el valor alcanzado de la FO, aparecerá en la barra de estado dicho valor y el número de iteración correspondiente (Figura 16).

```

Modelo abierto correctamente.
Archivo generado correctamente.
26/02/2018 12:21:04: Inicio de la calibración...
Iteración nº : 0 FO: -4.48257386178186
Iteración nº : 12 FO: 3.17236078140727
Iteración nº : 73 FO: 3.38196088242487

```

**Figura 16.** Barra de estado del *CalEv* indicando mejoras en la búsqueda de la función objetivo y reportando el valor alcanzado y la iteración correspondiente.

4. Cuando el proceso haya terminado, se abrirá una ventana que contiene el *Reporte de la Calibración*. Este archivo se genera dentro de la carpeta del escenario correspondiente con el nombre *ReporteCalibracion.sal* (Figura 17). En este archivo se concentra toda la información relevante que resulta del proceso de calibración, tales como: parámetros óptimos, valor óptimo de la FO, así como el valor individual de cada indicador, número de iteraciones, tiempo consumido, entre otros.
5. Los parámetros óptimos se muestran en el archivo del reporte de la calibración, pero éstos no se sustituyen en el modelo, sin embargo, las aportaciones que se encuentran en el archivo de *Aportaciones* corresponden con las simuladas con los parámetros óptimos.

```

ReporteCalibracion.sal: Bloc de notas
Archivo Edición Formato Ver Ayuda
-----
PROCESO
-----
Inicio: 26/02/2018 12:21:04
Algoritmo: SCE-UA
-----
Función Objetivo (OF) a maximizar:
OF = 1*1 + 1*1 + 1*1 + 1*1 + 0*0 + 0*0 + - 4
-----
Número de iteraciones: 775

Valor óptimo de la FO = 3.3948947214344
-----
Optimización terminada.
La optimización ha terminado debido a que se encontró el punto óptimo
en los últimos 10 shuffling loops el valor de la FO no ha variado en más de 0.1
Los parámetros encontrados en la optimización se almacenan en el archivo Apo_Modelos.inp
-----
Número de iteraciones válidas: 775
Fin: 26/02/2018 12:29:35

ANTES DE LA OPTIMIZACIÓN
-----
Iteración 0 (antes de iniciar la optimización) con los parámetros iniciales del modelo
Valor inicial de la FO = -4.48257386178186
Nash = 0.190507610490416
Logaritmo de Nash = -1.48639365482105
Coeficiente de Pearson = 0.836839946411786
Simetría = -4.02352776386301
Bias = 0
RSR = 0

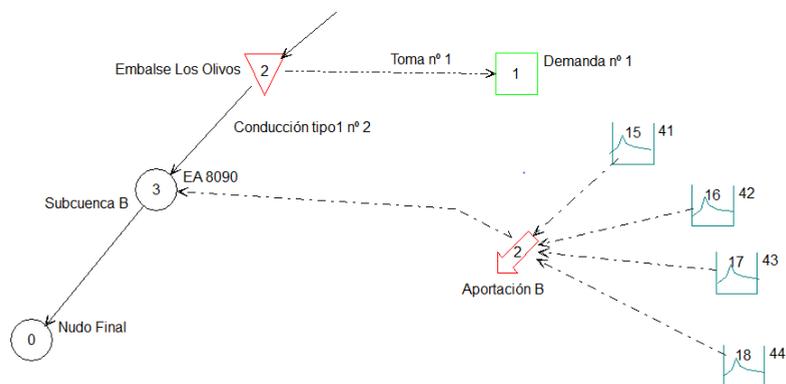
SOLUCIÓN ÓPTIMA
-----
Valor óptimo de la FO = 3.3948947214344
Parámetros óptimos:
320.853828506464 2.56449495969931 41.1052259521571 1.51077181497985
Nash = 0.774651540667284
Logaritmo de Nash = 0.739455022057125

```

**Figura 17.** Estructura del reporte de calibración generado al finalizar la optimización de los parámetros del modelo.

## 8.2 Calibración de la Subcuenca B (estación de aforo 8090)

La siguiente figura muestra parte del sistema que corresponde con la calibración de la Subcuenca B (estación de aforo 8091).

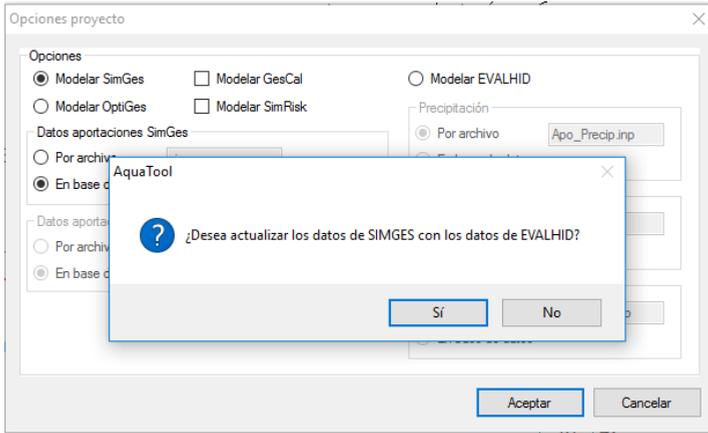


**Figura 18.** Subcuenca de modelación 8091 (Aportación B).

Analizando el esquema anterior se observa que existen elementos que afectan las aportaciones registradas en la estación de aforo 8091. Concretamente se trata del embalse “Los Olivos” y la Demanda No 1. Para la calibración de esta subcuenca es necesaria la ejecución del módulo Simges para simular la influencia del embalse y la demanda sobre las aportaciones totales de la cuenca. La operación de estos modelos dentro de una misma plataforma contribuye a minimizar la necesidad de realizar la restitución a régimen natural de los caudales para la calibración del MPE.

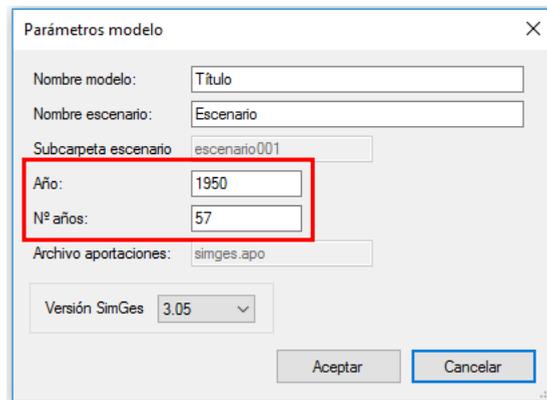
Cuando se requiera la simulación de Simges para la calibración de una subcuenca, se deberán realizar los siguientes pasos:

1. Cambiar la configuración inicial del proyecto para realizar la simulación de Simges. Esto se realiza en el menú *Modelos* y posteriormente seleccionar *Opciones del proyecto* y seleccionar la opción *Modelar Simges*. Posteriormente aparecerá una ventana como la que se muestra en la Figura 19, posteriormente clic en *Aceptar* y *Sí* para actualizar los datos de Simges con los datos de Evalhid.



**Figura 19.** Configuración del proyecto para simular la simulación de Simges.

- En el menú *Modelos*, seleccionar *Simges* y posteriormente *Ejecutar Simges*, aparecerá una ventana donde hay que indicar el año en que iniciará la simulación, así como el total de años. Para este caso, de acuerdo con los datos registrados en las estaciones de aforo y las series de precipitación y evapotranspiración, se ha determinado que el periodo de simulación inicie en 1950 y termine en 2007, por ello el total de años de simulación es de 57 (Figura 20).

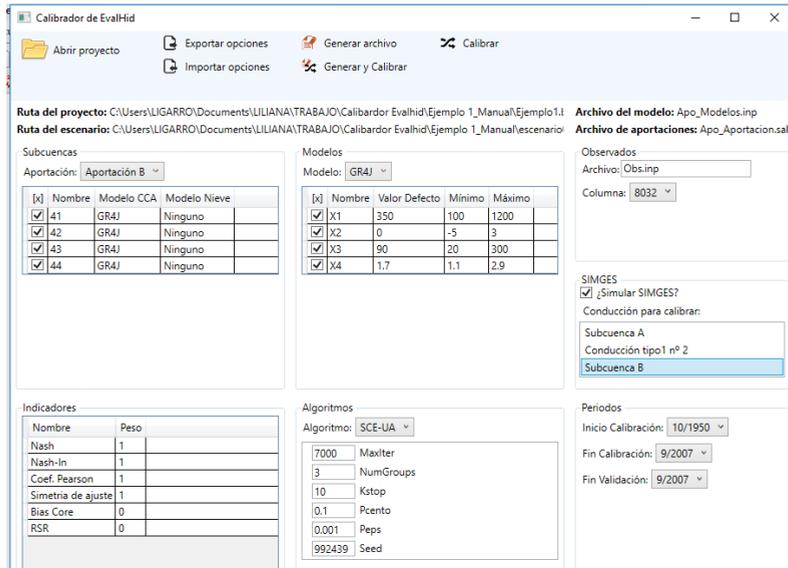


**Figura 20.** Ventana de simulación de SimGes

- Configuración de la ventana del calibrador (Figura 21). A continuación, se recalcan algunos de los aspectos que hay que tomar en cuenta:
  - En el apartado *Subcuencas*: es necesario definir el nombre del elemento que contiene las aportaciones simuladas por el modelo y

que serán las que sufrirán variaciones directas a partir de la estimación de los parámetros del modelo, para este caso *Aportación B*.

- En el apartado *Modelos* habrá que indicar los valores máximos y mínimos de los parámetros del o los modelos utilizados, si estos han sido definidos con anterioridad para un mismo archivo de calibración, los valores se almacenarán.
- En el apartado indicadores: se han seleccionado 4 de los 6 indicadores disponibles, y los pesos han sido asignados de la misma manera que en la Subcuenca A.
- El modelo seleccionado es el GR4J al igual que para la Subcuenca B.
- El algoritmo seleccionado es el SCE-UA. Es posible que el usuario seleccione distintos algoritmos para la calibración de un mismo sistema siempre y cuando así lo requiera.
- Hay que indicar la columna del archivo de Observados (*Obs.inp*) que corresponde con los datos de la estación de aforo de la subcuenca que se desea calibrar. En este caso la columna correspondiente es la 8091.
- **¿Simular Simges?** En este caso se debe marcar esta casilla para que el algoritmo calibre la subcuenca utilizando también datos que han sido generados desde Simges. Al marcar esta casilla se debe indicar también la conducción del sistema que la aplicación utilizará en el proceso de calibración. En este caso se trata de la conducción que ha sido nombrada como Subcuenca B.
- Verificar que los datos de inicio y fin de calibración y validación sea correctos.



**Figura 21.** Configuración de la ventana de calibración

4. Dar clic en el botón *Generar y Calibrar* de la ventana del Calibrador de Evalhid.

Al finalizar el proceso, se abrirá el *Reporte de la Calibración* generado durante la optimización. En la carpeta del *Escenario* correspondiente, el usuario dispone de las series de los datos simulados y observados para las comparativas que considere pertinentes.

## 9. Consideraciones especiales

- a. Cuando se calibren más de una subcuenca dentro de un sistema, es necesario que se haga un respaldo de los archivos de *ReporteCalibración*, *Apo\_Aportaciones.sal* y *Apo\_modelos.inp* (y cualquier archivo que sea de interés para el usuario) por cada modelo calibrado. Cada vez que se calibre una subcuenca estos archivos se sobre-escriben en la misma carpeta, por ello es importante generar una copia para poder tener acceso a la información generada durante la calibración.
- b. Al utilizar el modelo HBV el parámetro PWP está dado como un porcentaje del parámetro FC. Por ejemplo, si el parámetro FC se reporta como 225 y PWP como 0.85, entonces tenemos que:  $PWP = 0.85 * 225 = 191.25$ .

- c. Se recomienda que los archivos se visualicen con el editor de textos Notepad++, es de uso libre y tiene un soporte para varios lenguajes de programación. Es similar al Bloc de notas en cuanto al hecho de que puede editar texto sin formato y de forma simple. No obstante, incluye opciones más avanzadas que pueden ser útiles para visualizar archivos como el de “Opciones” que es un archivo de etiquetas. Accediendo en el menú “Lenguaje” y luego en la opción “XML” es posible visualizar los archivos en dos colores distintos (azul y negro).

---

## 10. Referencias

- Andreu, J., Capilla, J., & Sanchís, E. (1996). AQUATOOL, a generalized decision-support system for water-resources planning and operational management. *Journal of Hydrology*, 177(3–4), 269–291. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02963-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02963-X)
- Bellin, A., Majone, B., Cainelli, O., Alberici, D., & Villa, F. (2016). A continuous coupled hydrological and water resources management model. *Environmental Modelling & Software*, 75, 176–192. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2015.10.013>
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., & Andréassian, V. (2017). The suite of lumped GR hydrological models in an R package. *Environmental Modelling & Software*, 94, 166–171. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002>
- Duan, Q., Sorooshian, S., & Gupta, V. K. (1992). Effective and Efficient Global Optimization for Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Water Resources Research*, 28(4), 1015–1031. <https://doi.org/10.1029/91WR02985>
- Gupta, H. V., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1999). Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 1093–1120. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135))
- McKay, M. D., Beckman, R. J., & Conover W.J. (1979). Comparison of Three Methods for Selecting Values of Input Variables in the Analysis of Output from a Computer Code. *Technometrics*, 21(2), 239–245. <https://doi.org/10.1080/00401706.1979.10489755>
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Binger, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I- A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)

- Owen, A. B. (1997). Monte Carlo Variance of Scrambled Net Quadrature. *SIAM Journal on Numerical Analysis*, 34(5), 1884–1910. <https://doi.org/10.1137/S0036142994277468>
- Paredes-Arquiola, J., Solera, A., Andreu, J., & Lerma, N. (2014). Herramienta EvalHid para la evaluación de recursos hídricos. Retrieved from [http://www.upv.es/aquatool/files/manuales/Manual\\_Tecnico\\_EvalHid.pdf](http://www.upv.es/aquatool/files/manuales/Manual_Tecnico_EvalHid.pdf)
- Rosenbrock, H. H. (1960). An Automatic Method for finding the Greatest or Least Value of a Function. *The Computer Journal*, 3(3), 175–184. <https://doi.org/10.1093/comjnl/3.3.175>
- Senthil Kumar, A. R., Sudheer, K. P., Jain, S. K., & Agarwal, P. K. (2005). Rainfall-runoff modelling using artificial neural networks: Comparison of network types. *Hydrological Processes*, 19(6), 1277–1291. <https://doi.org/10.1002/hyp.5581>

## **ANEXO B. Descripción de modelos precipitación-escorrentía (MPE)**

En este apartado se describe la formulación matemática de los cuatro modelos precipitación-escorrentía (MPE) utilizados para el desarrollo de esta tesis doctoral.

### **1. Modelo de Témez**

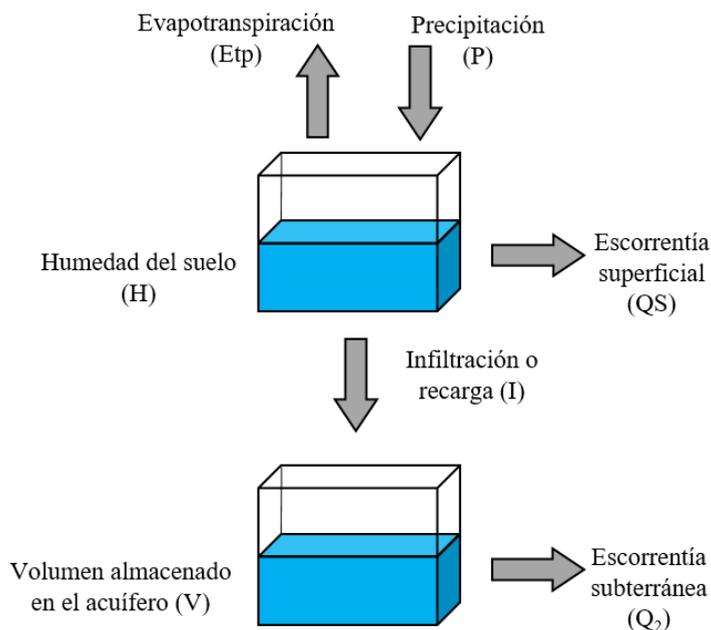
El modelo de Témez (Témez, 1977) es un modelo que pertenece a los denominados modelos agregados de simulación de cuencas. Sin embargo, este puede aplicarse de forma semidistribuida e incluso distribuida. Este modelo opera realizando balances de humedad entre los distintos procesos de transporte de agua que tienen lugar en un sistema durante las diferentes fases del ciclo hidrológico. Todo el proceso está gobernado por el principio de continuidad y de balance de masas, y regulado por leyes específicas de reparto y transferencia entre los distintos términos del balance (Paredes-Arquiola et al., 2017).

El intervalo temporal más empleado es el mensual, pero con base en su desarrollo teórico, éste puede aplicarse a cualquier intervalo (anual, mensual, diario u horario).

El modelo considera el terreno dividido en dos zonas:

- Una zona o celda superior, no saturada, en cuyos poros coexisten agua y aire, y su contenido de agua es asimilable a la humedad del suelo.
- Una zona o celda inferior o profunda (acuífero), la cual se encuentra saturada y funciona como un almacenamiento subterráneo que desagua a la red de drenaje superficial.

El balance de humedad que realiza el modelo está constituido por el flujo entrante de precipitación (P), el cual se reparte entre una serie de flujos salientes, de flujos intermedios y de almacenamientos intermedios. Los distintos componentes de flujos y almacenamientos se ilustran en la Figura B1.



**Figura B1.** Esquema conceptual del modelo de Tézmez (Adaptado de Tézmez, 1977).

- Flujos de entrada: la precipitación ( $P$ ).
- Flujos de salida: la evapotranspiración real ( $E_{tp}$ ), la escorrentía superficial ( $Q_{sup}$ ) y la aportación de origen subterráneo ( $Q_{sub}$ )
- Flujos intermedios: la infiltración ( $I$ ), que representa el agua que pasa de la celda superior del suelo a la celda inferior o acuífero, donde se considera que el tiempo de paso de este flujo por el suelo es inferior al tiempo de simulación (el mes), por lo que la infiltración se identifica con la recarga al acuífero durante el mes " $t$ " ( $R_t$ ).
- Almacenamientos intermedios: la humedad del suelo ( $H_t$ ), y el volumen almacenado en el acuífero ( $V_t$ ).

En el modelo de Tézmez, el agua proveniente de la precipitación ( $P$ ) se distribuye de tres formas diferentes:

- El excedente ( $T$ ), que a su vez se descompone en un flujo de infiltración al acuífero desde la zona superior del suelo ( $I_t$ ), y en un flujo que discurre superficialmente ( $Q_{sup}$ ). Este flujo superficial discurre a través del cauce dentro del periodo presente de simulación. Parte del agua almacenada en la zona inferior o acuífero desagua en el intervalo de tiempo  $t$  presente

( $Q_{sub,t}$ ), y la otra parte permanece dicho almacenamiento subterráneo para salir en meses posteriores.

- La evapotranspiración real ( $E_t$ ) de una parte o de toda la humedad almacenada en la zona superior del suelo ( $H_t$ ).
- La humedad del suelo ( $H_t$ ) que se almacena en la zona superior del suelo, cuyo límite es la capacidad máxima de almacenamiento hídrico del ( $H_{max,t}$ ).

Las ecuaciones que regulan los procesos de transferencia hídrica, y del resto del ciclo hidrológico se describen en los apartados siguientes.

### 1.1 Cálculo del excedente

Se considera que una fracción del agua que precipita sobre el terreno ( $P_t$ ) en un tiempo  $t$  es almacenada en la zona superior del suelo ( $H_t$ ), y que el resto, el excedente ( $T_t$ ), se distribuye entre la aportación de origen superficial ( $Q_{sup,t}$ ) y la infiltración hacia el acuífero ( $I_t$ ) o recarga ( $R_t$ ).

El excedente total ( $T_t$ ) se calcula según la siguiente ley:

$$T_t = 0 \quad \text{si } P_t \leq P_0 \quad (\text{B.1})$$

$$T_t = \frac{(P_t - P_0)^2}{P_t - \delta_t - 2P_0} \quad \text{si } P_t > P_0 \quad (\text{B.2})$$

donde:

$$\delta = H_{max} - H_{t-1} + ETP_t \quad (\text{B.3})$$

$$P_0 = C (H_{max} - H_{t-1}) \quad (\text{B.4})$$

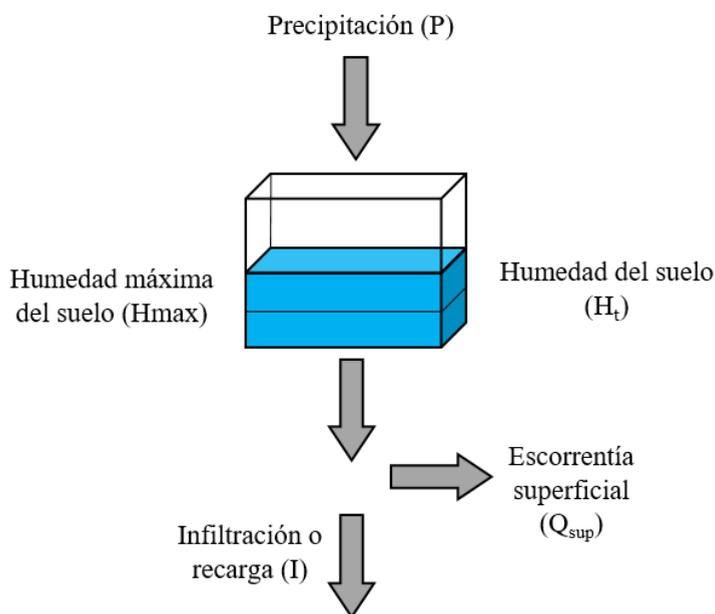
Donde:

- $H_{max}$  es la capacidad máxima de almacenamiento del suelo (mm), que depende de las características del suelo y la vegetación donde tiene lugar la evapotranspiración. El valor de  $H_{max}$  aumenta conforme lo hacen aquellos factores que facilitan la retención de agua en el suelo y el espesor del mismo que puede ser drenado por evapotranspiración.
- $H_{t-1}$  el almacenamiento de agua en el suelo (mm) en el instante  $t-1$ .
- $ETP_t$  la evapotranspiración potencial (mm) en el intervalo de tiempo  $t$ . Es la máxima evapotranspiración que se produciría en condiciones óptimas de humedad.

- C el coeficiente de inicio de excedente. Un factor adimensional, que toma valores en torno a 0.30 (Témez, 1977) y define el inicio de la escorrentía antes de que se alcance el máximo de humedad en el suelo  $H_{max}$ .

De este modo, cuando la cantidad de lluvia es inferior a  $P_{0t}$  toda el agua de lluvia se almacena como humedad del suelo, siendo susceptible de convertirse en evapotranspiración, y el excedente total es nulo. A partir del valor de  $P_{0t}$ , la precipitación incrementa simultáneamente el excedente y la componente de humedad del suelo.

Tal y como se observa en la Figura B4, la curva que expresa los excedentes. No es lineal, parte de 0 para  $P=P_0$  y tiende a  $P - \delta$  para lluvias altas.



**Figura B2.** Transformación de la precipitación en excedente en el modelo de Témez (Adaptado de Paredes-Arquiola et al., 2017).

### 1.2 Cálculo del almacenamiento superficial e infiltración

Una vez estimado el excedente ( $T_t$ ), la humedad en el suelo al final de cada mes se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$H_t = \max \left\{ \begin{array}{l} 0 \\ H_{t-1} + P_t - T_t - ETP_t \end{array} \right. \quad (B.5)$$

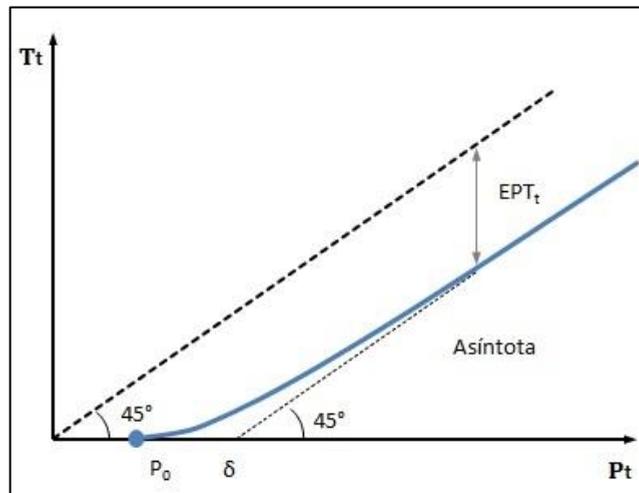
Que representa el cierre del balance entre el agua que queda en el suelo y la ETP. Si el resultado es negativo la humedad del suelo al final del

periodo es nula, y la evapotranspiración potencial no se habrá desarrollado en su totalidad.

La evapotranspiración real que se produce ( $ET_t$ ) obtiene mediante la siguiente expresión:

$$ET_t = \min \left\{ \begin{array}{l} H_{t-1} + P_i - T_i \\ ETP_t \end{array} \right. \quad (\text{B.6})$$

Siempre que exista suficiente agua en el suelo, la evapotranspiración se desarrolla hasta alcanzar la evapotranspiración potencial. En caso de no haberla, la humedad en el suelo al final de mes será nula.



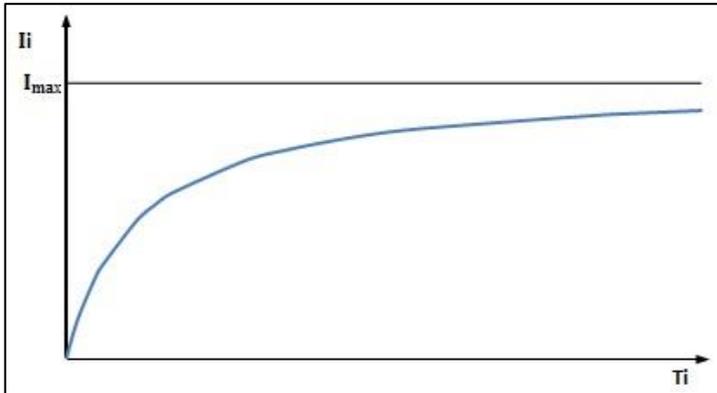
**Figura B3.** Ley de excedentes (Adaptado de Paredes-Arquiola et al., 2017).

La infiltración al acuífero es función del excedente y del parámetro denominado infiltración máxima ( $I_{max}$ ), que expresa la máxima cantidad de agua que puede infiltrarse en el terreno en un mes, a través de la siguiente expresión empírica:

$$I_t = I_{max} \cdot \frac{T_t}{T_t + I_{max}} \quad (\text{B.7})$$

De la anterior expresión se deduce que a medida que el excedente aumenta también lo hace la infiltración y que ésta tiende asintóticamente a su valor máximo ( $I_{max}$ ). Además, si el excedente es nulo, la infiltración también lo es. La infiltración máxima ( $I_{max}$ ) no depende exclusivamente de las propiedades del terreno, sino también de la intensidad y concentración de las precipitaciones. Suele tomar valores comprendidos entre 100 mm/mes y 400 mm/mes dependiendo de que la

lluvia sea esporádica o persistente (Témez, 1977) aunque estos no deben considerarse como límites para calibrar un modelo.



**Figura B4.** Ecuación que relaciona la infiltración al acuífero con el excedente existente (Adaptado de Paredes-Arquiola et al., 2017).

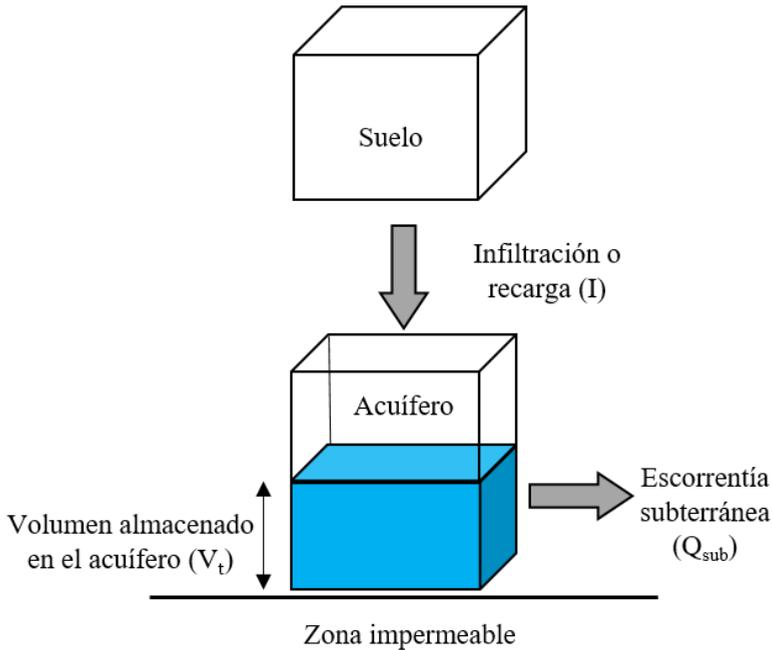
### 1.3 Cálculo de la aportación superficial ( $Q_{sup}$ )

La parte del excedente que no infiltra al acuífero se convierte en escorrentía superficial al final del mes  $t$ , según la siguiente expresión:

$$Q_{sup_t} = T_t - I_t \quad (B.8)$$

### 1.4 Cálculo de la aportación subterránea ( $Q_{sub}$ )

La aportación subterránea producida durante el mes “ $t$ ” ( $Q_{sub_t}$ ) está formada por el drenaje del agua almacenada en el acuífero ( $V_t$ ) por encima del umbral de salida a la red fluvial.



**Figura B5.** Producción de escorrentía subterránea (Adaptado de Paredes-Arquiola et al., 2017).

Para simular el comportamiento del acuífero se plantea el modelo unicelular, el cual está basado en la función exponencial que representa la curva de agotamiento de un manantial. La variable de estado es el volumen almacenado en el acuífero ( $V_t$ ). El caudal cedido a la red superficial ( $Q_t$ ) se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$Q_t = \alpha \cdot V_t \quad (\text{B.9})$$

Donde:

$\alpha$  es una constante con dimensiones de  $[T^{-1}]$

Si se aplica al acuífero una ecuación de balance de masa del tipo representado por la ecuación diferencial ordinaria siguiente:

$$I_t - Q_t = \frac{dV_t}{dt} \quad (\text{B.10})$$

Donde:

$I_t$  son las entradas al acuífero en el tiempo  $t$  (recargas).

$Q_t$  son las salidas del acuífero en el tiempo  $t$  (extracciones).

$V_t$  es el volumen almacenado en el acuífero en el tiempo  $t$ .

Sustituyendo la primera ecuación en la segunda y considerando  $R_0$  como el caudal de recarga neta al acuífero en el tiempo  $t$  se tiene:

$$R_t - \alpha \cdot V_t = \frac{dV_t}{dt} \quad (\text{B.11})$$

La resolución de esta ecuación diferencial conduce, para la condición inicial de volumen inicial de acuífero,  $V_0$  y para un caudal de recarga constante  $R$ , a:

$$V_t = V_0 e^{-\alpha \cdot t} + \frac{R}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t}) \quad (\text{B.12})$$

Expresando el volumen como una función del caudal y haciendo  $R=0$  se obtiene una expresión que representa la curva de agotamiento del acuífero:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (\text{B.13})$$

La recarga,  $R$  se puede expresar como  $R = S \cdot I_t$  (siendo  $S$  la superficie de la cuenca), ya que está constituida por la cantidad de agua infiltrada al acuífero. De esta forma, la ecuación que determina el volumen en el acuífero en el mes  $t$  sería la siguiente:

$$V_t = V_{t-1} e^{-\alpha \cdot \Delta t} + \frac{S \cdot I_t}{\alpha} (1 - e^{-\alpha \Delta t}) \quad (\text{B.14})$$

Este modelo subterráneo presenta la ventaja de la simplicidad de cálculo, pero la desventaja de que supone una simplificación excesiva del sistema. Por ejemplo, no es válido para modelar acuíferos cársticos, donde se han identificado más de una rama de descarga en el agotamiento del acuífero.

El modelo está controlado por cuatro parámetros:  $H_{\max}$ ,  $C$ ,  $I_{\max}$  y  $\alpha$ . Los parámetros  $H_{\max}$  y  $C$  regulan el almacenamiento de agua en el suelo,  $I_{\max}$  separa la escorrentía superficial de la subterránea y el parámetro  $\alpha$  regula el drenaje subterráneo. Es también necesaria la definición de las condiciones iniciales de simulación, es decir, la determinación de la humedad inicial del suelo ( $H_0$ ) y del almacenamiento inicial en el acuífero (que podría aproximarse por  $V_0 = Q_0/\alpha$ ). El efecto de los valores iniciales se reduce a medida que transcurre el tiempo, por lo que estos resultan, en la mayoría de los casos, poco significativos.

En la Tabla 2 de este documento se muestran los parámetros de control y valores probables.

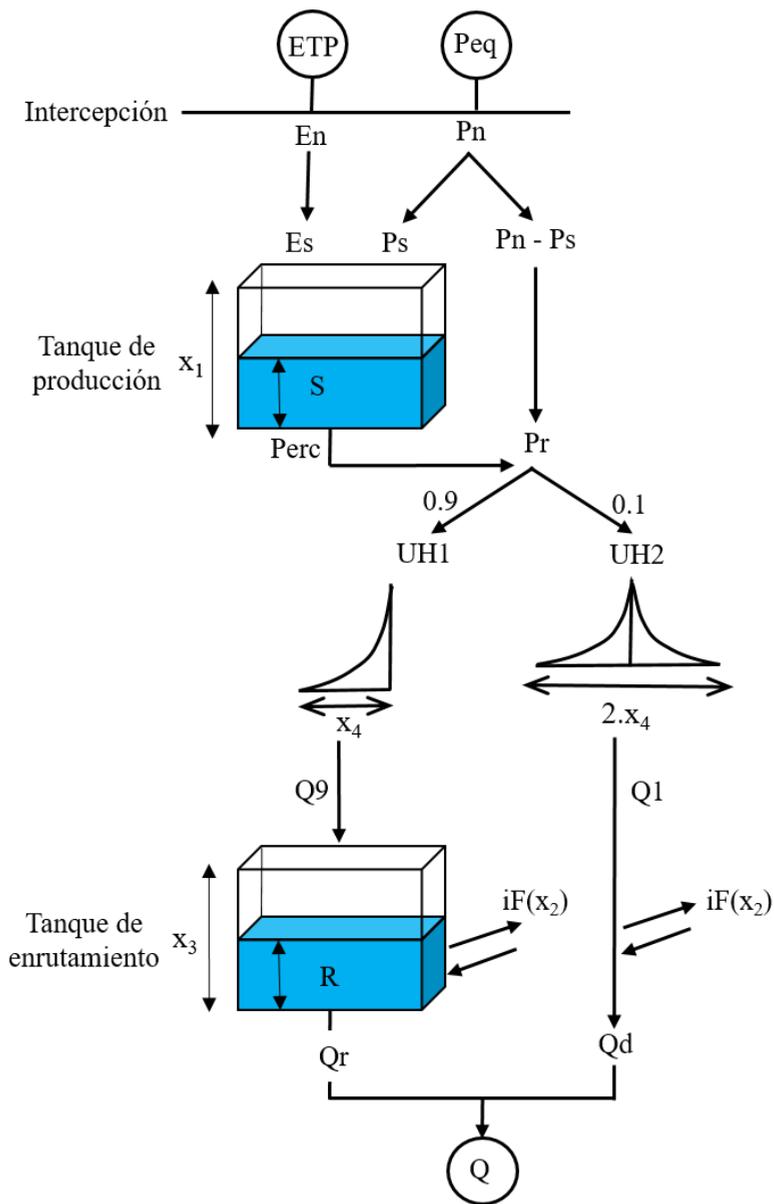
**Tabla B1.** Parámetros de control o de calibración del modelo de Témez y rangos de valores probables (Témez, 1977).

<b>Parámetro (unidades)</b>	<b>Descripción</b>	<b>Min.</b>	<b>Max.</b>
Hmax (mm)	Capacidad máxima de almacenamiento del suelo	50	500
C (-)	Coefficiente de escurrimiento	0.1	1
I <sub>max</sub> (mm)	Capacidad de infiltración máxima del suelo	50	500
$\alpha$ (tiempo <sup>-1</sup> )	Coefficiente de descarga en la celda inferior	0.00 1	0.9

## 2. Modelo GR4J

El modelo GR4J (Perrin et al., 2003) es un modelo hidrológico global cuya formulación puede considerarse como empírica, pero su estructura es similar a la de los modelos conceptuales. El esquema conceptual de este modelo se muestra en la Figura B6. Este modelo tiene en cuenta la humedad y está compuesto por dos depósitos (producción y de enrutamiento). Los hidrogramas unitarios también se asocian para tener en cuenta el comportamiento hidrológico de la cuenca.

El modelo está regulado por cuatro parámetros X1, X2, X3 y X4. La descripción de cada uno y los rangos probables se concentran en la Tabla B2.



**Figura B6.** Esquema del modelo GR4J (Adaptado de Perrin et al., 2013).

**Tabla B2.** Lista de parámetros y condiciones iniciales para el modelo GR4J (Perrin et al., 2003).

Parámetro (unidades)	Descripción	Min.	Max.
X1(mm)	Capacidad máxima del depósito de producción	100	1200
X2 (mm/día)	Coefficiente de intercambio de aguas subterráneas	-5	3
X3 (mm)	Capacidad del depósito de laminación	20	300
X4 (días)	Tiempo base del hidrograma unitario (UH1)	0.5	5.8

El primer cálculo es la neutralización de  $P_{eq}$  por ETP para determinar una intensidad neta ( $P_n$ ) y una evapotranspiración neta ( $E_n$ ) según las ecuaciones B.15 y B16.

$$\begin{aligned}
 P_n &= P_{eq} - ETP & \text{si } P \geq ETP \\
 E_n &= 0 \\
 P_n &= 0 & \text{si } P < ETP \\
 E_n &= ETP - P_{eq}
 \end{aligned}
 \tag{B.15}$$

Donde:

$P_n$ : intensidad neta de lluvia [L/T];  $P_{eq}$ : precipitación equivalente [L/T]; ETP evapotranspiración potencial [L/T] y  $E_n$ : la evapotranspiración real o neta [L/T].

Cuando  $P_n$  es diferente de cero, una parte ( $P_s$ ) de  $P_n$  alimenta al depósito de producción ( $S$ ) tal como se presenta en la ecuación B.16. Del mismo modo, cuando  $S_p$  no es cero, una parte de la evapotranspiración ( $E_s$ ) desde el depósito de producción se calcula en función del nivel de agua en el depósito de producción tal como se describe en la ecuación B.17.

$$P_s = \frac{d}{dt} \frac{X_1 \cdot \left( 1 - \left( \frac{S}{X_1} \right)^2 \right) \cdot \tanh \left( \frac{P_n \cdot dt}{X_1} \right)}{1 + \left( \frac{S}{X_1} \right) \cdot \tanh \left( \frac{P_n \cdot dt}{X_1} \right)}
 \tag{B.16}$$

$$Es = \frac{d}{dt} \frac{S \cdot \left( 2 - \left( \frac{S}{X_1} \right) \right) \cdot \tanh \left( \frac{En \cdot dt}{X_1} \right)}{1 + \left( 1 - \frac{S}{X_1} \right) \cdot \tanh \left( \frac{En \cdot dt}{X_1} \right)} \quad (\text{B.17})$$

Con  $Ps$ : intensidad de la lluvia alimentando el embalse de producción [L/T];  $X1$ : es la capacidad máxima del depósito de producción  $S$  [L];  $S$ : es el contenido de agua en el depósito de producción [L]; y  $Es$ : corresponde con la evapotranspiración del depósito de producción [L/T].

La percolación ( $iPerc$ ) que fluye desde el depósito de producción se calcula entonces de la siguiente manera:

$$iPerc = \frac{d}{dt} (S + (Ps - Es) \cdot dt) \cdot \left( 1 - \left( 1 + \left( \frac{4}{9} \cdot \frac{(S + (Ps - Es) \cdot dt)^4}{X_1} \right)^{\frac{1}{4}} \right) \right) \quad (\text{B.18})$$

Con  $iPerc$ : intensidad de percolación [L/T].

Finalmente, se obtiene la variación en el depósito de producción  $S$  de acuerdo con la Ecuación B.19.

$$\begin{aligned} dS/dt &= Ps - Es - iPerc \\ S &\geq 0 \end{aligned} \quad (\text{B.19})$$

La cantidad de agua ( $Pr$ ) que va al depósito de laminación es:

$$Pr = iPerc + (Pn - Ps) \quad (\text{B.20})$$

Donde:

$Pr$  representan la intensidad que fluye al depósito de enrutamiento [L/T].

Después, para el cálculo de los hidrogramas unitarios,  $Pr$  se divide en dos componentes de flujo: el 90% se laminan con un hidrograma unitario (HU1) y un depósito de laminación o enrutamiento, y el 10% en un hidrograma unitario simétrico (HU2). Los hidrogramas HU1 y HU2 dependen del parámetro  $X_4$  que representa el tiempo base.

Las ordenadas de los hidrogramas se calculan a partir de curvas SH1 y SH2, que corresponden al hidrograma acumulado. SH1 y SH2 se definen en función de la etapa de tiempo  $t$  tal como se presenta en la

ecuación B.22 y B.23. Las ordenadas de HU1 y HU2 se calculan a continuación.

$$SH1_t = 0 \quad \text{if } t \leq 0$$

$$SH1_t = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{if } 0 < t < X_4 \quad (B.21)$$

$$SH1_t = 1 \quad \text{if } t \geq X_4$$

$$SH2_t = 0 \quad \text{if } t \leq 0$$

$$SH2_t = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{if } 0 < t < X_4 \quad (B.22)$$

$$SH2_t = 1 - \frac{1}{2} \cdot \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad \text{if } X_4 < t < 2 \cdot X_4$$

$$SH2_t = 1 \quad \text{if } t \geq 2 \cdot X_4$$

$$HU1_j = SH1_j - SH1_{j-1} \quad (B.23)$$

$$HU2_j = SH2_j - SH2_{j-1} \quad (B.24)$$

Con SH1: hidrograma 1 de S [-], SH2: hidrograma 2 de S [-], t: paso de tiempo [T]; X<sub>4</sub>: tiempo base [T]; HU1: hidrograma de SH1 [-]; HU2: hidrograma de SH2 [-].

Luego, en cada paso de tiempo *k*, las salidas Q1 y Q9 de los dos hidrogramas corresponden a la co-evolución de las intensidades anteriores de acuerdo con el reparto previsto por el hidrograma discretizado y se calcula como se presenta en las ecuaciones B.25 y B.26.

$$Q9 = 0.9 \cdot \sum_{j=1}^l (HU1_j \cdot iPr_{k-j-l}) \quad (B.25)$$

$$Q1 = 0.1 \cdot \sum_{j=1}^m (HU2_j \cdot iPr_{k-j-l}) \quad (B.26)$$

Con Q9: caudal unitario del hidrograma HU1; [L/T]; Q1: caudal unitario del hidrograma HU2 [L/T], M<sub>j</sub>: día (entero) [T]; l = valor entero de X<sub>4</sub> + 1 [T], m = valor entero de 2 × X<sub>4</sub> 1 [T].

A continuación, una función de intercambio (*iF*) produce una salida de agua subterránea de acuerdo a la ecuación B.26 (la interpretación física

de esta función no es directa). Entonces, el depósito de laminación (R) se vacía por una descarga de laminación ( $Qr'$ ) como se describe en la ecuación B.28.

$$iF = \frac{d}{dt} X_2 \cdot \left( \frac{R}{X_3} \right)^{\frac{7}{2}} \quad (B.27)$$

$$Qr' = \frac{d}{dt} (R + (Q9 + iF) \cdot dt) \cdot \left( 1 - \left( 1 + \left( \frac{R + (Q9 + iF) \cdot dt}{X_3} \right)^4 \right)^{\frac{1}{4}} \right) \quad (B.28)$$

Con  $iF$ : función de intercambio [L/T];  $X_2$ : coeficiente de intercambio de agua, para las contribuciones positivas, negativas para las pérdidas por infiltración o cero cuando no se produce ningún intercambio [L]; R: El nivel del agua en el embalse de laminación [L];  $X_3$ : un día de capacidad del depósito de laminación [L];  $Qr'$ : salida unitaria del depósito de laminación [L/T].

La variación del nivel de agua en el depósito de laminación es:

$$\begin{aligned} dR/dt &= Q9 - iF - Qr \\ R &\geq 0 \end{aligned} \quad (B.29)$$

La salida  $Ql$  del hidrograma  $HU2$  tiene también el mismo intercambio al proporcionar el flujo complementario  $Qd'$ :

$$Qd' = Ql + iF \quad (B.30)$$

Con  $Qd'$ : flujo unitario complementario [L/T].

Por último, se calculan los modelos de flujos de salida tal como se presenta en las ecuaciones B.31 y B.32 y el caudal total a la salida,  $Q_{tot}$ , tal como se presenta en la ecuación B.33:

$$Qr = Qr' \cdot A \quad (B.31)$$

$$Qd = Qd' \cdot A \quad (B.32)$$

$$Q_{tot} = Qr + Qd \quad (B.33)$$

Con  $Qr$ : flujo de salida desde el depósito de laminación; A: superficie de la cuenca [L<sup>2</sup>];  $Qd$ : salidas complementarias [L<sup>3</sup>/T];  $Q_{tot}$ : salida total [L<sup>3</sup>/T].

Las variables asociadas a este modelo son  $S_{ini}$  y  $R_{ini}$ . Los parámetros a ajustar son  $X_1$ ,  $X_2$ ,  $X_3$  y  $X_4$ .

Las entradas del modelo son la precipitación equivalente ( $Peq$ ) y la evapotranspiración potencial ( $ETP$ ). La salida es la descarga total en la salida del modelo ( $Q_{tot}$ ).

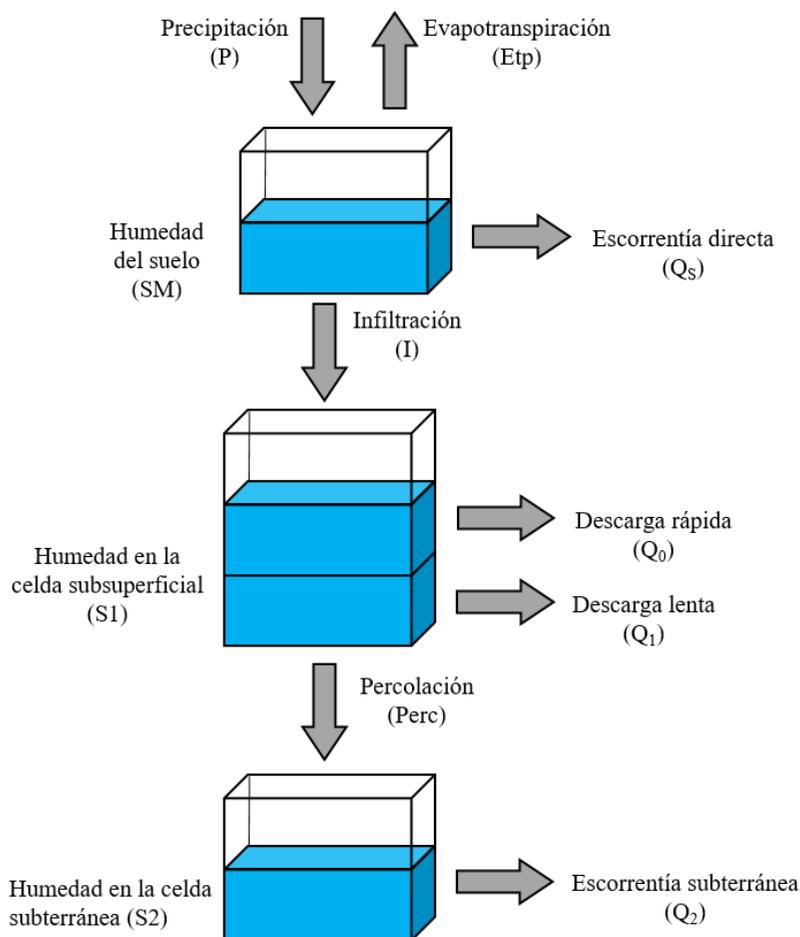
### **3. Modelo HBV**

#### **3.1 Introducción y antecedentes**

El modelo del Instituto Meteorológico e Hidrológico Sueco HBV (Bergström, 1995) es un modelo conceptual agregado que consta de 8 parámetros de control. Este modelo ha sido utilizado exitosamente en más de 30 países en condiciones climáticas diversas. La simplicidad de los datos de entrada al modelo y su estructura robusta controlada por un número moderado de parámetros, han demostrado que el modelo presenta un comportamiento fiable en la solución de problemas de recursos hídricos en diferentes escalas temporales de simulación (SMHI, 2012).

El modelo consta de cuatro rutinas principales: un módulo de fusión y acumulación de nieve, un módulo de humedad del suelo y precipitación efectiva, un módulo de evapotranspiración y finalmente el módulo de estimación de la escorrentía. La rutina de acumulación de y derretimiento de nieve se calcula a través del método Grado-Día (Seibert, 1999). Éste define una temperatura umbral (generalmente 0°C) a partir del cual se produce el derretimiento de la nieve.

En la Figura B7 se ilustran los procesos generales de la versión utilizada del HBV. Esta incluye un módulo que procesa los datos de precipitación como lluvia o como nieve basándose en la temperatura de cada paso de tiempo. La lluvia y la nieve fundida (si existe) son procesadas en el módulo de humedad del suelo donde se evalúa la precipitación efectiva que contribuye a la escorrentía superficial. La parte restante de la precipitación contribuye a la humedad almacenada en el suelo, que a su vez puede evaporarse siempre y cuando el contenido de agua existente en el subsuelo sea lo suficientemente grande. La salida principal del modelo es la escorrentía total en el punto de desagüe de la cuenca, que consta de tres componentes: escorrentía superficial, interflujo y flujo base (contribución del flujo subterráneo).



**Figura B7.** Esquema general del modelo HBV (Adaptado de Bergström, 1995 y Paredes-Arquiola et al., 2017).

### 3.2 Módulo de humedad del suelo

La precipitación caída sobre una cuenca se divide en dos componentes: la primera, componente constituye el almacenamiento como humedad en el suelo del agua capilar disponible para evapotranspiración ( $SM$ ); y la segunda contribuye a la escorrentía subterránea. Esta segunda componente (infiltración) es estimada basándose en el contenido de humedad del suelo en el momento en que se produce la precipitación.

Para este proceso se define dos parámetros: la capacidad de campo ( $FC$ ) es el parámetro que limita el contenido máximo de humedad en el suelo

en la zona superficial; el segundo parámetro ( $\beta$ ) es un parámetro adimensional que modifica el porcentaje de filtración para el mismo grado de humedad relativa en el suelo.

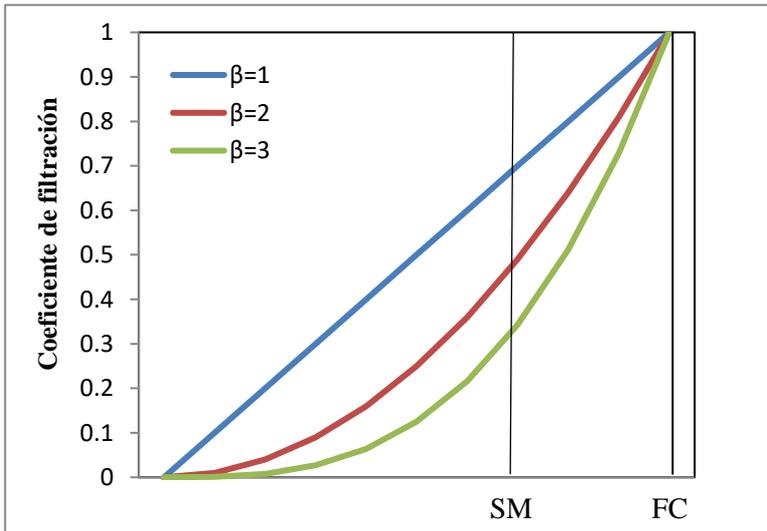
La siguiente ecuación calcula la precipitación efectiva en función del contenido existente de humedad del suelo.

$$Inf_t = \left( \frac{SM_{t-1}}{FC} \right)^\beta P_t \quad (\text{B.34})$$

Donde:

- $Inf$  Filtración efectiva [L].
- $SM$  humedad del suelo [L].
- $FC$  máxima capacidad de almacenamiento del suelo (capacidad de campo) [L].
- $P$  precipitación diaria [L].
- $\beta$  coeficiente de forma (parámetro del modelo) [-].

Dado un déficit de humedad del suelo (medido por la relación  $SM/FC$ ), el parámetro  $\beta$  controla la cantidad de agua que contribuye a la escorrentía. La Figura B8 ilustra la relación entre la capacidad de campo y el coeficiente de filtración según el coeficiente de forma  $\beta$ . Siendo el coeficiente de filtración el cociente entre la filtración calculada y la precipitación ( $Inf/P$ ). El gráfico muestra cómo, para una determinada humedad del suelo, cuanto mayor es  $\beta$ , menor es el coeficiente de filtración.



**Figura B8.** Relación entre la humedad del suelo (eje horizontal) y el coeficiente de filtración con distintos valores de  $\beta$ .

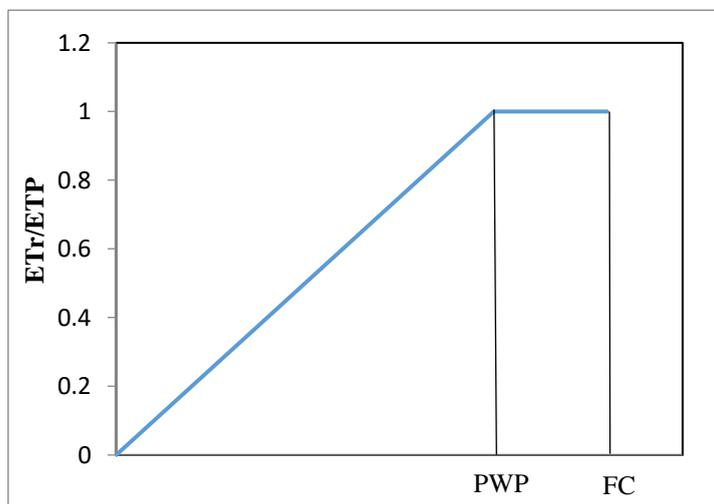
### 3.3 Módulo de evapotranspiración

En el módulo de evapotranspiración se calcula con base a la humedad en el suelo y la evapotranspiración potencial. La evapotranspiración real será igual a la potencial o un valor reducido calculado mediante el parámetro de punto de marchitez del suelo (PWP).

$$ETr_t = ETP_t \left( \frac{SM_t}{PWP} \right) \quad \text{si } SM_t < PWP \quad (\text{B.35})$$

$$ETr_t = ETP_t \quad \text{si } SM_t > PWP \quad (\text{B.36})$$

El punto de marchitez es un límite de humedad del suelo por debajo del cual la evapotranspiración real es menor que la potencial con una reducción en el desarrollo de las plantas. La siguiente figura ilustra la relación entre  $ETr_t$  y  $PWP$  descrita en la ecuación anterior. Obviamente,  $PWP$  ha de tener un valor inferior a  $FC$  para que tenga un sentido físico.



**Figura B9.** Relación entre  $ET_r$  y  $PWP$ .

### 3.4 Balance de humedad en el suelo.

La humedad en el suelo resultante ( $SM$ ) después de incorporar la precipitación y descontar la filtración y la evapotranspiración.

$$SM_t = SM_{t-1} + P_t - ETr_t - Inf_t \quad (\text{B.37})$$

Si la precipitación  $P_t$  fuera muy elevada, este balance podría dar como resultado un valor de  $SM$  superior a  $FC$ . En este caso el exceso se asigna como escorrentía directa.

$$\text{Si } SM_t > FC \quad \left[ \begin{array}{l} Qs_t = SM_t - FC \\ SM_t = FC \end{array} \right. \quad (\text{B.38})$$

Donde:

$Q_s$  representa la escorrentía directa.

### 3.5 Cálculo de la escorrentía subsuperficial.

El flujo subsuperficial se modela mediante dos funciones de descarga. Una descarga rápida ( $Q_0$ ) que se activa cuando el almacenamiento en el suelo ( $S_1$ ) supera un mínimo ( $L_m$ ) y se define por un parámetro  $K_0$ .

$$\begin{aligned} Q_{0t} &= K_0(S_{1t-1} - L_m) & \text{si } S_{1t-1} > L_m & \quad (B.39) \\ Q_{0t} &= 0 & \text{si } S_{1t-1} < L_m & \end{aligned}$$

y una descarga lenta que se regula por el parámetro  $K_1$ .

$$Q_{1t} = K_1 \times S_{1t-1} \quad (B.40)$$

Por último, esta celda tiene una descarga por percolación ( $Q_{perc}$ ) que alimenta la celda de almacenamiento profundo, y se regula con el parámetro  $K_{perc}$ .

$$Q_{perct} = K_{perc} \times S_{1t-1} \quad (B.41)$$

### 3.6 Balance de agua en la celda subsuperficial

Tras determinar los flujos anteriores se calcula el balance de humedad en la celda subsuperficial como:

$$S_{1t} = S_{1t-1} + Inf_t - Q_{0t} - Q_{1t} - Q_{perct} \quad (B.42)$$

El balance anterior podría resultar negativo si la suma de ( $K_0 + K_1 + K_{perc}$ ) fuera superior a la unidad. En tal caso  $S_{1t}$  se asignaría como 0 y se daría un error de balance. Es responsabilidad del usuario definir los parámetros apropiados. Para asegurar que el proceso de escorrentía es el más rápido, el valor de  $K_0$  debe ser siempre mayor que  $K_1$ .

### 3.7 Cálculo del balance y la escorrentía subterránea

Para la simulación de la escorrentía subterránea se utiliza un modelo de celda como en el caso anterior, aunque con un solo parámetro de descarga ( $K_2$ ) calculándose el drenaje subterráneo ( $Q_2$ ) como:

$$Q_{2t} = K_2 * S_{2t-1} \quad (B.43)$$

Y el balance en esta celda se cerraría con:

$$S_{2t} = S_{2t-1} + Q_{perct} - Q_{2t} \quad (B.44)$$

La respuesta de esta celda ( $Q_2$ ) debe ser más lenta que la primera, por lo que  $K_2$  debería ser menor que  $K_1$ .

### 3.8 Cálculo de la escorrentía total.

La escorrentía o aportación total se calcula como la suma de las escorrentías generadas en cada uno de los módulos anteriores. Estos aportes han sido todos calculados en *mm* por lo que el caudal o volumen final de aportación se obtiene multiplicando por la superficie de la cuenca ( $A$ ).

$$Q_t = (Q_{s_t} + Q_{o_t} + Q_{1_t} + Q_{2_t}) \times A \quad (\text{B.45})$$

La siguiente tabla muestra un resumen de los parámetros del modelo. Además, es necesario definir las condiciones iniciales que son la humedad inicial del suelo ( $SM_0$ ) y los almacenamientos iniciales de ambos tanques ( $S_{1_0}$  y  $S_{2_0}$ ).

**Tabla B3.** Parámetros del modelo HBV y rangos de valores probables (Beck et al., 2010).

Parámetro (unidades)	Descripción	Min.	Max.
FC (mm)	Capacidad máxima de almacenamiento de humedad en la zona saturada	30	650
$\beta$ (-)	Coefficiente de forma de la función de recarga (infiltración)	1	6
PWP (mm)	Valor de la humedad del suelo por encima del cual la evaporación real alcanza la evaporación potencial	30	650
Lmax (mm)	Umbral de descarga extra de la zona superior	0	100
$K_0$ (día <sup>-1</sup> )	Coefficiente de descarga rápida en el depósito superior	0.00 1	1
$K_1$ (día <sup>-1</sup> )	Coefficiente de recesión del depósito superior	0.00 1	1

$K_{perc}$ ( $\text{mm día}^{-1}$ )	Coefficiente de máxima percolación a la zona inferior	0.00 1	1
$K_2$ ( $\text{día}^{-1}$ )	Coefficiente de recesión del depósito inferior	0.00 1	1

Además, estos parámetros deberán cumplir con las siguientes condiciones:

- El parámetro  $FC$  debería tomar valores comparables a los definidos para  $H_{max}$  en modelo de tipo Témez.
- $PWP$  no debería ser mayor que  $FC$ .
- Los coeficientes  $K_0$ ,  $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_{perc}$  no pueden ser mayores que uno (1).
- Deberá cumplirse que:  $K_0 > K_1 > K_2$ .
- Si la suma de  $K_0+K_1+K_{perc}$  es mayor que 1, existe el riesgo de generar un error de balance.

De la estructura del modelo se extrae la influencia que tienen los parámetros en la generación de escorrentía:

- Los parámetros de humedad en el suelo ( $FC$ ,  $PWP$  y  $\beta$ ) determinan la evapotranspiración real y por tanto la escorrentía total generada.
- El parámetro  $\beta$  es el factor determinante de la infiltración. Un valor más bajo aumenta la filtración al nivel subsuperficial.
- El resto de parámetros regulan la descarga subterránea, y si son definidos correctamente,  $K_0$  y  $Lm$  determinan la descarga rápida y el resto ( $K_1$ ,  $K_{perc}$  y  $K_2$ ) regulan la descarga a más largo plazo y la curva de recesión del río a largo plazo.

#### 4. Modelo SAC-SMA

El modelo hidrológico Sacramento, denominado en muchos casos modelo SAC-SMA, fue desarrollado por Burnash & Ferral en la década de los 70. Según se indica, el modelo SAC-SMA es un intento de parametrizar las características de humedad en el suelo tal que: se distribuya la humedad en varios niveles de forma lógica, tenga unas características de percolación racionales y permita una efectiva simulación del caudal del río. Este modelo permite la estimación de la escorrentía de una cuenca a partir de la precipitación, la evapotranspiración potencial, la superficie de la cuenca y un conjunto de parámetros. Además, como sistema conceptual que es, intenta representar en detalle el ciclo hidrológico mediante la división del

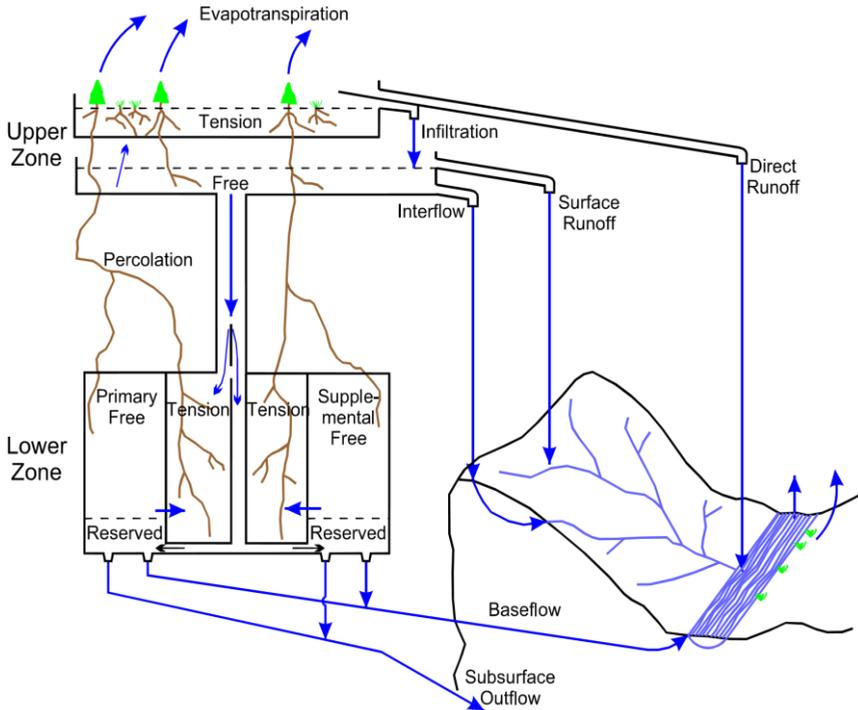
terreno en diferentes compartimentos, o estanques, que representan diferentes procesos del ciclo. Dentro de los modelos precipitación escurrientía el modelo SAC-SMA se puede clasificar como conceptual, continuo, determinístico, de entradas agrupadas, número alto de parámetros y sólo cuantitativo.

El modelo SAC-SMA (Burnash et al., 1973) está basado en procesos físicos siendo sus parámetros representativos de estos procesos. Una distorsión de los mismos en aras de una mejora del proceso de calibración puede hacer que se pierda el sentido físico del modelo y aunque el ajuste sea bueno debido a mecanismos de compensación, esto puede destruir cualquier tipo de confianza en la etapa de simulación del modelo.

#### ***4.1 Base teórica del modelo.***

El modelo divide el ciclo hidrológico en el terreno en dos grandes zonas: la superior y la inferior. La zona superior está dividida en dos áreas representando el agua disponible para la evapotranspiración y la que no. La zona inferior se divide en tres áreas, siendo la entrada a las mismas por percolación de la parte superior. Una de ellas permite la evapotranspiración y las otras no. Estas últimas se han subdividido para poder modelar el flujo base de una forma más completa.

Las entradas, almacenamientos y salidas de las diferentes áreas (depósitos) se controlan por una serie de parámetros. La Figura B10 representa un esquema básico del modelo.



**Figura B10.** Esquema básico del modelo SAC-SMA (Burnash et al., 1973).

#### 4.1.1 Zonas y áreas

Como se puede ver en la Figura B10 existen dos zonas, la superior y la inferior. La comunicación entre las mismas se basa en la percolación que representa un flujo de la zona superior a la inferior cuando se dan una serie de condiciones que se detallan más adelante.

La zona superior está dividida en dos áreas, la de agua en tensión y la de agua libre. El agua en tensión o agua capilar representa la parte del agua que queda retenida en el contacto entre las partículas del suelo sustentada por la tensión capilar y puede ser absorbida por las raíces de las plantas o evaporada. El agua libre representa la parte del agua que no está ligada a las partículas del suelo y que puede percolar por gravedad o drenar lateralmente.

La zona inferior se divide en dos grandes zonas, la zona semisaturada del subsuelo sobre el acuífero en que el agua es retenida por el suelo en tensión al igual que en superficie y la zona saturada o acuífero. Así mismo el acuífero se divide en dos tanques denominados primario y otro secundario. Esto permite modelar la escorrentía subterránea mediante

dos curvas de recesión, el tanque primario representaría la descarga lenta y el secundario una descarga más rápida.

Además, el modelo incluye la consideración de un pequeño porcentaje de superficie impermeable y otro de vegetación de ribera que puede detraer agua del flujo de escorrentía.

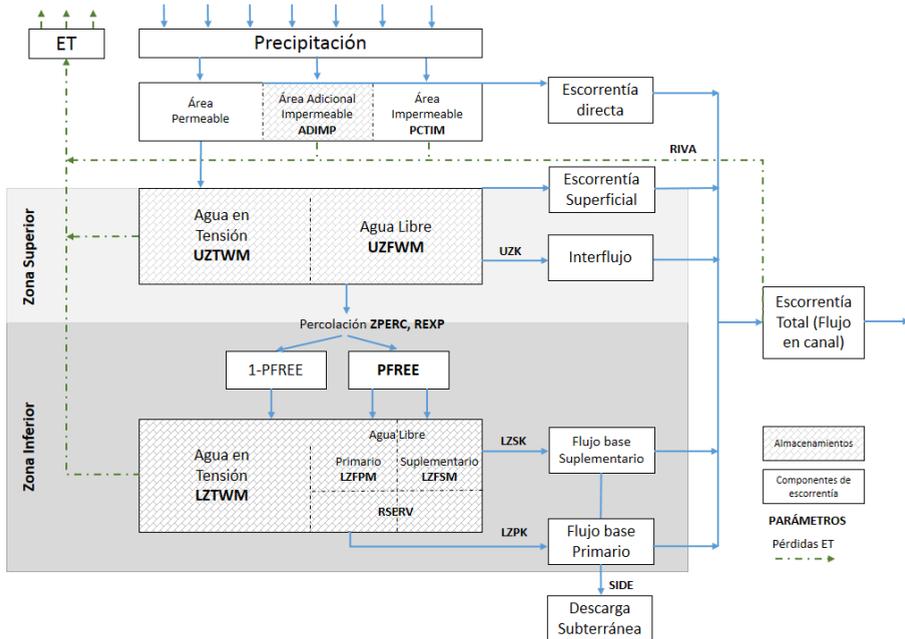
#### *4.1.2 Resumen del proceso de cálculo.*

La entrada al modelo es la precipitación sobre la cuenca, al ser un modelo agregado se aportará una única serie de valores por cada cuenca que se modela. Como salidas del sistema se tienen la evapotranspiración real, caudal en río y caudal subterráneo externo de la cuenca. También se puede pedir como resultado la percolación desde la capa superior a la inferior.

La evapotranspiración real dependerá de la disponibilidad de agua en varios tanques (los dos superficiales y uno de los inferiores) y de la evapotranspiración potencial.

El caudal subterráneo externo a la cuenca es la parte de flujo subterráneo que en vez de aportar agua al cauce de la cuenca en estudio lo hace a otra cuenca. Se obtiene mediante un porcentaje de la escorrentía subterránea total.

El caudal circulante por el río o escorrentía total está compuesto por la escorrentía superficial y la subterránea. A la escorrentía subterránea se le ha descontado la parte de la misma que drena fuera de la cuenca. La escorrentía superficial está compuesta por tres conceptos: escorrentía directa, escorrentía superficial y flujo intermedio. La escorrentía directa es la que genera el área impermeable de la cuenca. La escorrentía superficial y el flujo intermedio se generan a partir de los tanques superiores.



**Figura B11.** Esquema detallado de los procesos y los parámetros de control del modelo (Adaptado de Paredes-Arquiola et al., 2017).

#### 4.2 Cálculo de la evapotranspiración.

Los datos que se ingresan son de evapotranspiración potencial. La evapotranspiración potencial corresponde a la evaporación desde superficies de agua y de suelo, más la transpiración de la vegetación, suponiendo una total disponibilidad de agua. Este valor se expresa como *EDMD*.

A continuación, se detalla la evaluación de la evapotranspiración real de cada uno de los estanques de agua en tensión, las transferencias desde los estanques de agua libre a agua en tensión en cada zona, la transpiración de la vegetación ribereña, y la evapotranspiración desde las áreas impermeables, estas son:

##### 4.2.1 E1: Evapotranspiración real desde el agua en tensión de la zona alta.

Ésta, por definición, es igual a la evapotranspiración potencial cuando este estanque está lleno. Si no está lleno, evapotranspira proporcionalmente respecto a su contenido. Matemáticamente se expresa de la siguiente manera:

$$E1 = EDMD \frac{UZTWC}{UZTWM} \leq UZTWC \quad (B.46)$$

Donde  $UZTWC$  y  $UZTWM$  corresponden al contenido y a la capacidad de agua en tensión de la zona alta respectivamente. También se calcula la demanda de evapotranspiración remanente  $RED$ , de la siguiente manera:

$$RED = EDMD - E1 \quad (B.47)$$

Y el contenido restante de agua en el estanque:

$$UZTWC = UZTWC - E1 \quad (B.48)$$

#### 4.2.2 E2: Evapotranspiración desde el estanque de agua libre de la zona alta.

Esta evapotranspiración  $E2$  es igual al remanente  $RED$  dejado por el estanque en tensión si está disponible, o a su contenido en caso contrario:

$$E2 = \min \left\{ \begin{array}{l} RED \\ UZFWC \end{array} \right. \quad (B.49)$$

Donde  $UZFWC$  es el contenido de humedad en esta celda. Este contenido está limitado también por un máximo  $UZFWM$ .

Si  $RED$  es mayor que  $UZFWC$  quedará un remanente de evapotranspiración potencial que es factible de evapotranspirar desde la zona baja es:

$$REDLZ = RED - E2 \quad (B.50)$$

Y se actualiza el contenido de agua en el tanque de agua libre:

$$UZFWC = UZFWC - E2 \quad (B.51)$$

A continuación, si el contenido proporcional de agua libre es superior al contenido de agua en tensión hay un paso de agua libre a tensión. Su cálculo es el siguiente:

$$\text{si } \left( \frac{UZTWC}{UZTWM} < \frac{UZFWC}{UZFWM} \right) \left\{ \begin{array}{l} UZRAT = (UZTWC + UZFWC) / (UZTWM + UZFWM) \\ UZTWC = UZTWM \times UZRAT \\ UZFWC = UZFWM \times UZRAT \end{array} \right. \quad (B.52)$$

4.2.3 E3: Evapotranspiración desde el estanque de agua en tensión de la zona baja.

La demanda de agua para evapotranspirar desde el estanque de agua en tensión de la zona baja, corresponde a la deficiencia de evapotranspiración potencial dejada por la zona alta REDLZ. La evapotranspiración desde este estanque es proporcional a la evapotranspiración remanente, y al contenido relativo de agua en tensión de la zona baja, con respecto a la capacidad de los dos estanques de agua en tensión. Por lo tanto, E3 se evalúa de la siguiente manera:

$$E3 = REDLZ \frac{LZTWC}{UZTWM + LZTWM} \leq LZTWC \quad (B.53)$$

Donde LZTWC es el contenido de agua en tensión en la zona baja y LZTWM es máximo admitido para este valor.

A continuación, se actualiza el contenido de agua en el estanque:

$$LZTWC = LZTWC - E3 \quad (B.54)$$

Como en el caso de la celda superior hay un aporte de agua desde las celdas saturadas del acuífero a la celda en tensión. Su cálculo es el siguiente:

$$RATLZT = \frac{LZTWC}{LZTWM} \quad (B.55)$$

$$RATLZ = \frac{LZTWC + LZFPC + LZFSC - SAVED}{LZTWM + LZFPM + LZFSM - SAVED} \quad (B.56)$$

$$\text{Si } (RATLZT < RATLZ) \left\{ \begin{array}{l} DEL = (RATLZ - RATLZT) * LZTWM \\ LZTWC = LZTWC + DEL \\ LZFSC = LZFSC - DEL \end{array} \right. \quad (B.57)$$

Donde:

- RATLZ y RATLZT son el contenido relativo de agua en la zona en tensión y en la zona libre con respecto a su máximo.
- Para el cálculo de RATLZT se descuenta una cantidad de agua no disponible para transferir que se denomina SAVED y se calcula como:

$$[SAVED = RSERV * (LZFSM + LZFPM)] \quad (B.58)$$

- En este cálculo se emplea el parámetro *RSERV* que se entiende como el porcentaje de agua subterránea no disponible para evapotranspiración.
- *LZFPC*, *LZFSC* representan los contenidos de humedad en las celdas libre profundas primaria y secundaria.
- *LZFPM* y *LZFSM* son los parámetros que indican el máximo contenido de humedad permitido en las celdas libre profundas primaria y secundaria.

Esta transferencia se descuenta del estanque secundario. En caso de no haber suficiente agua en este, lo faltante lo cede el primario.

#### 4.2.4 E4: Evapotranspiración desde la porción de la cuenca cubierta por vegetación ribereña.

La vegetación ribereña absorbe desde el lecho del río el déficit de evapotranspiración potencial dejado por las zonas alta y baja, es decir:

$$E4 = (EDMD - E1 - E2 - E3) \times RIVA \quad (B.59)$$

Donde:

*RIVA* es un parámetro que representa el porcentaje de superficie ocupado por vegetación de ribera. Ésta consume desde el lecho del río, el déficit de evapotranspiración potencial que deja la zona alta. En primer lugar, tomará de la componente que procede de la zona baja y después del resto.

Este cálculo se realiza con posterioridad a los cálculos de distribución de la precipitación entre las diferentes celdas.

#### 4.2.5 E5: Evapotranspiración desde la fracción de la cuenca impermeable.

El suelo situado bajo las superficies impermeables también es susceptible de ceder agua para evapotranspiración.

Esta se calcula de la siguiente forma:

$$E5 = E1 + (RED + E2) \frac{ADIMC - (UZTWC + E1)}{UZTWM + LZTWM} \quad (B.60)$$

Siendo  $(ADIMC - UZTWC)$  el contenido de agua en tensión en la zona baja de la fracción *ADIMP*. El parámetro *ADIMP* y *ADIMC* se describe

en el apartado de “zona impermeable” y define el contenido de agua bajo la zona impermeable:  $ADIMC = (UZTWC + LZTWC)_{ADIMP}$ .

Esta expresión  $E5$  se evalúa después de haber modificado la variable de estado en los cálculos de  $E1$ ,  $E2$  y  $E3$ .

El valor de  $E5$  calculado se descuenta a continuación de la variable de estado  $ADIMC$ . Si  $E5$  es mayor que  $ADIMC$ , entonces  $ADIMC$  se vuelve cero y  $E5$  se reduce al valor previo de  $ADIMC$ .

El volumen de agua evapotranspirado se expresa como columna de agua, suponiendo un área igual a la de la cuenca total. Debido a esto, es necesario reducir cada valor de evapotranspiración según la porción de la cuenca en que actúan. El valor final de  $E5$  se obtiene de la siguiente manera:

$$E5 = E5 \times ADIMP \quad (B.61)$$

Siendo  $ADIMP$  el parámetro que define la proporción de cuenca impermeable.

#### 4.2.6 Cálculo de la evapotranspiración total

Después de finalizados los cálculos de distribución del agua de lluvia que se describen más adelante, se procede a evaluar el total de agua evapotranspirada de la siguiente forma:

$$EUSED = (E1 + E2 + E3) \times PAREA + E4 \times RIVA + E5 \times (PCTIM + ADIMP) \quad (B.62)$$

En que  $PAREA = 1 - (PCTIM + ADIMP)$  representa la porción permeable de la cuenca.

### 4.3 Cálculo de la escorrentía y almacenamiento

Una vez finalizados los cálculos de  $E1$ ,  $E2$ ,  $E3$  y  $E5$  se procede a realizar el cálculo de la distribución del agua de lluvia en el suelo y al cálculo de la escorrentía.

#### 4.3.1 Celda de agua en tensión en la capa superior

La precipitación pasa en primer lugar a saturar el espacio de agua en tensión en la capa superior:

$$UZTWC = \min \left\{ \begin{array}{l} PXV + UZTWC \\ UZTWM \end{array} \right. \quad (B.63)$$

Si hay un excedente, este se asigna a la variable  $TWX$  que se utilizará a continuación para distribuir entre el resto de celdas.

El agua de lluvia acumulada en esta celda también se acumula a la variable *ADIMC*:

$$ADIMC = ADIMC + (PXV - TWX) \quad (B.64)$$

#### 4.3.2 Escorrentía en el área impermeable.

En primer lugar, se calcula la generación de escorrentía en el área impermeable aplicando la proporción de agua impermeable a la precipitación:

$$ROIMP = PXV \times PCTIM \quad (B.65)$$

Siendo *PXV* la precipitación líquida.

#### 4.3.3 Celdas de agua libre de la zona baja

Estos estanques drenan a diferentes tasas, y representan el flujo base. El flujo suplementario tiene una tasa de recesión mayor, con lo que su flujo cesa más rápidamente. Se definen los siguientes parámetros:

- *LZFPM*: Capacidad del estanque de agua libre primario de la zona baja.
- *LZFSM*: Capacidad del estanque de agua libre suplementario de la zona baja.
- *LZPK*: Porción de agua libre del estanque primario que drena como flujo base en un día. Corresponde a la tasa de recesión diaria del embalse primario.
- *LZSK*: Porción de agua libre del estanque suplementario que drena como flujo base en un día.

Las variables de estado que describen los estados de almacenamiento de estos estanques son:

- *LZFPC*: Contenido de agua libre primaria en un instante dado.
- *LZFSC*: Contenido de agua libre suplementaria en un instante dado.

Los flujos desde cada celda se calculan de la siguiente manera:

$$\text{Flujo primario} = LZPK \times LZFPC \quad (B.66)$$

$$\text{Flujo Suplementario} = LZSK \times LZFSC \quad (B.67)$$

$$\text{Flujo base total} = \text{Flujo primario} + \text{Flujo Suplementario} \quad (B.68)$$

#### 4.3.4 Percolación

Tras calcular el flujo base se obtiene el valor resultante de agua en las celdas profundas  $LZFPC$  y  $LZFSC$ . Con estos valores se calcula el déficit de humedad en la zona baja como:

$$DEFR = 1 - \frac{LZTWC + LZFPC + LZFSC}{LZTWM + LZFPM + LZFSM} \quad (B.69)$$

Y una demanda de percolación a la zona baja como:

$$PERC = PERCM \frac{UZFWC}{UZFWM} (1 + ZPERC \times DEFR^{REXP}) \quad (B.70)$$

Donde:

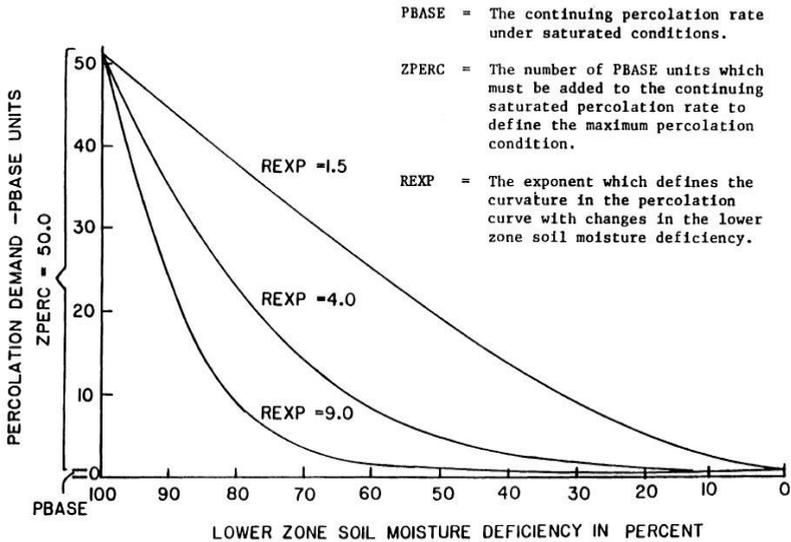
- $PERCM$  es la “máxima demanda de percolación” que se obtiene como:

$$PERCM = LZFPM \times LZPK + LZFSM \times LZSK \quad (B.71)$$

- $ZPERC$  corresponde al aumento relativo de percolación al cambiar las condiciones saturadas por secas que puede ser un parámetro o en algunas referencias viene calculado como:

$$PERC = \frac{LZTWM + LZFSM + LZFPM - PERCM}{PERCM} \quad (B.72)$$

- $REXP$  es un parámetro que define la forma de la curva de percolación entre los valores extremos fijados por  $DEFR=0$  y  $DEFR=1$ . En la B12 se aprecia la variación de la demanda de percolación para diferentes valores de  $REXP$  y las deficiencias relativas de humedad en la zona baja, para un valor  $Z = 50$ .



**Figura B12.** Variación de la demanda de percolación en función de REXP (Fuente: Burnash et al., 1973).

La percolación está restringida por el contenido de humedad en la zona alta y la deficiencia en la zona baja, es decir:

$$PERC \leq UZFWC \quad (B.73)$$

$$PERC \leq (LZTWC + LZFP C + LZFSC) - (LZTWM + LZFP M + LZFSM) \quad (B.74)$$

Una vez determinado el valor de la percolación (*PERC*), este se descuenta de la zona alta (*UZFWC*) y se suma a la zona baja repartido de la siguiente manera:

En primer lugar, se asigna el agua a la zona en tensión como:

$$PERCT = PERC (1 - PFREE) \leq (LZTWM - LZTWC) \quad (B.75)$$

$$LZTWC = LZTWC + PERCT \quad (B.76)$$

Donde:

- *PFREE* es un parámetro que define el porcentaje de percolación que va directamente al acuífero, aunque el estanque de agua en tensión de la zona baja no se haya llenado.

La percolación restante se reparte entre las celdas primaria y secundaria mediante las proporciones siguientes:

$$HPL = \frac{LZFPM}{LZFPM + LZFSM} \quad (B.77)$$

$$RATLP = \frac{LZFPC}{LZFPM} \rightarrow FRACP = \frac{HPL \times 2 \times (1 - RATPL)}{(1 + RATLP) + (1 - RATLS)} \quad (B.78)$$

$$RATLS = \frac{LZFSC}{LZFSM} \quad (B.79)$$

Donde:

*FRACP* representa la fracción de percolación que queda en la celda primaria. El resto se acumula en la celda secundaria:

$$LZFPC = LZFPC + FRACP \times (PERC - PERCT) \leq LZFPM \quad (B.80)$$

$$LZFSC = LZFSC + (PERC - (FRACP \times (PERC - PERCT))) \leq LZFSM \quad (B.81)$$

#### 4.3.5 Estanque de agua libre de la zona alta.

En el apartado anterior de percolación se ha calculado la percolación de la zona alta a la zona baja. Una vez descontada esta percolación, del contenido de agua restante se descuenta el drenaje lateral que se calcula como:

$$\text{Flujo Intermedio} = UZK \times UZFWC \quad (B.82)$$

Siendo *UZK* el parámetro de descarga superficial de la celda superior.

Después de esta operación agrega a esta celda el excedente de precipitación que resta después de saturar la celda de agua capilar (*TWX*):

$$UZFWC = UZFWC + TWX \leq UZFWM \quad (B.83)$$

Después de saturar la celda superior de agua libre, el agua restante se suma a la escorrentía superficial.

#### 4.3.6 Simulación por intervalos de tiempo.

Después del cálculo de la escorrentía generada en el área impermeable se divide el intervalo de tiempo en un número de etapas igual a  $(1 + 0.2 \times (UZFWC + TWX))$ .

Los cálculos desde el balance en la celda superficial de agua en tensión hasta este punto se repiten por cada intervalo de tiempo dividiendo en

partes iguales los valores de lluvia y los parámetros de descarga de cada una de las celdas.

#### **4.4 Cálculo de los valores finales del balance y la escorrentía**

Los cálculos de evapotranspiración E1, E2 y E3 han sido calculados en mm. Para el cálculo del volumen total para todas las variables se multiplica por la superficie total de la cuenca. Para limitar este volumen al correspondiente al área permeable es necesario reducir dicha ET multiplicando por el porcentaje de área permeable:

$$EUSED = (E1 + E2 + E3) \times (1 - PCTIM - ADIMP) \quad (B.84)$$

La misma corrección se hace para la escorrentía subsuperficial y subterránea.

Al resultado de escorrentía subterránea se descuenta la fracción que se considera infiltración profunda que no retorna al río:

$$Esc. \text{ subt. río} = esc. \text{ subt. total} \times \frac{1}{1 + SIDE} \quad (B.85)$$

Se define el parámetro *SIDE*, como la razón entre el flujo base que no drena y el que drena por la sección de salida. Es decir:

$$SIDE = \frac{\text{Flujo base no observado}}{\text{Flujo base observado}} \quad (B.86)$$

A diferencia del resto de modelos, en que la simulación del acuífero saturado está incluida en el propio modelo, en este caso, la recarga subterránea es el denominado “flujo base no observado”, por lo tanto, si se define un parámetro  $SIDE > 0$  se está considerando otra salida de agua del modelo que no retorna al sistema.

A continuación, se calcula la escorrentía total a río sumando los valores parciales de escorrentía directa, escorrentía subsuperficial y subterránea. Una vez calculada esta, queda descontarle la evapotranspiración E4 como se define atrás, en el apartado sobre el cálculo de evapotranspiración.

#### **4.5 Zona impermeable**

Las cuencas pueden tener una zona impermeable, tal que, dada cualquier lluvia, por pequeña que sea y dado cualquier estado de almacenamiento inicial, se produce un aumento del caudal en un tiempo reducido. Esta escorrentía se denomina “escorrentía desde zonas impermeables”.

Pueden existir áreas impermeables permanentes y temporales, las cuales se definen por los siguientes parámetros:

- *PCTIM*: Fracción de la cuenca que es permanentemente impermeable. Corresponde a las superficies libres de agua y a sus riberas que por procesos geológicos son impermeables. Una superficie libre de agua es, por ejemplo, la que ocupa el río. Una precipitación sobre este y sus riberas impermeables se incorpora inmediatamente al lecho del río, y llegará a la sección de salida en poco tiempo.
- *ADIMP*: Máxima fracción de la cuenca temporalmente impermeable. Esta fracción corresponde a la máxima proporción de pantanos y vertientes de flujos temporales, que puede tener una cuenca. Esta porción *ADIMP* afecta solamente a los dos estanques de agua en tensión. El comportamiento de esta área de la cuenca puede ser netamente permeable, netamente impermeable o mixto, dependiendo del estado de almacenamiento de sus dos estanques.

Se define la variable de estado *ADIMC*, como la cantidad total de agua en tensión almacenada en el área *ADIMP* en un instante dado, es decir:

$$ADIMC = UZTWC_{ADIMP} + LZTWC_{ADIMP} \quad (B.87)$$

La variable de estado *UZTWC* es numéricamente igual en la fracción permeable de la cuenca que en *ADIMP*, pero no así *LZTWC*; toda el agua de los tres estanques de agua libre llega al estanque de agua en tensión de la zona baja en el área *ADIMP*, con lo que *LZTWC* llega a ser mayor en la porción temporalmente impermeable. Pero al aumentar la lluvia, la porción permeable de *ADIMP* disminuye paulatinamente, con lo que disminuye el exceso de percolación hacia el estanque de agua en tensión de la zona baja del área *ADIMP*, y tienden a igualarse los contenidos *LZTWC* de las zonas permeables y temporalmente permeables. Esta es la razón por la cual se definió la variable de estado *ADIMC*. En esta fracción de la cuenca, el contenido de agua en tensión de la zona alta está definido por *UZTWM*, al igual que en la fracción permeable; pero el contenido de agua en tensión de la zona baja está definido por:

$$(ADIMC - UZTWM) \quad (B.88)$$

La porción permeable del área *ADIMP* se define de la siguiente manera:

$$PRT = \left( \frac{ADIMC - UZTWC}{LZTWM} \right)^2 \quad (B.89)$$

Es decir, corresponde a la segunda potencia del contenido relativo de agua en tensión de la zona baja de *ADIMP*. Esta porción *PRT* es poco probable que sea nula, debido a que es difícil que se agote el estanque de agua en tensión de la zona baja, pero es un valor muy cercano a cero en épocas de estiaje, debido a que corresponde a una porción pequeña elevada al cuadrado. *ADIMP* es completamente impermeable cuando se colma el agua en tensión de la zona baja ( $PRT = 1$ ).

#### 4.6 Resumen de parámetros del modelo

La descripción de los parámetros y sus rangos probables se resumen en la Tabla B4.

**Tabla B4.** Parámetros de control o de calibración del modelo SAC-SMA y rangos de valores probables (Gupta et al., 1999).

Parámetro (unidades)	Descripción	Min.	Max.
PCTIM (fracción decimal)	Porcentaje de superficie impermeable de la cuenca	0	0.1
ADIMP (fracción decimal)	Porcentaje de superficie impermeable adicional.	0	0.5
RIVA (fracción decimal)	Zona de vegetación ribereña	0	0.2
UZTWM (mm)	Almacenamiento máximo del agua en tensión de la zona superior	10	500
UZFWM (mm)	Almacenamiento máximo de agua libre en la zona superior	10	500
UZK (día <sup>-1</sup> )	Tasa de agotamiento lateral del agua libre de la zona superior	0.1	0.9
REXP (-)	Exponente de la ecuación de percolación	1	5
ZPERC (-)	Coefficiente de percolación máxima	1	250
PFREE (fracción decimal)	Fracción de agua que se filtra directamente de la zona superior al	0	0.9

	almacenamiento de agua libre de la zona profunda		
LZTWM (mm)	Almacenamiento máximo del agua de tensión de la zona profunda	5	700
LZFPM (mm)	Almacenamiento máximo de agua libre en la zona profunda	5	500
LZFSM (mm)	Almacenamiento máximo complementario de agua libre en la zona profunda	5	500
RSERV (fracción decimal)	Fracción de agua libre de la zona profunda no transferible al agua en tensión de la zona profunda	1	0.9
LZPK (día <sup>-1</sup> )	Tasa de descarga de agua libre en la zona primaria profunda	1x10 <sup>-3</sup>	0.6
LZSK (día <sup>-1</sup> )	Tasa de descarga de agua libre en la zona secundaria profunda	0.01	0.3
SIDE (fracción decimal)	Coefficiente de pérdidas de caudal de descarga de la zona profunda	0	0.1

El parámetro *DT* que aparece en la lista de datos del modelo SAC-SMA es el número de días del paso de tiempo en la simulación, que aquí no es tratado como parámetro.

Los parámetros relativos a la superficie del suelo pueden establecerse a priori deducidos de las características de la topografía. Obviamente han de estar comprendidos entre 0 y 1 y su suma también debe ser inferior a 1. Además, dado su significado es previsible que tenga un valor muy bajo. Si no hay condiciones significativas que sugieran lo contrario, a priori definir estos parámetros con valor 0 simplificaría el modelo y ayudaría mucho a comprender el proceso simulado.

Los parámetros del suelo *UZTWM* y *UZFWM* vendrían dados por las características del suelo, capacidad de campo e índice de huecos respectivamente, aunque estas propiedades se modifican con el espesor de suelo considerado. Por tanto, podrían tener valores desde unas pocas decenas a varias centenas. El parámetro *UZK* (comprendido entre 0 y 1) debería ser un valor relativamente alto, ya que si fuera pequeño no sería posible distinguir su efecto del debido a los parámetros de descarga del acuífero. Los parámetros *REXP* y *ZPERC* condicionan la infiltración

profunda, *ZPERC* se asemeja a la infiltración máxima del suelo, por lo que para suelos normales tomaría valores de entre varias unidades a unas pocas decenas; *REXP*, tal como se explica arriba es un exponente que altera el efecto del anterior de este se sugieren valores de entre 1 y 9; del anterior, en el mismo texto se sugiere una forma de obtenerlo en función de otros parámetros.

Los parámetros del acuífero resultan más difíciles de establecer a priori. Los que describen la descarga a río (*LZPK* y *LZSK*) pueden ser calibrados con más facilidad a partir de la curva de recesión del río.

También es necesario dar un valor inicial para las variables de estado del modelo. Las variables de estado simuladas son las siguientes:

Sus valores pueden aproximarse por sus valores correspondientes obtenidos en otras fechas comparables de la simulación.

## ANEXO C. Formulación matemática del algoritmo de búsqueda local y lanzamientos múltiples: Hipercubo Latino y Rosenbrock (HLR).

El acoplamiento entre el algoritmo de búsqueda directa de Rosenbrock, y el método de muestreo aleatorio del Hipercubo Latino, proporciona una herramienta eficiente en la calibración de modelos precipitación-escorrentía. La ejecución del algoritmo acoplado se lleva a cabo a través de los siguientes pasos:

1. Definir las siguientes características: dimensión del Hipercubo Latino (DIVHL), número de parámetros o variables ( $i$ ), y el valor mínimo ( $X_i \min$ ) y valor máximo ( $X_i \max$ ) del rango definido en cada parámetro.
2. Segmentar el espacio muestral  $F(x)$  en  $n$  intervalos con la misma probabilidad de ocurrencia para trazar una cuadrícula o malla (Figura C1a). El incremento entre intervalos ( $\Delta n$ ) se calcula con la siguiente ecuación:

$$\Delta n = \frac{X_i \max - X_i \min}{DIVHL} \quad (C.1)$$

Donde  $n$  coincide con la dimensión del Hipercubo Latino (DIVHL).

3. Para cada parámetro ( $X_i$ ) se genera un vector compuesto por los puntos  $x_j$  en cada intersección de las líneas divisorias de la cuadrícula generada por los intervalos con los ejes, con  $j = 1, \dots, (n + 1)$ . A cada  $x_j$  se asocia un número aleatorio  $x_k$  (0,1) formando un vector de la misma dimensión. El vector  $x_i$  se ordena de forma descendente en función de  $x_k$  para cada  $X_i$ .
4. Los vectores ordenados ( $X_{i-ord}$ ) permiten determinar el muestreo aleatorio de puntos en el espacio muestral  $F(x)$ , combinando las posiciones de  $x_j$  y  $x_k$  para seleccionar un punto  $x_{jk}$ . De esta forma existe únicamente un punto en cada fila y columna en  $F(x)$  (Figura C1a).
5. El número máximo de combinaciones para un Hipercubo Latino de  $n$  intervalos y de  $X_i$  parámetros, se calcula con la siguiente expresión:

$$\text{Numero de HL} = (n!)^{X_i-1} \quad (C.2)$$

6. En cada punto,  $x_{jk}$ , determinado en  $F(x)$ , se evalúa la función objetivo (FO), y los puntos son reordenados de forma descendente en función del valor de la FO obtenido.
7. Los mejores puntos encontrados ( $x_{jk-n}$ ) en el paso anterior serán la entrada para el algoritmo de Rosenbrock (*Rnb*). El número de puntos de entrada al algoritmo están definidos por el parámetro RLANZ que define cuántas veces se lanzará *Rnb* para encontrar la solución óptima del problema.
8. El Hipercubo Latino entrega un determinado número de puntos (RLANZ) que representa las veces que se lanzará el algoritmo de Rosenbrock.
9. El algoritmo *Rnb* requiere definir: un punto de inicio ( $X_{ini}$ ) con coordenadas ( $x_{j(0)}, x_{k(0)}$ ), un paso para cada dirección ( $h_{j(0)}, h_{k(0)}$ ) y el número de lanzamientos de *Rnb* (RLANZ).
10. *Rnb* parte de un primer conjunto de iteraciones en las direcciones de búsqueda axiales, coincidentes con los ejes coordenados del punto  $X_{ini}$ .

$$e_1 = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix}, e_2 = \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix}, \dots, e_n = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ 1 \end{bmatrix} \quad (C.3)$$

11. Como criterio para cambiar las direcciones de búsqueda se suele tomar cuando se han registrado éxitos (al menos uno) seguidos de fracasos en todas las direcciones, no necesariamente de forma consecutiva. En el cambio se selecciona un nuevo eje que coincida la dirección en la que se hayan producido el mayor número de éxitos y se complementa con un número de ejes perpendiculares a dicho eje (Figura C1b).
12. Si partimos de  $x_{ini}$ , y tras un número de iteraciones se determina que se debe de realizar un cambio de dirección con  $x$  el último punto con éxito, entonces la mayor dirección de éxito se determinará con el siguiente vector:

$$r_1 = \Delta x = x - x_{ini} = [\Delta x_1 \ \Delta x_2 \ \dots \ \Delta x_n]^T \quad (C.4)$$

El resto de los vectores auxiliares se calculan a partir de las expresiones siguientes:

$$r_2 = [\Delta x_1 \ \Delta x_2 \ \dots \ \Delta x_{n-1} \ 0]^T \quad (C.5)$$

$$r_n = [\Delta x_1 \ 0 \ \dots \ 0]^T \quad (C.6)$$

$$r_i = [\Delta x_{1 \rightarrow n-i+1}^T \ 0_{1 \times i-1}^T]^T \quad (C.7)$$

13. Las nuevas direcciones calculadas tienen el inconveniente de que no son ortonormales. Por lo tanto, esta característica se logra con el método de ortogonalización de Gram-Schmidt. Con ello se obtiene un nuevo conjunto de vectores ortonormales, de manera que el primer vector  $r_1$ , simplemente se normaliza (Ecuación C.8). Para el resto de vectores, se cancela la parte correspondiente que hace que no sean ortonormales entre sí (proyección de un vector sobre otro) y luego se normalizan. Se repiten los pasos del 8 al 12.

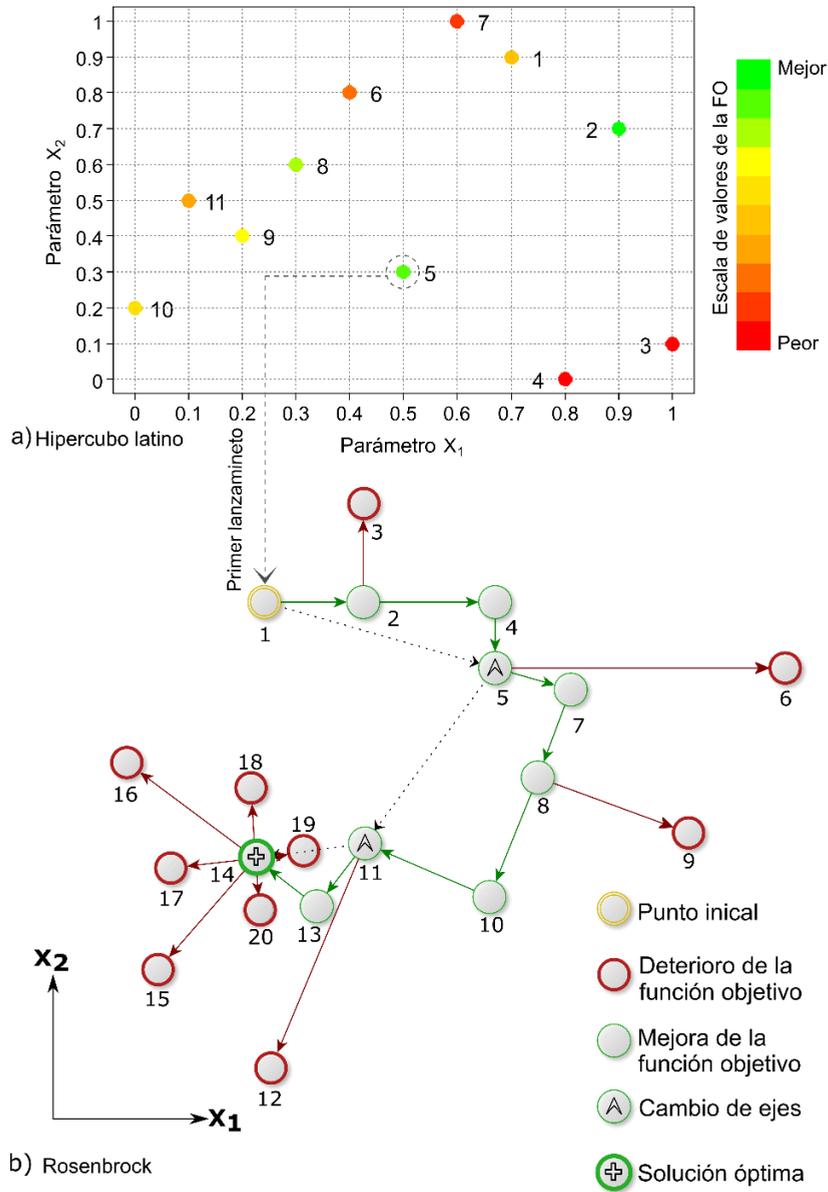
$$e_1 = \frac{r_1}{|r_1|}, e_i = \frac{w_i}{|w_i|}, w_i = r_i - \sum_{j=1}^{i-1} ((r_i^T e_j) e_j) \quad (C.8)$$

14. El algoritmo se detendrá al cumplir con cualquiera de los criterios de convergencia del algoritmo establecidos en ERR o MAXN. El primero se refiere a la variación permitida en el cálculo de la función objetivo y el segundo al número máximo de iteraciones.

Los parámetros que controlan el algoritmo son los que se muestran en la tabla siguiente.

**Tabla C1.** Valores de los parámetros que controlan el algoritmo HLR para ser utilizado en la calibración de MPE.

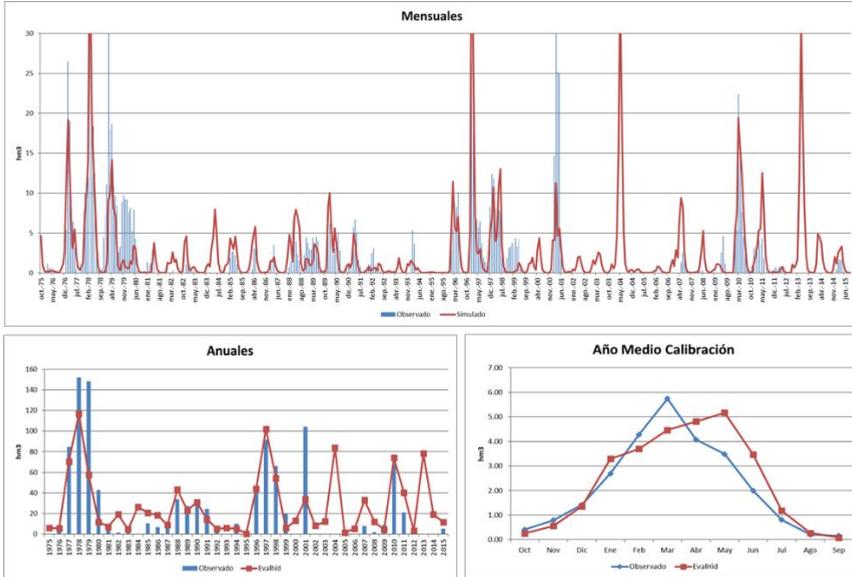
Nombre	Descripción	Valor
DIVHL	Tamaño del Hipercubo Latino	50
ALPHA	Coefficiente de avance	3
BETA	Coefficiente de retroceso	-0.5
STEPROS	Parámetro de subdivisión de rangos	40
RLANZ	Numero de lanzamientos del algoritmo de Rosenbrock	3
ERR	Parámetro de convergencia del algoritmo	0.001
MAXN	Máximo número de iteraciones	3000
SEED	Valor inicial que otorga aleatoriedad al proceso	-



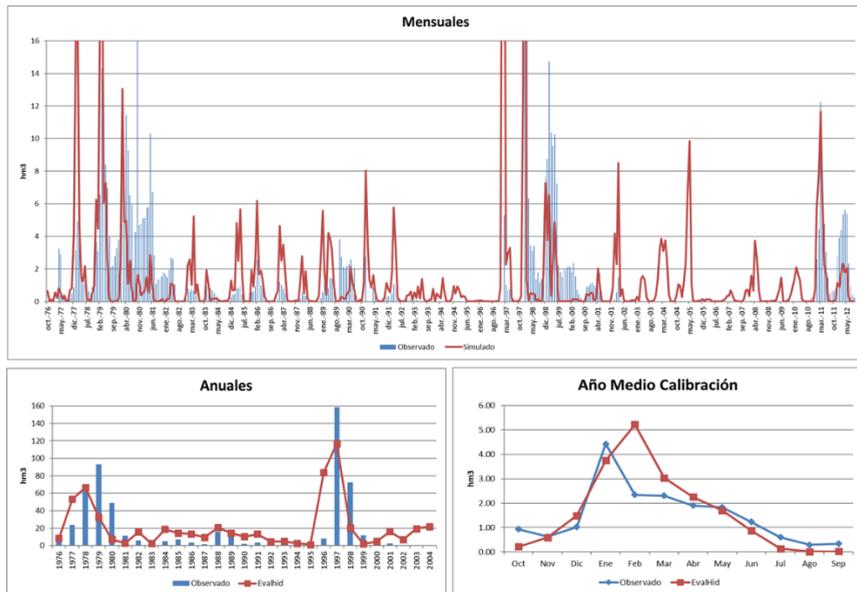
**Figura C1.** Funcionamiento acoplado del algoritmo Hipercono Latino y Rosenbrock HLR (Fuente: García-Romero et al., 2019).

## ANEXO D. Resultados de la pre-calibración del modelo de flujo superficial HBV

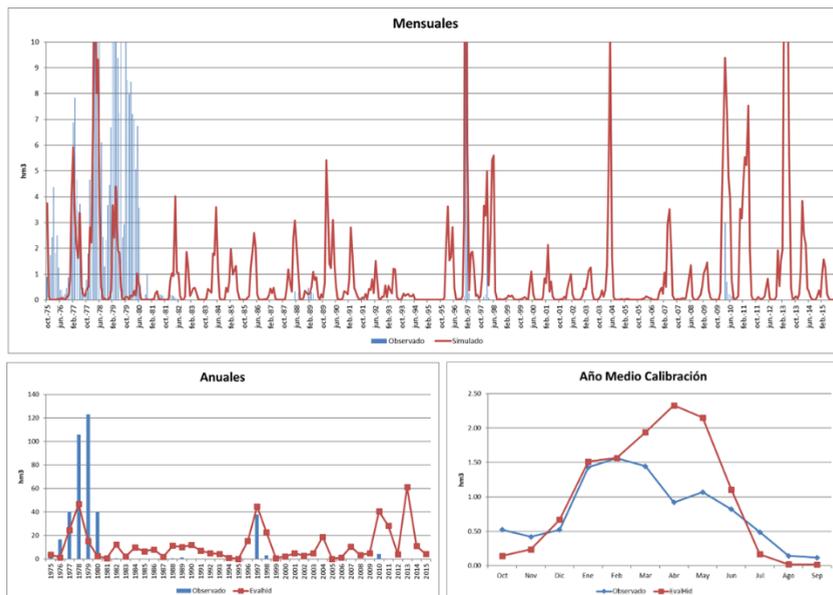
En este apartado se muestran los gráficos de la pre-calibración del modelo HBV para las subcuencas que pertenecen a la cabecera del Alto Guadiana.



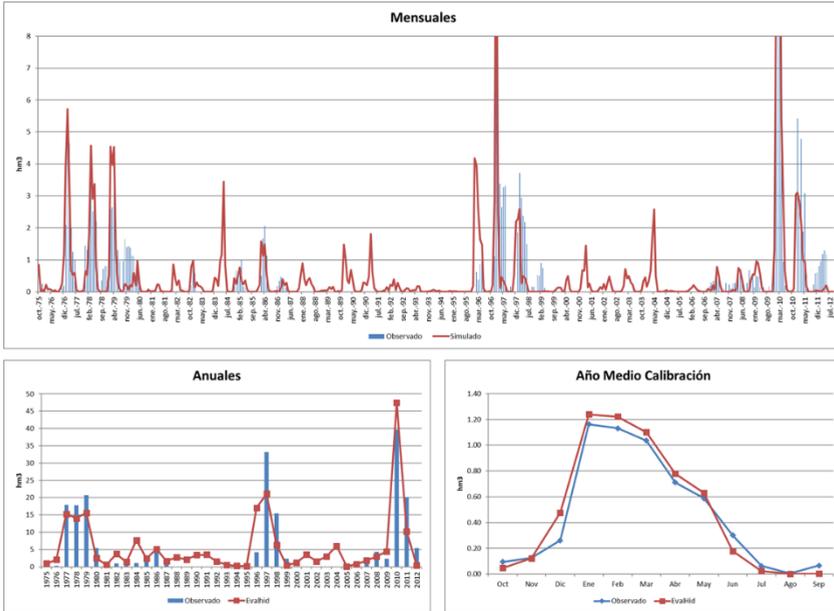
**Figura D1.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4202.



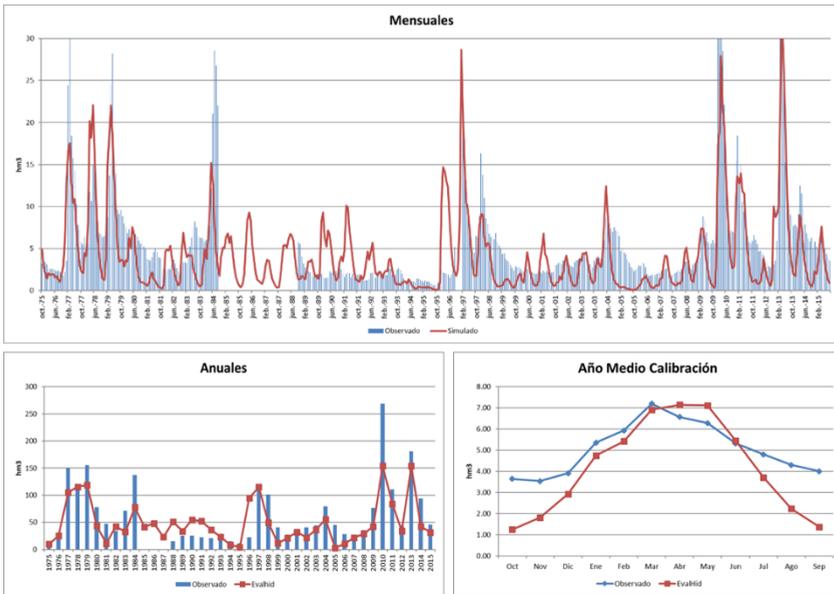
**Figura D2.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subsecuencia 4224.



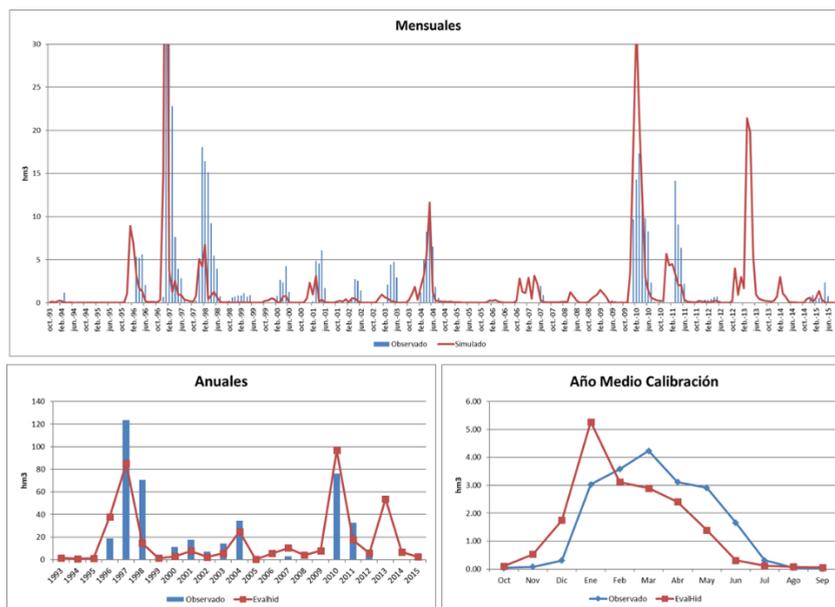
**Figura D3.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subsecuencia 4205.



**Figura D4.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4201.



**Figura D5.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4004.



**Figura D6.** Gráfico de calibración del modelo precipitación-escorrentía para la subcuenca 4102.

**Tabla D1.** Valores de la función objetivo calculados durante el periodo de calibración de calibración para cada subcuenca.

Cuenca	Índices de bondad de ajuste				FO promedio
	NSE	ln NSE	r	MS	
4201	0.54	0.49	0.61	0.98	0.65
4202	0.58	0.47	0.77	0.98	0.70
4224	0.79	0.52	0.89	0.98	0.79
4004	0.50	0.10	0.74	0.87	0.55
4205	0.36	0.36	0.60	0.98	0.58
4904	0.44	0.54	0.62	0.80	0.60
4102	0.73	0.55	0.87	0.98	0.78

---

## **ANEXO E. Matrices de datos y valores celda a celda necesarios para el método de los autovalores y resultados de la pre-calibración del modelo de flujo subterráneo**

### **1. Numeración de celdas y configuración de las capas**

De acuerdo con las formaciones geológicas del acuífero, se pueden distinguir tres capas, el Neógeno superficial, que cubre las masas de agua subterráneas Mancha Occidental, Lillo-Quintanar y Consuegra-Villicañas. El Mesozoico profundo, que se encuentra presente en La Mancha Occidental II, Rus Valdelobos, Sierra de Altomira, La Obispalía y Campo de Montiel que aflora en superficie en las tres últimas. La tercera formación se refiere a los limos semipermeables que separan el Neógeno Mesozoico en la Mancha Occidental II y Rus-Valdelobos. Esta circunstancia se traduce en la inclusión de un modelo multicapa.

Concretamente, se establecieron 3 capas, una por cada formación identificada. La capa 1 es la más superficial, por debajo encontraremos la capa 2, y finalmente la capa 3 que es la más profunda en el acuífero. Tanto la capa 2 como la capa 3 incluyen las masas de agua subterráneas de La Obispalía, Sierra de Altomira, Rus-Valdelobos, Mancha Occidental II y Campo Montiel.

La discretización del tamaño de la malla se hace de manera uniforme en todas las capas, numerando únicamente las celdas activas, partiendo de la primera localizada a la izquierda en la capa 1 y hasta la última celda activa de la tercera capa, obteniendo un total de 307 celdas. La Figura E1 muestra la numeración de las celdas activas para todo el acuífero.

0	0	0	0	0	0	1	2	3	4	5	0	0
0	0	0	0	0	6	7	8	9	10	11	0	0
0	0	0	12	13	14	15	16	17	18	19	0	0
0	0	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	0
0	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
0	42	43	44	0	45	46	47	48	49	50	51	52
0	0	0	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	0	0
				74	75	76	77	78	79	80	0	0
81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	0	0
0	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	0	0
0	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	0	0
0	0	112	0	0	0	113	114	115	116	117	0	0
0	0	0	0	0	0	118	119	120	121	0	0	0
0	0	0	0	0	0	122	123	124	125	126	0	0
0	0	0	0	0	0	127	128	129	130	131	0	0
0	0	0	0	0	0	132	133	134	135	136	0	0
0	0	0	0	0	137	138	139	140	141	142	143	0
0	0	0	0	0	144	145	146	147	148	149	150	151
0	0	0	0	0	152	153	154	155	156	157	158	159
0	0	0	0	160	161	162	163	164	165	166	167	168
0	0	0	0	169	170	171	172	173	174	175	0	0
0	0	0	0	176	177	178	179	180	181	182	0	0
0	0	0	0	183	184	185	186	187	188	189	0	0
0	0	0	190	191	192	193	194	195	196	197	0	0
0	0	0	198	199	200	201	202	203	204	205	0	0
0	0	0	0	0	0	206	207	208	209	210	0	0
0	0	0	0	0	0	211	212	213	214	0	0	0
0	0	0	0	0	0	215	216	217	218	219	0	0
0	0	0	0	0	0	220	221	222	223	224	0	0
0	0	0	0	0	0	225	226	227	228	229	0	0
0	0	0	0	0	230	231	232	233	234	235	236	0
0	0	0	0	0	237	238	239	240	241	242	243	244
0	0	0	0	0	245	246	247	248	249	250	251	252
0	0	0	0	253	254	255	256	257	258	259	260	261
0	0	0	0	262	263	264	265	266	267	268	0	0
0	0	0	0	269	270	271	272	273	274	275	0	0
0	0	0	0	276	277	278	279	280	281	282	0	0
0	0	0	0	283	284	285	286	287	288	289	290	0
0	0	0	0	291	292	293	294	295	296	297	298	0
0	0	0	0	0	0	299	300	301	302	303	0	0
0	0	0	0	0	0	304	305	306	307	0	0	0

**Figura E1.** Discretización del acuífero en tres capas. También se muestra la numeración de las celdas activas para el modelo de autovalores. Las celdas de nivel constante no deben ser enumeradas como celdas activas.

## 2. Espesores de celda.

Adicionalmente, como parte de la configuración geométrica del acuífero, es necesario definir el espesor que tendrán las celdas en cada capa. Esta información se obtiene a partir de estudios geológicos que caracterizan la zona de estudio. (Figura E2).

0	0	0	0	0	0	135	135	330	450	375	0	0
0	0	0	0	0	135	240	240	195	375	270	0	0
0	0	0	135	135	165	300	300	225	150	150	0	0
0	0	36	27	27	225	270	270	210	165	330	150	0
0	42	36	24	27	135	180	180	135	210	225	240	50
0	45	30	21	0	150	105	90	120	30	45	30	100
0	0	0	135	105	105	105	105	105	60	210	150	50
225	225	150	150	150	150	150	105	30	15	270	0	0
10	10	10	10	150	180	195	60	15	60	120	0	0
165	165	165	165	165	165	195	195	225	60	15	0	0
0	165	165	143	165	33	88	220	220	22	22	0	0
0	165	165	132	88	55	55	88	88	165	220	0	0
0	0	150	0	0	0	22	33	66	44	44	0	0
0	0	0	0	0	0	6	6	66	44	0	0	0
0	0	0	0	0	0	180	180	200	250	140	0	0
0	0	0	0	0	0	190	190	150	200	140	0	0
0	0	0	0	0	0	200	200	150	110	110	0	0
0	0	0	0	0	180	140	140	100	60	80	10	0
0	0	0	0	0	180	140	140	100	60	40	10	10
0	0	0	0	0	200	180	50	10	10	10	10	10
0	0	0	0	190	190	140	100	50	10	10	80	10
0	0	0	0	180	100	70	10	10	10	10	0	0
0	0	0	0	70	80	50	10	10	10	10	0	0
0	0	0	0	40	10	10	10	5	10	10	0	0
0	0	0	20	20	20	10	10	5	5	5	0	0
0	0	0	5	5	5	5	5	5	5	5	0	0
0	0	0	0	0	0	5	5	5	5	5	0	0
0	0	0	0	0	0	5	5	5	5	5	0	0
0	0	0	0	0	0	90	90	180	180	100	0	0
0	0	0	0	0	0	100	100	110	180	100	0	0
0	0	0	0	0	0	50	50	100	90	90	0	0
0	0	0	0	0	100	100	100	100	100	100	250	0
0	0	0	0	0	100	100	100	100	100	150	150	500
0	0	0	0	0	110	110	200	250	150	350	400	500
0	0	0	0	100	100	100	100	150	300	250	150	450
0	0	0	0	130	130	120	100	80	550	300	0	0
0	0	0	0	150	180	100	80	70	450	400	0	0
0	0	0	0	130	150	150	100	70	30	500	0	0
0	0	0	100	100	70	40	20	20	350	500	0	0
0	0	0	20	20	20	20	20	20	20	20	0	0
0	0	0	0	0	0	20	20	20	20	20	0	0
0	0	0	0	0	0	20	20	20	20	20	0	0

Figura E2. Espesores dados en metros, por celda y para cada capa.

### 3. Parámetros hidrogeológicos

Entenderemos como parámetros hidrogeológicos del acuífero, la permeabilidad, los coeficientes de almacenamiento y las conductividades de contacto río-acuífero. Inicialmente, el modelo requiere un conjunto de valores para estos parámetros que posteriormente se ajustarán en el proceso de calibración.

La *permeabilidad* o *conductividad hidráulica* ( $k$ ) está definido como el caudal que atraviesa la unidad de un medio poroso bajo un gradiente hidráulico unitario, es decir, representa la facilidad con que un medio deja pasar el agua a su través. Las dimensiones del parámetro son Longitud/tiempo, pero no debe confundirse con una velocidad. El valor de este parámetro dependerá tanto del medio físico como del fluido que lo atraviesa.

Por su parte, el *coeficiente de almacenamiento*, es un parámetro adimensional que indica la capacidad que tiene el acuífero para almacenar agua. Por definición, es el volumen de agua que puede extraerse de una columna de acuífero de base unitaria y de altura el espesor saturado del acuífero, cuando el potencial hidráulico disminuye en una unidad.

En estricto sentido, los valores de los parámetros hidrogeológicos deben proceder de estudios y pruebas realizadas en campo, de estudios geológicos de la zona, curvas granulométricas, pruebas de bombeo, entre otros. En este caso, los parámetros hidrogeológicos iniciales, se obtuvieron a partir de un estudio previo de las masas de agua subterránea involucradas en la cuenca del Alto Guadiana, resuelto por el método de diferencias finitas en el módulo de simulación de flujo subterráneo Modflow (CHG, 2015).

Las matrices configuradas para el método de los autovalores se muestran en las Figuras E3 y E4.

0	0	0	0	0	0	3	3	2	3	3	0	0
0	0	0	0	0	3	3	3	2	2	2	0	0
0	0	0	2	3	3	3	3	2	2	2	0	0
0	0	3	5	5	3	3	3	3	3	2	2	0
0	3	3	5	90	3	3	3	3	3	80	80	80
0	3	3	3	0	5	5	5	5	5	80	80	80
0	0	0	90	5	5	5	5	5	5	80	80	80
30	30	30	90	90	90	75	75	75	5	80	0	0
0.45	0.45	0.45	0.375	75	15	15	15	15	5	80	0	0
40	40	40	75	75	15	15	15	75	5	80	0	0
0	75	75	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0
0	75	75	25	25	25	25	25	25	25	12	0	0
0	0	75	0	0	0	25	25	25	25	6	0	0
0	0	0	0	0	0	25	25	25	6	0	0	0
0	0	0	0	0	0	3	3	2	3	3	0	0
0	0	0	0	0	0	3	3	2	2	2	0	0
0	0	0	0	0	0	3	3	3	2	2	0	0
0	0	0	0	0	3	3	3	3	3	80	80	80
0	0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	80	80	80
0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	80	80	80
0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	80	80	80
0	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	80	80	80
0	0	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0
0	0	0	25	25	25	25	25	25	25	6	0	0
0	0	0	0	0	0	25	25	25	25	6	0	0
0	0	0	0	0	0	25	25	25	6	0	0	0
0	0	0	0	0	0	3	3	2	3	3	0	0
0	0	0	0	0	0	3	3	2	2	2	0	0
0	0	0	0	0	0	3	3	3	2	2	0	0
0	0	0	0	0	3	3	3	3	3	2	2	0
0	0	0	0	0	3	3	3	3	3	80	80	80
0	0	0	0	0	80	80	80	80	80	80	80	80
0	0	0	0	80	80	80	80	80	80	80	80	80
0	0	0	0	80	80	80	80	80	80	80	80	80
0	0	0	0	80	80	80	80	80	80	80	80	80
0	0	0	0	80	80	80	80	80	80	80	80	80
0	0	0	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0
0	0	0	25	25	25	25	25	25	25	6	0	0
0	0	0	0	0	0	25	25	25	25	6	0	0
0	0	0	0	0	0	25	25	25	6	0	0	0

**Figura E3.** Permeabilidad empleada en el modelo de autovalores para las tres direcciones  $K_x$ ,  $K_y$  y  $K_z$ , y para las tres capas que describen el acuífero. Las unidades están dadas en metros por día (m/d).

0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0
0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.01
0	0.008	0.008	0.008	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0.01
0	0	0	0.006	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0.05	0.01
0.006	0.006	0.006	0.006	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0	0
0.006	0.006	0.006	0.006	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0	0
0.006	0.006	0.006	0.006	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0	0
0	0.006	0.006	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0.006	0.006	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0.006	0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.01
0	0	0	0	0	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.05	0.05	0.01
0	0	0	0	0	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.05	0.05	0.01
0	0	0	0	0	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.05	0.05	0
0	0	0	0	0	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.05	0.05	0
0	0	0	0	0	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.05	0.05	0
0	0	0	0	0	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.05	0.05	0
0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0
0	0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.01
0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0.01
0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0.01
0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0
0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0
0	0	0	0	0	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.05	0.05	0
0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0
0	0	0	0	0	0	0.015	0.015	0.015	0.015	0	0	0

**Figura E4.** Valores del coeficiente de almacenamiento empleados en el modelo de autovalores para las tres capas.

#### 4. Acciones elementales

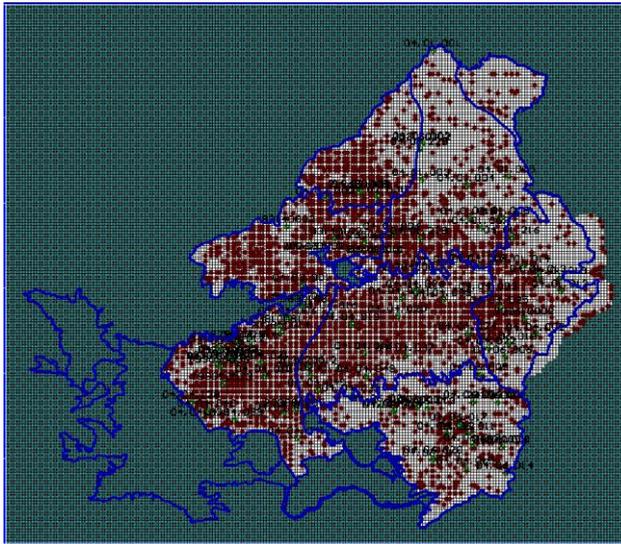
En el modelo de autovalores las unidades de bombeo y la recarga en el acuífero están definidas como *acciones elementales*. Para incorporarlas en la configuración del modelo es necesario identificar el conjunto de celdas sobre las que se ejerce la acción elemental y definir el porcentaje de la acción que corresponde en cada celda. La definición de cada acción elemental requiere de un coeficiente de reparto en tanto por uno de la acción en cada celda, y una serie temporal con los valores de las acciones a las que se somete dicha masa de agua. La matriz de coeficientes de reparto para cada capa y para cada celda se muestra en las Figuras E6 y E7. La acción total ejercida sobre cada celda se obtiene como el producto entre dicho coeficiente de reparto en tanto por uno y

la serie temporal introducida como dato para la totalidad de la masa de agua subterránea.

En el modelo se han considerado dos tipos de acciones elementales. La recarga natural del acuífero, calculada a partir del modelo de simulación de flujo superficial, y por el otro lado los bombeos presentes en la cuenca.

La distribución espacial de los bombeos que se muestra en la Figura E5, refleja que las extracciones no se distribuyen de manera uniforme a lo largo y ancho del acuífero, sino que más bien se concentran en determinadas zonas. Para trasladar esta información al modelo de autovalores, el volumen total de extracción se reparte proporcionalmente entre el número de celdas que componen cada masa de agua subterránea, en función de los coeficientes de reparto asignados en cada celda.

En función de las características del acuífero y de las profundidades de los pozos de extracción se ha determinado que la acción de los bombeos se reparte entre las capas 1 y 3, con un 80% y 20% respectivamente.



**Figura E5.** Distribución espacial de los bombeos por masa de agua subterránea para la cuenca del alto Guadiana. (CHG, 2015).



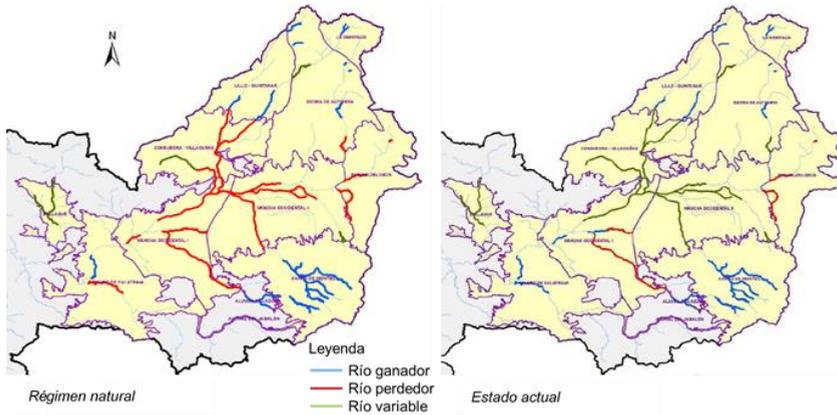


para añadir celdas de nivel externo está basada en la existencia de zonas permanentemente inundadas distribuidas a lo largo de todo el Alto Guadiana, lo que significa que existen aportes directos del acuífero con las zonas representadas en celdas específicas.

Se han definido dos celdas de contorno no lineales en las celdas 107 y 113 que representan la interacción de las Lagunas de Ruidera en el modelo de autovalores. A través del comportamiento histórico de las Lagunas, se pueden distinguir dos condiciones en esta zona:

- La celda 113 representaría las lagunas que se localizan en la parte alta. Éstas, al ubicarse en la parte alta, reciben aportación únicamente del acuífero. Esto supone que esta zona podría llegar a secarse completamente, sin posibilidad de aporte superficial de agua, por lo tanto, se ha definido como una celda con condición de contorno tipo manantial. Esto implica que solo permitirá el drenaje de la celda cuando el nivel piezométrico supere el nivel de ésta.
- La celda 107 representa las lagunas situadas aguas abajo, donde se ha representado el supuesto que de darse una situación en que el nivel freático quede por debajo de la cota de drenaje, existen aportaciones superficiales que recargue el acuífero. Por lo tanto, se ha definido una condición de contorno de nivel externo tipo río.

Con el paso del tiempo y la proliferación de bombeos en la zona, se ha producido un descenso piezométrico importante, y, por lo tanto, cada vez son menores las superficies inundadas en la cuenca. En la Figura E9 se muestran las interrelaciones río-acuífero existentes en la cuenca en régimen natural (antes de la acción ejercida por los bombeos en el acuífero) y en su estado actual. En ella, se aprecia en color rojo los tramos de río que se han convertido en perdedores a partir de las extracciones realizadas en el acuífero (IGME, 2010).



**Figura E8.** Caracterización de la interrelación río-acuífero en régimen natural (Fuente: IGME, 2012).

Para definir el resto de condiciones de contorno no lineales se han tomado en cuenta las siguientes observaciones dadas en el trabajo “Encomienda de Gestión para la realización de trabajos científico-técnicos de apoyo a la sostenibilidad y protección de las aguas subterráneas”, realizado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 2010):

- En la masa de agua subterránea Consuegra-Villacañas “*La descarga se produce principalmente por el drenaje del río Amarguillo y Gigüela y por los bombeos que se realizan sobre el mismo*”.
- En el caso de Sierra de Altomira, “*La descarga se produce hacia los cauces de los ríos y arroyos y en menor medida por medio de manantiales*”.
- En el caso de la masa de agua de la Mancha Occidental II, “*La escasa pendiente de la red hidrográfica y las características geológicas y climatológicas de la región originan zonas húmedas por las que también se realiza la descarga del acuífero, perdiéndose el agua por evaporación*”.

Estas observaciones han sido incluidas en el modelo como condiciones de contorno, mediante celdas de drenaje: La celda 27 en el caso de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira, la celda 31 en el caso de Consuegra-Villacañas, y en las celdas 55, 56, 57, 68, 69 y 70 para la condición de la Mancha Occidental II.

La ubicación de las celdas condiciones de contorno no lineales en el acuífero se muestran la Figura E9. Los datos requeridos para su interpretación por el modelo de autovalores son las conductancias (en

metros cuadrados por día) en conexión con el nivel externo y las cotas del terreno.

0	0	0	0	0	0	1	2	3	4	5	0	0
0	0	0	0	0	6	7	8	9	10	11	0	0
0	0	0	12	13	14	15	16	17	18	19	0	0
0	0	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	0
0	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
0	42	43	44	0	45	46	47	48	49	50	51	52
0	0	0	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	0	0
				74	75	76	77	78	79	80	0	0
81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	0	0
0	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	0	0
0	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	0	0
0	0	112	0	0	0	113	114	115	116	117	0	0
0	0	0	0	0	0	118	119	120	121	0	0	0

**Figura E9.** Localización de las celdas de drenaje o celdas con condiciones de contorno no lineales, todas localizadas en la capa 1.

## 6. Parámetros de control

Finalmente, como parte de la configuración del modelo será necesario definir los puntos que nos permitirán controlar los resultados que se obtienen del modelo, a estos los denominaremos *parámetros de control*. Estos parámetros de control permiten definir las variables de seguimiento o los puntos de interés en el acuífero, ya sea a efectos de conocer la información en determinado punto o a efectos de su influencia de la gestión propia del acuífero. Los parámetros de control definidos en este caso son:

- Salidas del acuífero mediante celdas de drenaje definidas en el apartado anterior.
- Altura piezométrica media en cada una de las masas de agua subterránea.

## Resultados de la pre-calibración del modelo de flujo subterráneo.

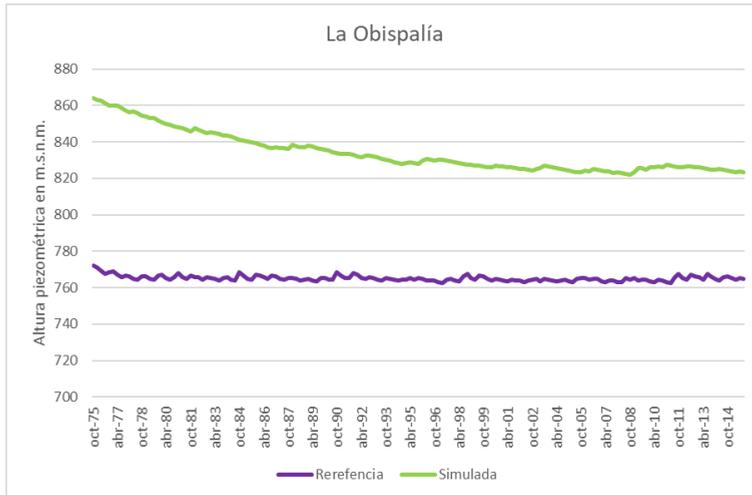
La relación de las celdas utilizadas en el método de los autovalores y los piezómetros de referencia utilizados en la calibración se muestran en la tabla siguiente.

**Tabla E1.** Relación de piezómetros y celdas empleadas en la calibración del modelo de autovalores

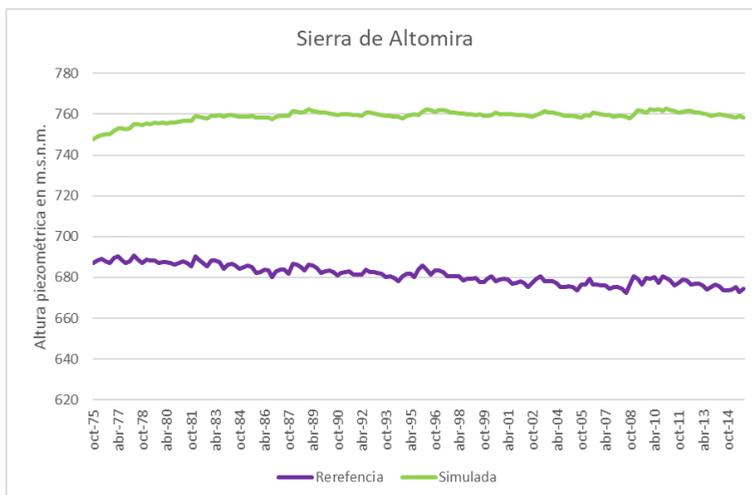
Masa de agua subterránea	Piezómetros de referencia	Celdas del modelo de autovalores
Lillo-Quintanar	04.01.003	6, 12, 13, 14
Consuegra-Villacañas	04.03.001, 04.03.002	20, 21, 22, 30, 31, 32, 33, 42, 43, 44
Sierra de Altomira	04.01.017, 04.04.010, 04.01.011, 04.01.006, 04.01.002, 04.01.003	1, 2, 7, 8, 15, 16, 23, 24, 25, 26, 27, 34, 35, 36, 37, 38, 122, 123, 127, 128, 132, 133, 137, 138, 139, 140, 141, 144, 145, 146, 147, 148, 215, 216, 220, 221, 225, 226, 230, 231, 232, 233, 234, 237, 238, 239, 240, 241
La Obispalía	04.01.002	3, 4, 5, 10, 11, 124, 125, 126, 130, 131, 217, 218, 219, 223, 224
Mancha Occidental I	04.04.031, 04.04.038, 04.04.012,  193030008, 04.04.017, 04.04.006, 04.04.013, 203080005	53, 63, 64, 65, 66, 81, 82, 83, 84, 92, 93, 102, 103, 112
Mancha Occidental II	04.04.001C, 04.04.019, 04.04.024, 04.04.037,	45, 46, 47, 48, 54, 55, 56, 57, 58, 67, 68, 69, 70, 71, 74, 75, 76, 77, 78, 85, 86, 87, 88, 89, 152,

	04.04.016, 04.04.049	153, 154, 155, 160, 161, 162, 163, 164, 169, 170, 171, 172, 173, 176, 177, 178, 179, 180, 183, 184, 185, 186, 187, 245, 246, 247, 248, 253, 254, 255, 256, 257, 262, 263, 264, 265, 266, 269, 270, 271, 272, 273, 276, 277, 278, 279, 280
Rus- Valdelobos	04.04.025, 04.06.018	49, 59, 72, 79, 90, 156, 165, 174, 181, 188, 249, 258, 267, 274, 281
Campo de Montiel	04.06.002, 04.06.001, 04.06.013, 04.06.011, 04.06.014, 04.06.017, 04.06.020	94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 304, 305, 306, 307

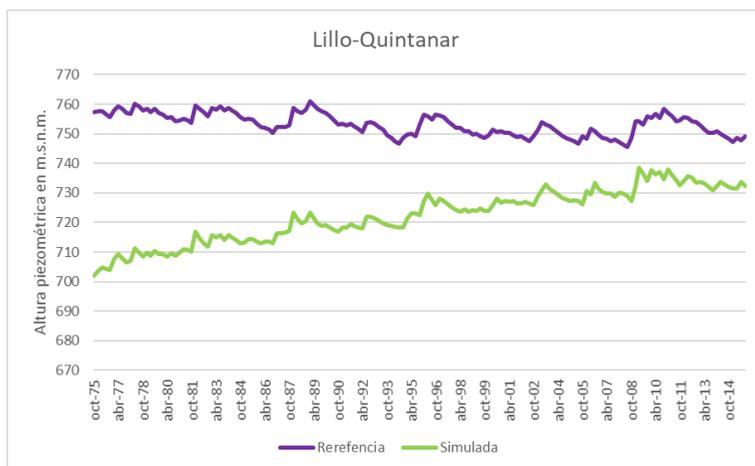
Las siguientes figuras muestran los resultados obtenidos de la calibración de las masas de agua subterránea.



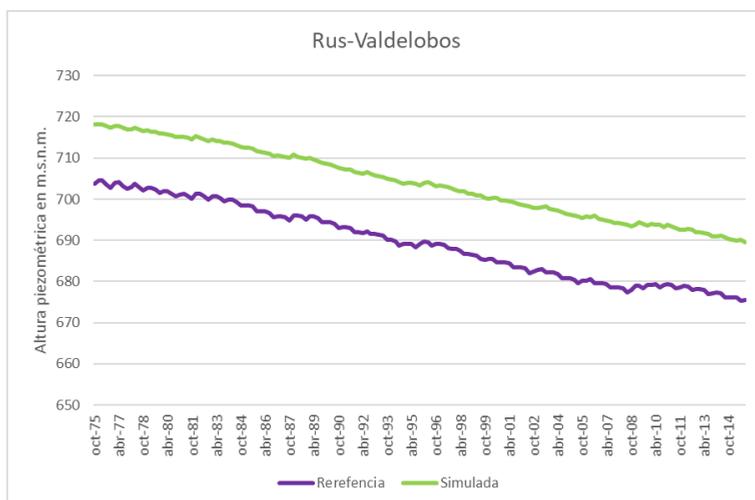
**Figura E10.** Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea La Obispalía.



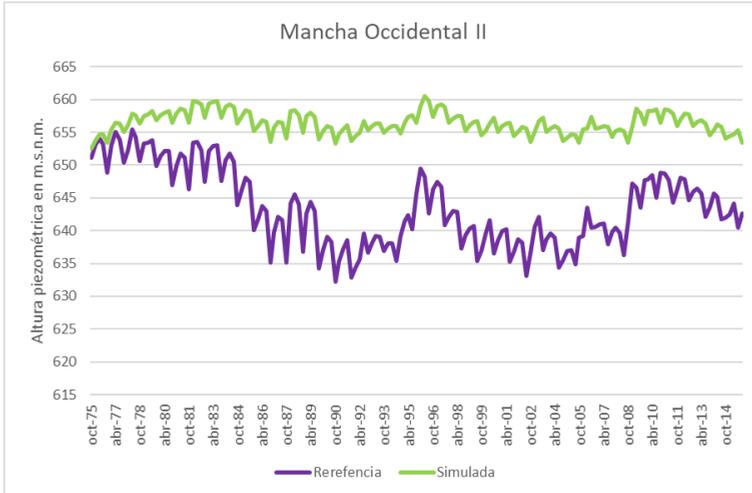
**Figura E11.** Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Sierra de Altomira.



**Figura E12.** Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Lillo-Quintanar.



**Figura E13.** Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Rus-Valdelobos.



**Figura E14.** Resultado de la calibración de la masa de agua subterránea Mancha Occidental II.

Los parámetros de calibración del modelo de flujo subterráneo por el método de autovalores se concentran en la tabla E3.

**Tabla E2.** Valores de los parámetros de calibración del modelo de autovalores.

<b>Parámetro (unidades)</b>	<b>Valor</b>
Espesor en las celdas del río (m)	4
Conductividad en las celdas del río (m/d)	0.001
Conductancia en las celdas de drenaje de Sierra de Altomira (m/d)	4733
Conductancia en las celdas de drenaje de Consuegra-Villacañas (m/d)	1000
Conductancia en las celdas de drenaje de Mancha Occidental II (m/d)	1400
Nivel en las celdas de drenaje de Sierra de Altomira (m)	13.6
Nivel en las celdas de drenaje de Consuegra-Villacañas (m)	93.6
Nivel en las celdas de drenaje de Mancha Occidental II (m)	2

**Tabla E3.** Valores de la función objetivo obtenidos a partir de la calibración del modelo de autovalores para dada una de las masas de agua subterráneas.

<b>Masa de agua subterránea</b>	<b>Valor de la función objetivo</b>
La Obispalía	6.925
Lillo-Quintanar	1.666
Sierra de Altomira	8.624
Consuegra-Villicaña	0.044
Rus-Valdelobos	0.307
Campo de Montiel	0.124
Mancha Occidental I	0.123
Mancha Occidental II	0.286